



**Universidade Federal do Pará**  
**Centro de Geociências**  
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA E ECOLOGIA DA PAISAGEM NA  
REGIÃO DA ORINÔQUIA COLOMBIANA**

TESE APRESENTADA POR

**BEATRIZ JIMENEZ CASTRO**

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em  
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: 20.07.2000

**Comitê de Tese:**

.....  
MAURÍCIO DA SILVA BORGES (Orientador)

.....  
JAIRO ROBERTO JIMENEZ RUEDA

.....  
RUTH LEA BEMERGUY

Belém

## **DEDICATORIA**

A NOSSA MÃE SANTA, A TERRA.  
A SEU ALENTO DE VIDA, A AMAZÔNIA  
A MINHA MÃE OLGA, POR SUA CONSCIÊNCIA LUMINOSA  
À MOÇA LINDA QUE É O BRASIL, POR SUA MÚSICA E POESIA  
A MINHA PÁTRIA, TERRA DE MEGADIVERSIDADE, ENCONTRO E CONFLITO  
PARA QUE SEJA POSSÍVEL A PAZ, E COLÔMBIA SEJA DE TODOS OS COLOMBIANOS

## AGRADECIMENTOS

Ao **Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico, DAAD**, pela concessão da bolsa de mestrado e a seus representantes, **Dr. Volker Geller, Sra. Marilia de la Cal, Sra Ursula de Haro** pela sua valiosa colaboração sempre oportuna.

Ao convênio **UNAMAZ-DAAD-UFPA**, por servir como instrumento para o aproveitamento dos conhecimentos na Neotectônica da Amazônia Leste (Brasil) e ser aplicados na Amazônia Oeste (Colômbia).

Ao meu orientador, **Dr. Professor Maurício Borges da Silva**, pela amizade, conhecimento, apoio, confiança e carinho sempre dado desde que lhe conheço.

A meu co-orientador, **Dr. Professor João Batista Cena Costa**, que me acompanhou e aconselhou nos momentos difíceis. Para o senhor vão meus mais sinceros e profundos agradecimentos; assim como pela compreensão, afeto, conhecimento, colaboração e dedicação na fase final da tese.

Aos membros da banca, **Dra. Professora Ruth Léa Bemerguy** e **Dr Professor Jairo Jiménez Rueda**, por seu estímulo, delicadeza, confiança, conhecimentos e ajuda em todos os momentos que precise de eles.

Ao meu maestro de vida **Dr. Professor Pedro Botero Zuloaga**, pela parceria, alento, guia e conhecimentos recolhidos e compartilhados durante a elaboração do Projeto Paisagens da Orinoquia – Amazônia Colombianas (ORAM) e durante a elaboração desta tese; assim como a toda a equipe, meus amigos do Projeto ORAM.

A meus colegas e amigos **Alvaro Nieto** coordenador da rede sísmica nacional da Colômbia e **Jaime Romero** pesquisador na área da Neotectônica Colombiana; pertencentes ao Instituto de Investigações Geológico – Mineras, INGEOMINAS, pela contribuição bibliográfica e de seus conhecimentos próprios.

Ao Professor **Hugo Villota**, Subdiretor do **Centro Interamericano de Fotointerpretação, CIAF** do **Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC**, pela confiança e reconhecimento.

## SUMÁRIO.

	p.
DEDICATÓRIA	
AGRADECIMENTOS.....	i
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	V
RESUMO.....	2
ABSTRACT.....	4
<b>1 - INTRODUÇÃO.....</b>	<b>5</b>
1.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	5
1.2 - OBJETIVOS.....	8
1.3 – METODOLOGIA.....	9
<b>1.3.1 - Métodos.....</b>	<b>9</b>
<b>1.3.2 - Materiais.....</b>	<b>13</b>
<b>1.3.3 - Atividades.....</b>	<b>13</b>
<b>2 - QUADRO GEOTECTÔNICO DO NOROESTE DA AMÉRICA DO SUL.....</b>	<b>14</b>
2.1 - INTRODUÇÃO.....	14
2.2 - SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DA TECTÔNICA DA REGIÃO NOROESTE DA AMÉRICA DO SUL E ÁREAS ADJACENTES.....	17
2.3- CONVERGÊNCIA ATUAL DAS PLACAS.....	21
2.4 - LIMITES DAS PLACAS LOCALIZADAS NA REGIÃO NOROESTE DA AMÉRICA DO SUL.....	23
2.5 - TAXAS DE CONVERGÊNCIA.....	24
2.6 - SISMICIDADE.....	25
<b>3 - GEOLOGIA REGIONAL DA COLÔMBIA.....</b>	<b>31</b>
3.1 - PROVÍNCIA CARIBENHA.....	31
3.2 - PROVÍNCIA PACÍFICA.....	31
<b>3.2.1 - Serra de Baudó e Bacia do Atrato.....</b>	<b>31</b>
<b>3.2.2 - Litoral Pacífico.....</b>	<b>35</b>
3.3 - PROVÍNCIA ANDINA.....	36

Aos professores: Hans Diederix e Henri Hooghiemstra (do ITC da Holanda), professor Carlos Costa (Universidade da Argentina), Gabriel Paris (Ingeominas) e Fernando Sanchez (Universidade de Caldas, Colômbia), por seus conselhos e comentários e por ser entre outros inspiradores do tema do presente trabalho; ao grupo de professores na área da neotectônica da Unesp pela sua hospitalidade, colaboração e interesse demonstrado pelo tema deste trabalho; aos professores Mario Amin, Dilse Rosseti, Ana Goess, Roberto Vizeu, Vladimir (Universidade Federal do Pará), por seu saber e acolhida. Assim como ao pessoal da coordenação e da biblioteca do Centro de Geociências, que sempre deram uma ajuda oportuna.

Aos colegas e amigos do Laboratório de Computação Aplicada às Geociências, COMAP, Osmar por sua constante ajuda e simpatia recebidas no processo de edição e Adilson por sua oportuna ajuda. A todos os amigos da pós graduação e graduação de geologia, especialmente a Vierinha, Daniel, Yamaguti, Calaf, Tony, Jackson, Simone, Junny, Claudia e Luciana, entre muitos outros por sua amizade.

A meus Grandes Amigos quase Irmãos: Felipe Reis pela sua compressão, solidariedade, espiritualidade e estimação compartilhada, assim como por seu trabalho de tradução Português - Inglês; Francisco Xavier Arbelaez pela cumplicidade, alegria e colaboração oferecida na fase final da tese.

A minha família: pais, Carlos e Olga; irmãos Arturo, Mercedes, Manuel, Eduardo, Margarita, Roberto, Jaime, Companheiros (as) e filhos; e a todos meus amigos pelas belíssimas lembranças, pelo apoio espiritual, respeito e amor no qual cresci e desejo continuar desfrutando.

Ao meu Companheiro Martijn Eisinga pela graça de existir.

As comunidades indígenas da Orinoquia e Amazônia por seu cuidado e respeito com a Madre Terra e a divindade manifesta na exuberante floresta por sua mega-diversidade, acolhida e acompanhamento.

<b>3.3.1 - Cordilheira Occidental.....</b>	<b>36</b>
<b>3.3.2 - Vale Interandino de Cauca.....</b>	<b>42</b>
<b>3.3.3 - Cordilheira Central.....</b>	<b>47</b>
<b>3.3.4 - Vale Interandino do Magdalena.....</b>	<b>54</b>
<b>3.3.5 - Cordilheira Oriental.....</b>	<b>61</b>
<b>3.4 - PROVÍNCIA ORINOQUIA.....</b>	<b>69</b>
<b>3.5 - PROVÍNCIA AMAZÔNICA.....</b>	<b>86</b>
<b>4 - COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA.....</b>	<b>104</b>
<b>4.1 - COMPARTIMENTO 1.....</b>	<b>108</b>
<b>4.1.1 - Aspectos Gerais.....</b>	<b>108</b>
<b>4.1.2 - Drenagem.....</b>	<b>112</b>
<b>4.1.3 - Sistema de Relevo.....</b>	<b>115</b>
4.1.3.1 - Planalto Estrutural Superior de Arauca.....	115
4.1.3.2 - Planalto Depositional Intermediário.....	121
4.1.3.2.1 - Planalto Depositional Intermediário de Arauca.....	121
4.1.3.2.2 - Planalto Depositional Intermediário do Norte de Casanare.....	123
4.1.3.3 - Bloco Tectonicamente Abatido de Arauca.....	124
4.1.3.4 - Planalto Depositional Inferior de Arauca.....	127
4.1.3.5 - Depressão Tectono-Aluvial do Rio Orinoco.....	128
<b>4.1.4 - Estruturas.....</b>	<b>129</b>
<b>4.1.5 - Integração.....</b>	<b>131</b>
<b>4.2 - COMPARTIMENTO 2.....</b>	<b>133</b>
<b>4.2.1 - Aspectos gerais.....</b>	<b>133</b>
<b>4.2.2 - Drenagem.....</b>	<b>134</b>
4.2.2.1 - Principais afluentes da bacia a noroeste do rio Meta.....	135
4.2.2.2 - Principais afluentes da parte sudeste da bacia do rio Meta.....	136
4.2.2.3 - Outros afluentes do rio Orinoco.....	137
4.2.2.4 - Principais afluentes da parte norte da bacia do rio Guaviare.....	137
<b>4.2.3 - Sistemas de relevo.....</b>	<b>138</b>
4.2.3.1 - Domínio Noroeste (Domínio 1).....	140
4.2.3.1.1 - Relevo Estrutural – Erosivo de Casanare.....	141

4.2.3.1.2 - Planalto estrutural superior de Casanare.....	143
4.2.3.1.3 - Planalto deposicional superior de Casanare.....	143
4.2.3.1.4 - Planalto deposicional intermediário de Casanare .....	144
4.2.3.1.5 - Bloco deposicional - basculado inferior de Casanare.....	146
4.2.3.2 - Domínio Centro – Oeste (Domínio 2).....	149
4.2.3.2.1 - Relevo Estrutural – Erosivo do Meta.....	149
4.2.3.2.2 - Planalto Estrutural Superior do Meta.....	149
4.2.3.2.3 - Planalto Depositional Superior do Meta.....	150
4.2.3.3 - Domínio Leste (Domínio 3).....	154
4.2.3.3.1 - Planalto Estrutural Intermediário de Meta e Vichada.....	154
4.2.3.4 - Domínio Sul (Domínio 4).....	159
4.2.3.5 - Domínio Sudoeste (Domínio 5).....	161
<b>4.2.4 - Estruturas.....</b>	<b>164</b>
4.2.4.1 - Domínio Oeste e Centro-Oeste.....	164
4.2.4.2 - Domínio Este.....	166
4.2.4.3 - Domínio Sudeste.....	167
4.2.4.4 - Domínio Suroeste maciço complexo de La Macarena.....	168
<b>4.2.5 - Integração.....</b>	<b>168</b>
<b>4.3 - COMPARTIMENTO 3.....</b>	<b>172</b>
<b>4.3.1 - Aspectos gerais.....</b>	<b>172</b>
<b>4.3.2 - Drenagem.....</b>	<b>173</b>
<b>4.3.3 - Sistemas de relevo.....</b>	<b>175</b>
4.3.3.1 - Domínio Oeste – Suroeste.....	175
4.3.3.1.1 - Planalto Depositional Superior de Caquetá e Putumayo.....	175
4.3.3.1.2 - Bloco Basculado Superior de Putumayo.....	176
4.3.3.2 - Domínio Central.....	177
4.3.3.2.1 - Relevo Estrutural Superior do Caqueta.....	177
4.3.3.2.2 - Planalto Estrutural Intermediário de Guaviare, Caqueta e Amazonas.....	178
4.3.3.2.3 - Bloco Basculado Médio e Inferior do Caqueta.....	180
4.3.3.3 - Domínio Nordeste.....	181
4.3.3.4 - Domínio Sudeste.....	182

4.3.3.4.1 - Plano deposicional inferior do Amazonas.....	182
<b>4.3.4 – Estruturas.....</b>	<b>184</b>
4.3.4.1 - Domínio Oeste – Suroeste.....	184
4.3.4.2 - Domínio Central.....	185
4.3.4.3 - Domínio Sudeste.....	187
<b>5 - EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA – TECTÔNICA DA BACIA</b>	
<b>“FORELAND” SUBANDINA DA ORINOQUIA ENTRE O PLIOCENO –</b>	
<b>QUATERNÁRIO.....</b>	<b>188</b>
5.1 - PLIOCENO (5.3 – 1.8 M.a).....	188
5.2 - PLEISTOCENO INICIAL-MÉDIO (1.8 M.a – 200000 a.p).....	191
5.3 - PLEISTOCENO TARDIO (200000 a.p – 14000 a.p).....	192
5.4 - PLEISTOCENO – HOLOCENO (14000 – 10000 a.p).....	194
5.5 - HOLOCENO INICIAL (10000 – 5000 a.p).....	196
5.6 - HOLOCENO TARDIO (5000 até o Presente).....	197
<b>6 – CONCLUSÕES.....</b>	<b>200</b>
GLOSSÁRIO.....	205
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	214

## ANEXOS

ANEXO A. Mapa de Grandes Paisagens da Orinoquia – Amazônia Colombiana

ANEXO B. Mapa de Drenagens do Piemonte e da Orinoquia Inundável

ANEXO C. Mapa de Paisagens do Piemonte e da Orinoquia Inundável

ANEXO D. Mapa de Grandes Paisagens e Morfo-estruturas do Piemonte e da Orinoquia Inundável

ANEXO E. Perfis Estruturais do Piemonte e da Orinoquia Inundável.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

	p.
Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.....	7
Figura 2 - Esquema Conceitual dos Fatores Formadores da Paisagem - Solos Modificado de Botero, 1999.....	12
Figura 3 - Grandes Regiões Tectônicas da América do Sul.....	16
Figura 4 - Placas tectônicas e taxas de movimentação do NW da América do Sul...	18
Figura 5 - Mapa Geológico da Colômbia.....	33
Figura 6 Perfis geológicos com a evolução tectônica dos Andes Setentrionais.	
Figura 6.a - Situação geológica durante o Mesozóico ate o Cenozóico Inferior.....	40
Figura 6.b - Situação geológica durante o Paleogeno ate o Neogeno.....	44
Figura 6.c - Situação geológica durante o Quaternário.....	71
Figura 7 - Mapa das Bacias Hidrográficas do Orinoquia-Amazonia Colombiana..	107
Figura 8 - Mapa de compartimentos morfo-estruturais da Orinoquia e Amazônia colombiana.....	109
Figura 9 Perfis morfo-tectônicos da Orinoquia – Amazônia Colombiana	
Figura 9.a - Perfis da Orinoquia no Inundável.....	110
Figura 9.b - Perfis da Amazônia.....	111
Figura 10 Blocos diagramas com a evolução geomorfologico-tectônica da Bacia “foreland” Subandina.	
Figura 10.a - Situação Morfotectônica no Plioceno.....	190
Figura 10.b - Situação Morfotectônica no Pleistoceno.....	195
Figura 10.c - Situação Morfotectônica no Holoceno.....	198
Figura 11.d – Sismicidade Atual.....	199

## TABELAS

Tabela 1 - Solos dos Altiplanos mais Altos do Planalto Estrutural Superior de Arauca.....	118
Tabela 2 - Solos dos Altiplanos Baixos e Leques do Planalto Estrutural Superior de Arauca.....	119-120
Tabela 3 - Solos de Terraços Altos e Leitos Maiores no Planalto Depositional Intermediário de Arauca.....	122
Tabela 4 - Solos da Depressão Plano-Côncava do Planalto Depositional Intermediário de Arauca.....	123
Tabela 5 - Solos de Terraços e Leitos Aluviais do Planalto Depositional Intermediário.....	126
Tabela 6 - Solos do Relevo Montanhoso e Colinoso Estrutural – Erosivo de Casanare.....	142
Tabela 7 - Solos das Planícies Eólicas do Bloco Depositional - Basculado Inferior de Casanare e Arauca.....	148
Tabela 8 - Solos dos diversos níveis de Terraços no Planalto Depositional Superior do Meta e Casanare.....	153
Tabela 9 - Solos da Altiplanície (" <i>Altillanura</i> ") Estrutural do Planalto Estrutural Intermediário de Meta e Vichada.....	157-158
Tabela 10 - Solos dos Glacis e Terraços das Superfícies Transicionais Baixas.....	161
Tabela 11 - Solos da Serra de La Macarena.....	163



## RESUMO

A distribuição das paisagens no extremo noroeste da América do Sul é extremamente peculiar, pois relaciona-se a um quadro de indentação tectônica (Borges et al., 1999).

Esta região é marcada por uma grande complexidade de estruturas neotectônicas, decorrente da colisão das placas de Nazca, Cocos, Caribeanas, América do Sul e Panamá .

A fisiografia do território Colombiano compreende o Sistema de Cordilheiras Andino na parte Oeste e uma porção das Planícies da Orinoquia e da Amazônia, na parte Leste; nesta última região foi desenvolvido o presente trabalho de tese, particularmente na Orinoquia Inundável. Os movimentos neotectônicos nas bacias Subandinas são responsáveis da reorganização da paisagem e da geração de estruturas que controlam fortemente a geometria da rede de drenagem atual. Assim, com base na análise dos "landforms" tectônicos, dados da rede de drenagem, e informações sismotectônicas, propõe-se a divisão da Orinoquia e Amazônia Colombiana em 4 Compartimentos Morfotectônicos. O Compartimento 1 abrange parte da Orinoquia Inundável (baixo Meta) até o Sul da Venezuela na altura do paralelo 8<sup>o</sup>N, suas estruturas estão orientadas na direção E-W, num sistema distensivo. O Compartimento 2 compreende a porção da Orinoquia Inundável e da "Altillanura" e suas estruturas controlam o traçado dos "landforms" tectônicos primários das bacias do Tomo, Vichada e Guaviare, entre os paralelos 4<sup>o</sup>N e 6<sup>o</sup>N, têm orientação geral NE-SW e são decorrentes de compressão/transpressão. O Compartimento 3 na região norte é alongado com orientação E-W e suas estruturas são direcionais entre os paralelos 3<sup>o</sup>N e 4<sup>o</sup>N, e engloba a região transicional entre a Orinoquia-Amazônia e o Escudo Guianês da Colômbia; o resto do compartimento abarca a mega-bacia sedimentar da Amazônia Colombiana, entre os paralelos 2<sup>o</sup>N e 4<sup>o</sup>S. Os "landforms" tectônicos primários, bem como o traçado das bacias dos rios Yari, Apaporis, Vaupes, Caquetá e Putumayo ajustam-se a um sistema distensivo com as estruturas orientadas na direção NW-SE. O Compartimento 4 engloba a região de influência do Rio Solimões na altura do paralelo 5<sup>o</sup>S, tem direção geral E-W e inclui estruturas transcorrentes.

Nos compartimentos 1 e 2 a conjugação dos sistemas neotectônicos de inversão NW-SE e transcorrente dextral E-W, constituem uma rede de lineamentos romboédrica que gera o atual relevo com altiplanos e terraços altos no W (piémonte cordilheirano) e S (bacia do rio Metica) a terraços baixos e planos de inundação com forte influência eólica no E (até o rio Meta) e N (até os rios Ariporo – Meta); e altiplanícies (“Altillanuras”) na região entre os rios Meta e Orinoco. Esta compartimentação morfo-tectônica controla a atual distribuição espacial das unidades de Paisagens – Solos – Vegetação - fenômenos climáticos localizados e suas relações dinâmicas.

Sobre as informações paleoclimáticas, deposicionais e neotectônicas, que contribuíram para a evolução da paisagem, permitem interpretar : 1) durante o Plio-Pleistoceno condições climáticas úmidas dominaram na bacia “foreland” Subandina, foram depositadas seqüências ligadas a grandes leques aluviais, que em suas porções mais distais, interagiram com lagos. Há indicação de períodos de fluxos aquosos mais canalizados (fluviais típicos) vinculados aos diferentes pulsos de soergimento e erosão da cordilheira Oriental. Tais movimentações também geraram as primeiras deformações do piémonte colúvio-aluvial e o soergimento do bloco leste que dá origem a “Altillanura”. Nesses altos estruturais começaram a se desenvolver os solos mais evoluídos da região (Oxisolos e Ultisolos); 2) na transição do Pleistoceno – Holoceno, o predomínio do clima seco permitiu que os ventos Alizios provenientes do mar do Caribe (Venezuela), com sentido SSW, seguissem as morfoestruturas e cobrissem com mantos de areia grande parte da Orinôquia Colombo-Venezuelana; 3) no Holoceno mudança do clima para condições mais úmidas e a contínua propagação das estruturas transpressivas com vergência para leste, configuraram os padrões da rede de drenagem atual e impuseram a reorganização da paisagem e a individualização de vários blocos diferentes, uns soergidos com solos evoluídos a moderadamente evoluídos (Ultisolos pouco desenvolvidos e Inceptisolos) e outros abatidos com solos pouco evoluídos (Entisolos e Inceptisolos).

## ABSTRACT

The landscape distribution in the South American northeastern end is very particular, because is related to a tectonic scenary of indentation.

This region is characterized by a complex of neotectonic structures that was originated with the colision of the Nazca, Cocos, Caribbean, South American and Panama tectonic plates.

The physiography of the Colombiano territory comprehends the andean cordilleran system in the western part of the Orinoquia plains, and the Amazonic region in the eastern part. This last region was the theme of this thesis work, particularly on the area of inundable Orinoquia. The neotectonic movements in the subandean basins were responsible for the reorganization of the landscape and for the generation of structures that highly control the present drainage net geometry. On the basis of tectonic landforms analysis, data from the drainage net and sismotectonic information, the Orinoquian and Amazonian regions were compartmented in four morphotectonic compartments. The compartment 1 contains part of the inundable Orinoquia (lower Meta) until the southern Venezuela ( $8^{\circ}$  N latitude). where its structures are striking with E-W direction, in a distensive system. The compartment 2 covers part of the inundable Orinoquia and the plateau regions and its structures control the primary tectonic landforms geometry of Tomo, Vichada e Guaviare basins, between  $4^{\circ}$ N and  $6^{\circ}$ N latitudes. These structures have a general NE-SW trend and were generated in a compressive/transpressive regime. The compartment 3 has its northern part elongated in the E-W direction and presents strike-slip structures between the  $3^{\circ}$  N and  $4^{\circ}$ N latitudes. This third compartment comprehends the transitional region between Orinoquia – Amazonia and the colombian Guiana shield. The rest of this compartment comprises the mega sedimentary basin of the colombian Amazonia and occurs between the  $2^{\circ}$ N and  $4^{\circ}$ S latitudes. The primary tectonic landforms, as well as the river traces in the Yari, Apaporis, Vaupes, Caquetá e Putumayo basins fit into a distensive system with structures oriented in the NW-SE direction. The compartment 4 embraces the region influenced by the Solimoes river right about  $5^{\circ}$ S and is composed by E-W transcurrent structures.

The conjugation of the NW-SE inversion with the E-W transcurrent dextral neotectonic systems in the compartment 1, form a rhomboedric lineaments net which modelates the present landscape with plateaus and higher terraces in the west (cordilleran piedmont) and south part (Metica river basin) parts, and lower terraces and highly eolean influenced inundable plains in the east (until the Ariporo and Meta rivers) and north parts and plateaus ("Altillanuras") in the region between the Meta and Orinoco rivers. This morphotectonic compartmentation controls the spacial distribution of the present landscape units as well as the soils, vegetation and climate phenomena together with their dynamic relationship.

On the paleoclimatic, sedimentary and neotectonic information related to the landscape evolution is possible to conclude that: 1) during Plio-Pleistocene humid conditions dominated the subandean foreland basin. There were deposited large sequences of alluvial fans, which presented interaction with lakes in their more distal portions. There is some trace of periods with flows more channeled (typically fluvial) generated by pulses of uplift and erosion of the Oriental Cordillera. These movements also generated the first deformations in the colluvial – alluvial piemont and the uplift of the east block which originated the "Altillanura". In these structural highs, the more evolved soils of the region (oxisoils and ultisoils) began to develop; 2) In the Pleistocene – Holocene transition, the establishment of drought conditions made the SSW trade winds ("Alizios") coming from the caribbean sea (Venezuela) to follow the morphostructures and to cover sand mantles in large areas of the colombian – venezuelan Orinoquia; 3) In the Holocene, a climatic shift to a more humid condition together with a continuing propagation of transpressive structures to the east, built up the present drainage net patterns and imposed a landscape reorganization and individualization of various blocks, some of which were uplifted with evolved to moderately evolved soils (less developed ultisoils and inceptisoils) and some tilted with less evolved soils (entisoils and inceptisoils).

## 1. INTRODUÇÃO.

### 1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.

No extremo noroeste do continente Sul Americano, entre os paralelos 10°N - 4°S e os meridianos 77°E - 67°E, com a forma aproximada de um trapézio, encontra-se o território colombiano (Figura 1). Na sua fisiografia compõem o oceano Pacífico, a oeste, o Mar do Caribe, a norte; as cordilheiras Occidental, Central e Oriental na região centro - oeste e as savanas da Orinoquia e a floresta Amazônica na região centro - leste (Figura 1). Essa diversidade de feições morfológicas respondem pelos vários tipos de climas e pela riqueza da biodiversidade (IGAC, 1999)

Neste quadro destaca-se os fortes contrastes climáticos, ecológicos e biogeográficos entre o relevo montanhoso Andino, onde as cordilheiras Occidental, Central e Oriental são separadas, respectivamente, pelos vales dos rios Cauca e Magdalena, e as planícies orientais que se estendem para leste a partir da cota 500 metros a cima do nível do mar (IGAC, 1999). Na região montanhosa encontra-se as nascentes dos principais rios que formam as bacias hidrográficas do Orinoco e do Amazonas, ambas com forte influência nas unidades bioestratigráficas.

As savanas da Orinoquia colombiana, junto com as savanas da Venezuela e do norte do Brasil, representam o 30% das savanas da América Central e da América do Sul (IGAC, 1999). Na Colômbia, essa região ocupa uma extensão de 160.000 km<sup>2</sup> equivalente ao 15 % do seu território colombiano, entre as latitudes 6°N - 3°N e longitudes 69°E - 74°E e abrange os Estados de Arauca, Casanare, Meta e Vichada, cujas paisagens são produtos da sedimentação ligada aos rios Arauca, Meta, Vichada, Guayabero e Guaviare (Figura 1).

A floresta Amazônica é um tapete sempre verde de bosque pluvial tropical Hilea ("bioma" característico; IGAC, 1999), que cobre parte do Equador, Peru, Bolívia, Brasil e Colômbia, e a nível mundial constitui uma das regiões com maior biodiversidade. Na Colômbia ela ocupa 400.000 km<sup>2</sup> equivalente a 35% do território nacional, é um 8%

da bacia do rio Amazonas, que por sua vez representa o 41% da extensão da América do Sul (IGAC, 1999).

Compreende os Estados de Guaviare, Guainia, Caquetá, Putumayo, Vichada, Vaupés e Amazonas; as variedades de paisagens que dissecam suas superfícies foram geradas pela sedimentação - erosão das bacias desde as cabeceiras dos rios Yari, Vaupés, Apaporis e Inirida no norte, até os rios Putumayo e um afluente do rio Amazonas no sul (Figura 1). Esta região é uma fonte de recursos ainda não avaliados e desconhecidos.

A área estudada no presente trabalho localiza-se nas Planícies Baixas da Orinoquia Inundável entre as cotas 450 – 100 metros a cima do nível do mar, compreendidas pelas latitudes 6°N - 4°N e as longitudes 69°30'E - 74°E; atingindo os Estados de Arauca, Casanare e Meta, entre os rios Arauca no norte, o rio Ariari no sul, e o rio Meta no leste (Figura 1). O grande potencial e dinâmica hídrica dessa região natural ainda não foi devidamente estimado e estudado.

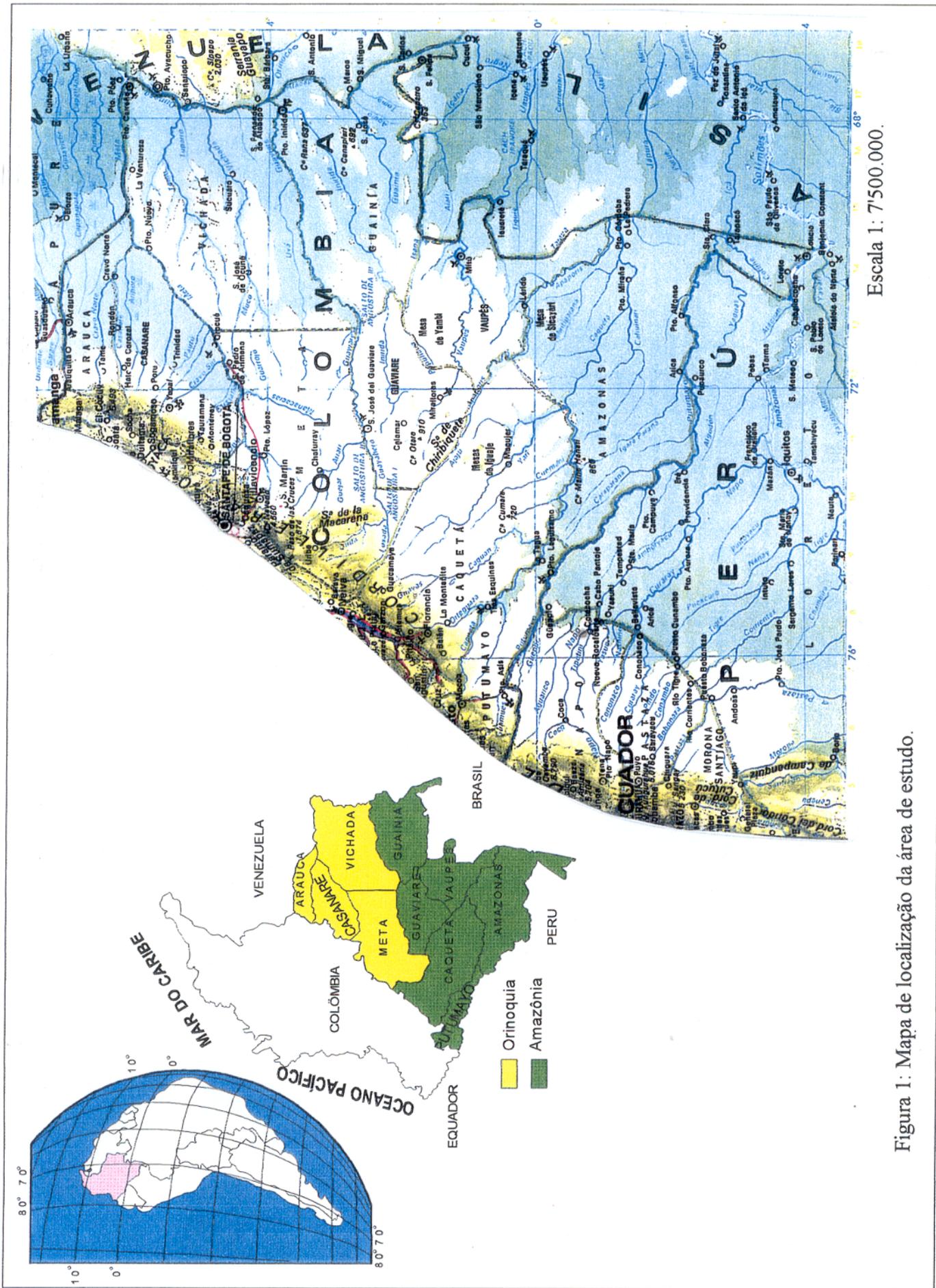


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.

## 1.2. OBJETIVOS.

As regiões da Orinoquia e Amazônia, em território Colombiano, possui localização marginal aos centros mais desenvolvidos da região Andina, oferece difíceis condições de deslocamento terrestre e fluvial devido às planícies alagadas, ou à densa floresta e às cachoeiras ao longo dos principais rios, apresenta baixa fertilidade dos solos e não tem política para atender a população, sobretudo os índios. Todos esses aspectos e outros proporcionam o isolamento dessas regiões, resultando no desconhecimento de suas potencialidades naturais. Portanto, o acervo de dados nas áreas das ciências da terra e como em tantas outras ainda é precário, existindo apenas poucas informações estratigráficas e tectônicas dos depósitos do Quaternário, edafológicas, climáticas e sismológicas, entre outras. Atualmente, dispõe-se apenas de modelos geológicos regionais desbalanceados, a exemplo o do quadro neotectônico da Colômbia que não tem propostas bem definidas para a evolução morfotectônica das bacias "foreland" Subandinas da Orinoquia – Amazônia, em ambiente intracratônico. Tampouco existem modelos que mostrem a influência dos sistemas neotectônicos transcorrentes e a compartimentação estrutural (morfoestruturas) sobre a paisagem atual. Adiciona-se ainda a desagregação da informação biofísica, devido à falta de uma visão integrando a evolução dos aspectos físicos (clima e paleo-clima, relevo, litologia, estruturas, geofomas, solos, sísmica) no âmbito neotectônico, como fator responsável do modelamento, ao longo do tempo, das paisagens e que explica a espacialização dos solos e da vegetação. Assim, pode-se encontrar uma relação mais clara entre a Biodiversidade e a dinâmica do Meio Físico. Esse enfoque foi perseguido nesta dissertação, ao mesmo tempo em que se buscou informações multidisciplinares que podem ser úteis para a integração da região ao sistema Andino.

### 1.3.METODOLOGIA.

#### 1.3.1 Métodos.

Os objetivos do trabalho foram alcançados através da aplicação dos seguintes procedimentos:

- A revisão das cartas geológicas e geomorfológicas, durante as várias etapas da pesquisa, baseou-se principalmente na re-interpretação de imagens do satélite Landsat TM, em falsa cor das bandas 3, 4 e 5 na escala de 1:250.000, com cenas do período entre 1984 e 1991. Utilizou-se ainda as informações provenientes de interpretações de fotografias aéreas nas escalas 1:100.000, 1:60.000 a 1:40.000 de alguns áreas específicas; para ser integradas com a informação existente.

- Parte dos dados de campo foi coletada através do projeto "Paisagens Fisiográficas da Orinoquia – Amazônia Colombianas (ORAM), desenvolvido pelo Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdireção de Geografia, Bogotá (IGAC), no período de 1989 – 1999. As investigações dos afloramentos concentraram-se no período de 1993 – 1997, com ênfase na Geologia do Quaternário e nos Solos. Os dados inéditos dessas etapas integrados às interpretações dos produtos de sensores remotos e aplicados na elaboração das bases cartográficas, resultaram nas propostas morfoestrutural e morfotectônicas discutidas nesta dissertação. A natureza dos dados coletados (geológicos, morfológicos e pedológicos) e seu grande detalhamento variam de uma área para outra, mas destacam-se as seguintes: Cabeceiras do rio Lipa (59) (Arauca), Leques e Altiplanos de Yopal (Casanare), Altiplanície ("Altiplanura") entre Puerto López e Puerto Gaitan, Terraços do rio Duda (Meta), Terraços do rio Tomo (Vichada), Terraços – Altiplanície ("Altiplanura") do rio Guaviare, Planícies Estruturais (Guaviare), Relevos Residuais da Serra de Chiribiquete (Caquetá), Terraços e Planícies dissecadas do rio Mecaya (Caquetá).

- Análise da rede da drenagem, já que a área de estudo está conformada por duas bacias de sedimentação (Orinoquia – Amazônia) a feição mais importante é a drenagem, que por sua vez para a neotectônica é um elemento bastante sensível que reflete a orientação de deslocamentos estruturais, anomalias topográficas ou deformações tectônicas. Delimitaram-se zonas com diferentes padrões de drenagem, segundo Howard (1967) e Deffontaines & Chorowicz (1991); nestas unidades mediram-se alguns parâmetros morfométricos, tais como: densidade (número de drenagens por quilômetro quadrado) sinuosidade, angularidade, assimetria, e identificação de anomalias da drenagem. Também determinou-se a orientação geral dos canais e as geoformas da bacia.

Parte dos dados de campo usados foram coletados no marco do Projeto ORAM (Paisajes Fisiográficas de la Orinoquia – Amazônia Colombianas) desenvolvido pelo IGAC (Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdirección de Geografía, Bogotá) entre os anos 1989 – 1999, a autora desta monografia participou entre os anos 1993 – 1997, nas áreas de Geologia do Quaternário e Solos, parte de dados e conhecimentos que ainda não foram publicados, assim como os que já foram publicados; serão usados como uma das bases cartográficas para nossas propostas de carácter morfo-estrutural e morfo-tectônico.

Os tipos de dados coletados (geológicos, morfológicos e solos) e seu grau de detalhe varia de umas áreas trabalhadas em campo para outras, entre estas temos: O processo metodológico para a elaboração do presente trabalho baseou-se principalmente na interpretação de produtos de Sensores Remotos: Landsat TM, em falsa cor das bandas do espectro visível 3, 4 e 5 a escala 1:250.000, tomadas entre os anos 1984 a 1991, doadas ao governo Colombiano pelo INPE; Mosaico controlado de fotografias aéreas em branco e preto escala 1:100.000 e fotografias aéreas branco – preto a escalas 1:40.000 a 1:60.000 de alguns zonas específicas. Seguindo técnica como:

- Análise das geoformas . Na Orinoquia e Amazônia o domínio de Planícies gera relevos bastante homogêneos, que podem ser diferenciados só pelos diversos níveis de altitude, diferentes graus de dissecação obtidos pela combinação da incisão

dos canais, densidade e as respectivas formas dos interflúvios, rampas e vales. Embora os contrastes do relevo sejam mínimos, permitem avaliar e relacionar certos sistemas tectônicos com determinados tipos de depósitos sedimentares e com geometria de substratos geológicos na evolução do relevo. Dentre as formas dos interflúvios destacam-se planos, plano-convexos, plano-côncavos, tabulares, arredondados, agudos e subagudos. As formas das rampas são escarpadas, quebradas, inclinadas, pouco inclinadas e os vales têm formas em “U” ou “V”, gerando superfícies onduladas, lombadas e planas. Para cada geoforma, determinou-se a altitude aproximada sobre o nível do mar; declividade das rampas e formas dos interflúvios. As unidades genéticas do relevo foram determinados segundo Zuidan (1985).

- Análise fisiográfico do terreno. Com base no conceito que diz “Os solos são tanto Perfis como Paisagens”, a técnica de análise do terreno tem por finalidade cartografar a Paisagem como unidade síntese de interface entre o meio físico e o biótico, além de analisar seus fatores formadores, que são os mesmos dos solos (clima ou paleo-clima, relevo, litologia, geogêneses, idade e organismos); assim como suas relações dinâmicas no tempo (Botero, 1977, Figura 2). A estrutura da legenda é hierarquizada e começa por separar as grandes regiões naturais ou “Províncias Fisiográficas”, com suas zonas climáticas subdivididas em regiões geográficas com geogêneses comuns ou “Subprovíncias Fisiográficas”, que por sua vez são separadas segundo os macrorrelevos que tenham a mesma evolução tectônica e grandes grupos de rochas ou “Grandes Paisagens”; por fim são separados em mesorelevos constituídos pela mesma litologia durante o mesmo evento e intervalo de tempo. Para esse nível, efetuou-se a atualização da taxonomia de solos segundo o Soil Survey Staff (1996) e a localização dos diferentes grandes grupos de solos segundo sua posição na paisagem. Os resultados desta interpretação foram comparados com as informações disponíveis na literatura e com as obtidas nos trabalhos de campo. Neste estudo o enfoque foi morfoestrutural, dedicando-se maior atenção aos elementos da paisagem relacionados com a morfologia (drenagem e relevo) e estruturas geológicas regionais e perfis topográficos, compartimentando-se o relevo segundo as relações das características morfológicas e litoestruturais.

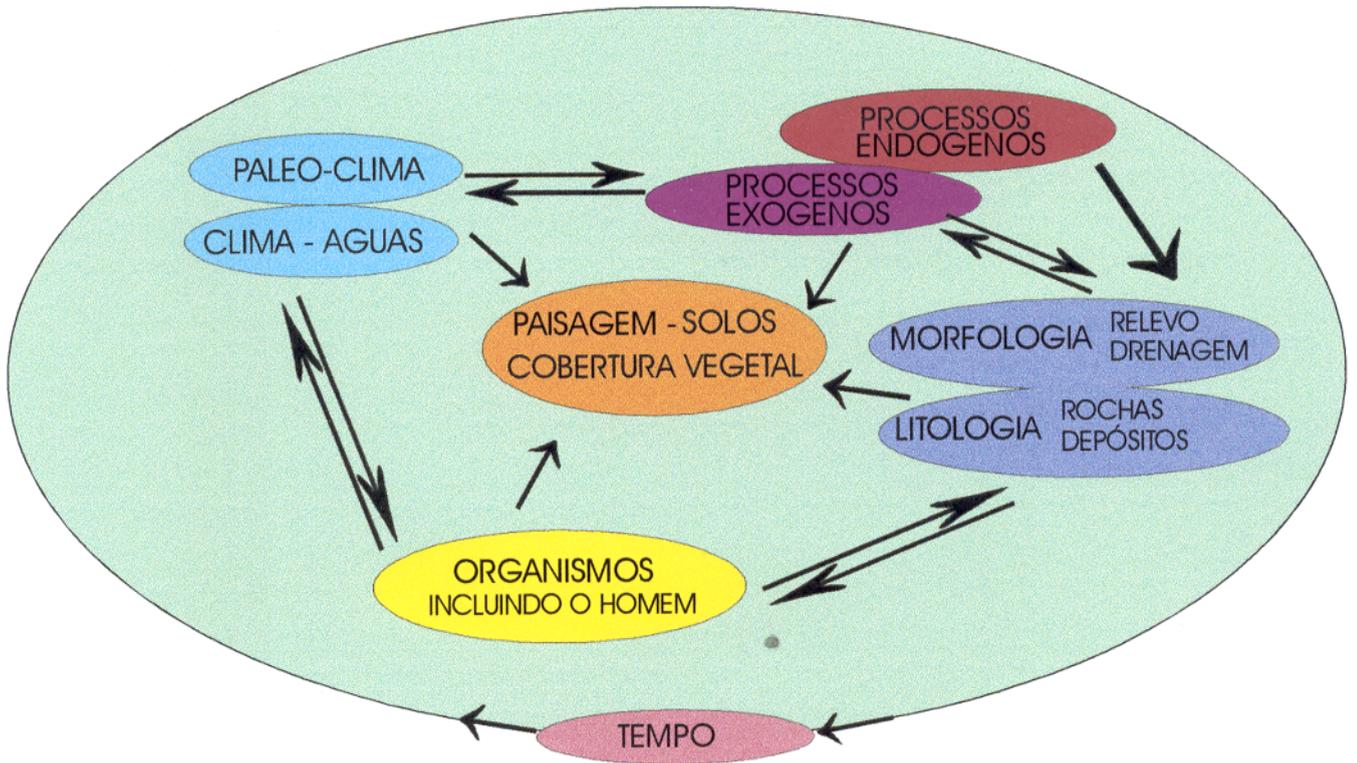


Figura 2. Esquema Conceitual dos Fatores Formadores da Paisagem - Solos  
Modificado a partir de Botero, 1999

### **1.3.2. Materiais.**

Utilizou-se os seguintes materiais durante o desenvolvimento desta dissertação:

- Base cartográfica: Mapas Físicos dos Estados de Arauca, Casanare e Meta, na escala 1:250.000.
- Mapas de Unidades da Paisagem e do Clima do Projeto ORAM (IGAC, 1999), na escala 1:1500.000.
- Produtos de Sensores Remotos (imagens dos satélites Landsat e fotografias aéreas).
- Mapas geológicos de Ingeominas na escala 1:1500.000 de 1988; de Geotec na escala 1:1200.000 de 1988, de Ingeominas na escala 1:200.000 de 1998, de IGAC na escala 1:1500.000 de 1999.
- Mapas de solos do IGAC (1998), assim como de cada Estado.

### **1.3.3. Atividades.**

Dentre as atividades desenvolvidas destacam-se:

A nível regional:

- Compilação, revisão e avaliação do material cartográfico e da literatura geológica, geomorfológica, edafológica, sísmica e sismo-tectônica.
- Interpretação de seções sísmicas, localizadas principalmente nas zonas dos piemontes.
- Elaboração de Transsectos Topográfico - Estruturais: As cartas topográficas apresentam poucas curvas de nível, por ser uma região quase plana (300 – 100 m.s.n.m). Por isso, muitas das alturas incluídas são interpoladas por aproximação.
- Observações das rochas, estruturas, solos, geoformas e processos geomorfológicos ativos ao longo de seções perpendiculares ao relevo.
- Elaboração de Mapas de Compartimentos Tectônicos.
- Na região da Orinoquia Inundável.
- Elaboração dos Mapas de drenagem, Grandes Paisagens e Estruturas, Morfo-estrutural e atualização do Mapa de Paisagens – Solos na escala 1:500.000, com suas respectivas legendas.

## 2. QUADRO GEOTECTÔNICO DO NOROESTE DA AMÉRICA DO SUL

### 2.1. INTRODUÇÃO

A cadeia Andina estende-se paralela ao litoral do Pacífico (margem continental do Pacífico) e sua geometria em zigue – zague, compreende três segmentos distintos, cujas características principais são apresentadas a seguir:

O segmento meridional estende-se desde a Patagônia até o norte de Chile e Argentina e sul da Bolívia, na altura do paralelo 19°S, tem forma retilínea N-S e possui morfologia definida por um único sistema de montanhas relativamente estreito que se amplia em direção ao norte e alcança altitudes máximas de 6.800 m.s.n.m. (P.e, pico de Tupungato, perto de Santiago, no Chile). O quadro geotectônico dessa área é definido pela subducção da placa do Pacífico com a dorsal Chilena e a região sul da placa de Nazca com a dorsal de Juan Fernandez, sob a placa continental, além dos arcos vulcânicos do Cenozóico da região central do território Chileno (Figura 3).

O segmento central, entre o norte do Chile e Argentina e sul da Bolívia e o norte de Peru na altura do paralelo 6°S, volta-se para o NW e impõe forma côncava à paisagem litorânea, onde os Andes atingem altitudes de 6430 m.s.n.m, próximo ao lago Titicaca, em La Paz, na Bolívia. A geotectônica se resume a subducção da placa de Nazca com a dorsal de Nazca sob a placa da América do Sul, com o vulcanismo cenozóico restrito a parte sul do território Peruano.

O segmento setentrional, ocorre desde o norte de Peru, no paralelo 6°S até a Colômbia no paralelo 7° N, tem direção geral N10°E, configurando-se uma geometria convexa na cadeia Andina que se divide em três ramos. No setor sul da Colômbia, o ramo oriental estende-se até o norte da Venezuela, cujo prolongamento é definido pelas montanhas do Caribe, que é um sistema montanhoso independente dos Andes. As altitudes máximas são da ordem de 5800 m.s.n.m (Nevado de Cayambe, próximo de Quito, no Equador). O quadro tectônico dessa porção noroeste dos Andes é um dos

mais complexos, a nível global devido ao múltiplo encontro de placas, com a placa da América do sul cavalcando as placas de Nazca com a dorsal de Carnegie e placa do Caribe, além da interação com a microplaca do Panamá (Kellogg & Vega; 1995). A atividade vulcânica do Cenozóico é registrada desde o centro da Colômbia até o Equador (Figura 3).

No segmento setentrional a indentação da placa responde pela complexidade do quadro geotectônico, pois determina a partição do “*strain*” ao longo da margem leste da micro-placa dos Andes Setentrionais, segundo as variações na declividade da zona de Benioff; tais condições regem:

- O caráter tectônico dos diferentes tipos de convergência entre as placas que, por sua vez modelaram a atual configuração das três cordilheiras e os dois vales interandinos. Um bom exemplo é a amplitude dos Andes no norte da Colômbia que está relacionada com a subducção superficial do correspondente segmento da placa de Nazca (Pennington, 1981).

- O movimento absoluto e a mudança de vetor de convergência relativa das placas, controlando a iniciação ou continuação de regimes de alto “*stress*” nas margens das placas, durante o Mesozóico e Cenozóico.

- A fragmentação das placas em microplacas e blocos independentes, caracterizados por maior dinâmica, limites geralmente bem definidos e movimentação diferente do resto da placa, denominada “estável”; ficando configuradas assim, a placa da América do Sul com a microplaca dos Andes Setentrionais, placa do Caribe com a microplaca de Panamá – Costa Rica e a placa de Nazca com o bloco mais norte, divergente da placa de Cocos (Kellogg & Vega; 1995, Figura 4).

- A enorme atividade sismo-tectônica em cenários complexos que envolve: subducção oceano - continente, continente - continente e outras regiões com complexa interação de placas. Atualmente, os movimentos destas placas dão origem a deformações da crosta continental, vulcanismo ativo e intensa atividade sísmica (DeMets *et al*<sup>1</sup>, apud Taboada, 1998), tanto no noroeste da América do Sul como na América Central.



Figura 3. Grandes Regiões Tectônicas da América do sul

## 2.2. SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DA TECTÔNICA DA REGIÃO NOROESTE DA AMÉRICA DO SUL E ÁREAS ADJACENTES.

A Figura 6 mostra as várias etapas de evolução tectônica dos Andes Setentrionais, que são brevemente apresentados neste item.

No Paleozóico Superior dominou um regime extensional na porção NW do Gondwana e sua parte SE da América do Norte (Speed et al, 1997), com sedimentação pericratônica no mar proto- Atlântico. Esse modelo de rifteamento Tethyano explica os regimes extensionais na evolução mesozóica dos Andes na Venezuela, Colômbia, Equador e Peru (Jaillard *et al*.<sup>2</sup>; apud Aspden & Litherland; 1992). Durante o Triássico – Jurássico a placa da América do Norte migrou em direção a NW, enquanto a região noroeste da América do Sul ainda fazia parte do Gondwana (Pindell *et al*.<sup>3</sup>; apud Dengo & Covey; 1.993) e ao longo da borda do Pacífico da América do Norte e do Sul estabeleceu-se uma zona de subducção, mergulhando para leste, com o cráton a leste e um cinturão orogênico do Paleozóico a oeste, onde se originou um complexo e descontínuo arco de ilha oceânica (McCourt & Aspden; 1986). As sucessivas acreções desses terrenos oceânicos, acompanhados por movimentos de transpressão dextral (Aspden & Litherland; 1992), guiaram a evolução mesozóica dos Andes.

No Jurássico Inferior mudaram os movimentos de sul para norte e de horário para anti - horário; modificando as condições tectônicas ao longo do Pacífico, e os regimes de transpressão oblíqua adquiriram componentes de transtensão e distensão, ao mesmo tempo em que a margem sul do Caribe mudou de distensiva para compressiva (Dehandschutter *et al*, 1986) Entretanto, no Proto-Caribe formaram-se as estruturas distensivas, marcando assim a ruptura da América do Norte e do Sul. Durante o Jurássico, na região de Maracaibo (Venezuela), ficam preenchidos os “grabens” associados com um evento de rifteamento maior, contemporâneo com a abertura do oceano Tethys e o golfo de México (Eva *et al*.<sup>4</sup>; apud Colleta & Roure; 1997).



Escala 1:30.000.000

Tomado de Kellogg 1995

## LEGENDA

-  Área de Estudo
-  Zona de subdução do Pacífico e do Caribe.  
Limite entre as placas de Nazca e Caribe com América do Sul
-  Sistema de cavalgamento da frente Andina.  
Limite entre a micro-placa dos Andes Setentrionais e a placa da América do Sul
-  Sistema transcorrente sinistral do Caribe.  
Limite entre as placas do Caribe e América do Norte
-  Sistema de rift e dorsal oceânica do Pacífico.  
Limite entre as placas de Cocos e Nazca
-  Taxa e direção de movimentação das diferentes placas.  
Determinadas pelo Projeto CASA

Figura 4. Placas tectônicas e taxas de movimentação do NW da América do Sul.

No Cretáceo Inferior, nova rotação horária fez com que a placa continental colidisse com a placa oceânica, e mudassem as condições cinemáticas, causando compressão na margem Pacífica (Dehandschutter *et al*, 1986). No Cretáceo Médio e Superior, a placa da América do Norte continua deslocando enquanto iniciava-se a construção das protomontanhas da América do Sul (Coney *et al*; 1991). Nos últimos 100 M.a, antes da separação da Pangea, os movimentos regionais localizavam-se em latitudes equatoriais e a subducção estava distribuída ao seu redor ao longo de um grande círculo meridional. Nesta região, no Cretáceo Superior, finalizou a fusão da borda oceânica oeste contra a crosta continental chegando até a fossa equatoriana (Salazar, 1986) e aconteceu uma transição tectônica na protocadeia Andina, como consequência da divergência da América do Sul e África; na margem sul da placa do Caribe começou uma colisão N-S com antigos arcos de ilhas do Pacífico Norte, Baudo-Panamá (Maresch <sup>5</sup>, apud Dehandschutter *et al*, 1986).

No Terciário Inferior houve acreção de terrenos oceânicos exóticos na região NW da América do Sul (Henderson <sup>6</sup>; apud Tibaldi & Ferrari, 1992), enquanto no setor centro-sul processou-se o reordenamento do regime tectônico. Desde o Cretáceo Superior até o Eoceno registravam-se colisões discretas das placas de Nazca e da América do Sul. Durante o Paleoceno – Eoceno o encontro entre as placas do Caribe e da América do Sul foi transpressivo (Espinosa *et al*; 1989). Já no Cenozóico Médio esta convergência causou a separação de fragmentos do embasamento. No Eoceno Inferior, em parte do Caribe Colombiano, aconteceu a acreção de um cinturão fracamente dobrado, evento contemporâneo com maior movimentação da placa do Caribe em direção a leste (Duque-Caro <sup>7</sup>, apud Kellogg & Vega; 1995). No Eoceno Médio a bacia de Maracaibo, que ainda fazia parte do cráton, estava conectada com as bacias de Barinas e Apure, formando uma feição tipo “foredeep” continua (Colleta & Roure; 1997). No Eoceno Superior aumentou a taxa de convergência e a intensidade de deformação das margens continentais. Assim, no final do Paleogeno a placa do Caribe estava quase definida.

Entre o Oligoceno e o Mioceno Inferior registravam-se mudanças nos movimentos da tectônica de placas a nível global (Dengo & Covey; 1993). Na América

do Sul a incidência do regime de alto “*stress*”, com espessamento crustal por dobramento e cavalgamento, evidencia o espalhamento do assoalho do oceano Atlântico, assim como a colisão da placa do Caribe e principalmente do bloco norte de Nazca com a placa Sul Americana. Nesse momento inicia-se a definição dos limites entre as placas maiores, destacando-se que:

- Durante o Neógeno começa a se definir o limite entre as placas do Caribe e da América do Sul, ao mesmo tempo que o bloco Maracaibo é deslocado da placa da América do Sul, acomodando-se à microplaca primitiva dos Andes Setentrionais. Assim, o relevo do Neógeno e a falha de Boconó refletem uma convergência oblíqua mínima entre os domínios do bloco de Maracaibo e o cráton (Shagam <sup>8</sup>; apud Colleta & Roure; 1997). Entre o Mioceno Superior e o Plioceno Inferior, os cinturões do sul do Caribe e do norte de Panamá foram deformados por movimentos transcorrentes laterais esquerdos, associados a dobramentos ativos iniciados no Mioceno Médio (Bowland <sup>9</sup>; apud Kellogg & Vega, 1995);

- A tectônica atual da placa Nazca começou no Mioceno Superior (Cooper *et al*; 1995). No Neógeno o complexo de arcos de ilhas do Pacífico (Baudo), localizado na região norte, integrou-se à colisão E-W, podendo causar extensões secundárias ao longo da margem Caribenha; tal regime pode se relacionar com a transcorrência dextral das bacias venezuelanas. Esta última acresção de terrenos oceânicos da margem Pacífica à crosta continental, ajudou a consolidar o proto-Andes. No Mioceno inicia-se a divergência das placas de Nazca e Cocos ao longo da dorsal de Cocos (Pennington, 1981), a dorsal de Carnegie (Holden e Dietz <sup>10</sup>; apud Pennington, 1981, Figura 3) e cuja evolução e atividade durante o Quaternário influenciou no deslocamento para NNE dos Andes Setentrionais (Pennington, 1981). Durante o Cenozóico os movimentos relativos destas placas definem o atual sistema orogênico dos Andes Setentrionais e seus vales intermontanos (Megard <sup>11</sup>, apud Taboada *et al*; 1998).

Durante o Plio-Pleistoceno o resultado dos esforços compressoriais gerados pelas complexas colisões entre as proto-placas de Nazca, América do Sul e Caribe (Pennington, 1981; Kellogg *et al*; 1986; Tibaldi & Ferrari; 1992; Colleta & Roure; 1997)

envolvem os Andes Setentrionais em cavalgamentos paralelos aos ramais cordilheiranos, assim como em grandes movimentos direcionais com diferentes tipos de tectônica extensional e oblíqua (Dehandschutter *et al*, 1986), refletidos nos seguintes sistemas de: serra de Perijá, região norte da Cordilheira Oriental; Serra de Santa Marta na Colômbia, Andes de Mérida e Montanhas do Caribe na Venezuela (Mann e Burke <sup>12</sup>; apud Taboada *et al*; 1998), esses esforços em seguida descolaram e deslocaram a microplaca dos Andes Setentrionais em direção a NNE com respeito ao resto da placa continental estável (Pennington, 1981; Kellogg & Bonini, 1982; Figura 4). Por fim, no Quaternário, a atual configuração das placas Nazca e Cocos, do Caribe e América do Sul ficavam definidas, juntamente com suas microplacas e blocos de grande mobilidade atualmente (Figura 4); os esforços continuavam sendo absorvidos pelos sistemas de falhas paralelos aos piemontes cordilheiranos, pelas zonas de subducção e transcorrências, e foram também transformados em atividade vulcânica e sismo-tectônica.

### 2.3. CONVERGÊNCIA ATUAL DAS PLACAS

#### **Região Norte da Placa de Nazca e o Bloco dos Andes Setentrionais.**

A convergência oblíqua da placa de Nazca com respeito à placa da América do Sul gera estruturas transpressivas com componente dextral na região a norte da latitude 2°S, que no Equador reflete-se como um limite transcorrente dextral entre a região Andina e o “foreland” Subandino (Dewey & Pindell <sup>13</sup>; apud Tibaldi & Ferrari; 1992). Esse regime influenciou na construção e evolução tectônica das cordilheiras Central e Oriental durante o Neógeno e Quaternário.

Na fossa Colombo-Equatoriana a crosta oceânica desce rapidamente (Kellogg *et al*; 1986) e desliza em direção leste com respeito ao bloco de Panamá (Kellogg, 1984), e do litoral Atlântico mediante uma falha transformante sinistral (Jordan <sup>14</sup> apud Pennington, 1981), esta movimentação diferencial produz um bloco com certa independência com respeito ao resto da placa de Nazca.

### **Região Norte da Placa de Nazca e Região Sul da Placa do Caribe.**

Essa interação gerou o deslocamento para leste das placas da América do Sul e de Nazca em relação à placa do Caribe (Pennington, 1981) e formou encurvamentos e falhas transcorrentes nas bordas de ambas placas (Ingenieria Sísmica, 1989). Tal compressão está associada com a colisão entre as placas de Nazca e América do Sul e com falhas sísmicamente ativas dominadas por cavalgamento (Pennington, 1981). O limite sul da microplaca do Panamá com a placa de Nazca é traçado ao longo de falhas superficiais direcionais sinistrais, limite de transformante (Kellogg, 1984); que representa uma das zonas mais ativas sísmicamente na atualidade.

### **Região Sul da Placa do Caribe e Bloco dos Andes Setentrionais.**

Atualmente apresentam uma convergência frontal NW-SE (DeMets *et al*<sup>1</sup>, apud Taboada *et al* 1998) que influí na geração de cinturões deformados na região norte da Colômbia e Venezuela (Freymueller *et al*; 1993). Ainda contribui com o deslocamento dos Andes Setentrionais em direção a norte, mediante os movimentos conjugados das falhas de Santa Marta e Boconó, e gera a extrusão do bloco de Maracaibo em direção ao norte (Taboada *et al*; 1998). O litoral Atlântico da Colômbia apresenta processo de subducção lento e incipiente (Taboada *et al*; 1998).

A microplaca de Panamá - Costa Rica tem um movimento em direção a norte com respeito à placa estável do Caribe, e nordeste em relação à placa estável da América do Sul (Kellogg & Vega; 1995). As medições dos G.P.S mostram uma continua colisão em direção a leste contra os Andes Setentrionais e uma rápida subducção ocorrendo na América Central (Kellogg & Vega; 1995).

O bloco de Panamá juntamente com os Andes Setentrionais foram deslocados até fazer cavalgar a crosta oceânica sobre zonas de subducção não magmáticas.

### **Feições Relacionadas com a Convergência das Placas da América do Sul, de Nazca e do Caribe.**

As falhas de Pilar-Casanay e Bocono-San Sebastián integram uma grande zona de falha transformante que parece conectar a subducção do Caribe com a subducção de Nazca (Perez e Aggarwal<sup>15</sup>; apud Cisternas & Gaulon; 1984). Por outro

lado, Kellog & Bonini (1982) as interpretam como uma falhá direcional, que pertencem ao limite da placa do Caribe com a placa da América do Sul. As regiões de piemonte na Venezuela são consideradas como parte de uma zona transformante que conecta as zonas de subducção do Caribe e Nazca.

A frente de falhas dos Andes Orientais (sistema de Guaicaramo) talvez faça parte do limite sudeste da placa do Caribe (Penington, 1981; Ingeniería Sísmica, 1989), mas com certeza representa o limite leste entre os Andes Setentrionais e o resto da placa Sul Americana.

O istmo de Panamá representa um limite de placa difuso (Jordan <sup>14</sup> e Wadge e Burke <sup>16</sup>; apud Silver *et al*; 1990) e reflete a complexa interação das três placas e os processos de acomodação devidos à aproximação E-W das placas Nazca - Caribe e Sul Americana e em menor grau a colisão N-S das placas Nazca e Caribe.

#### 2.4. LIMITES DAS PLACAS LOCALIZADAS NA REGIÃO NOROESTE DA AMÉRICA DO SUL.

O limite entre as placas de Nazca e Andes Setentrionais é definido pela fossa. No caso das placas de Cocos e Nazca, os seus limites são determinados pela zona de Fratura de Panamá, sistema de falhas transformantes com movimento direcional sinistral e zonas com fratura de extensão (Jordan <sup>14</sup>, apud Penington 1981).

O limite sul da placa do Caribe com as placas de Nazca e América do Sul. Corresponde a uma serie de cinturões deformados ao longo do litoral sul do Caribe, desde a Costa Rica até a Venezuela (Case <sup>17</sup>; apud Kellogg 1984; Pindell e Barrett <sup>18</sup>; apud Freymueller *et al*; 1993); onde tem sido proposta uma zona de subducção de 390 a 175 quilômetro de largura, com declividade de 20° para SE, a baixo da região litorânea da Colômbia e descendo até uma profundidade de 200 quilômetros abaixo da bacia de Maracaibo (Dewey <sup>19</sup> apud Penington, 1981). As falhas de Boconó e Pilar Venezuela, direcionais (Rod <sup>20</sup>; apud Cisternas & Gaulon, 1984) destrais, formam um arco local no sistema de falhas do este Andino e no cinturão deformado do sul caribenho (Freymueller *et al*; 1993). A microplaca do Panamá representa

provavelmente um segmento da margem sul da Placa do Caribe. Embaixo das duas microplacas é sugerida uma zona de Benioff pouco definida, com mergulho de 50° para SE (abaixo do cinturão deformado do Panamá).

O limite leste da microplaca dos Andes Setentrionais, conhecido como sistema de falhas da frente Andina, sistema de falhas de Guaicaramo, é uma megasutura definida por cavalgamentos com componente dextral, dispostas ao longo dos piemontes dos Andes Leste, desde o Equador até a Venezuela. Através dessa a microplaca é transportada e separada da placa estável da América do Sul. O golfo de Guayaquil (2°S) é a zona mais a sul, com influência da convergência tripla entre as placas da América do Sul, Nazca e Cocos.

Na região norte da Venezuela estão os Andes Venezuelanos que representam o limite da placa estável da América do Sul, onde acontece um reajuste menor intraplaca entre os Andes, no setor sul, e a margem de transformação do sul caribenho, no norte (Colleta & Roure; 1997), mediante um sistema intracratônico transpressional dextral do Neógeno. Nesse mesmo sistema está a falha Pilar localizada na crosta superior e acomodando a translação entre as placas adjacentes em direção a oeste e continua baixo do mar (Cisternas & Gaulon; 1984).

## 2.5. TAXAS DE CONVERGÊNCIA

Segundo os dados geodésicos dos G.P.S do projeto CASA (Kellogg & Dixon; 1990) está acontecendo uma rápida convergência entre as placas de Nazca, Caribe e América do Sul, e as taxas de convergência calculadas entre elas variam de  $19 \pm 3$  mm/ano até  $17 \pm 7$  mm/ano (Kellogg & Vega; 1995, figura 4).

As taxas entre as placas de Nazca e os Andes Setentrionais aumentam na região norte do Peru até 75 mm/ano e vai diminuindo em direção ao norte (litoral da Colômbia) até 64 mm/ano nos últimos 5 a 10 M.a (Toto & Kellogg; 1992). Esse fato suporta a de uma placa independente na parte norte da placa de Nazca.

Entre a placa de Cocos e a fossa da América Central ocorre uma rápida subducção, quase normal à fossa, com taxas entre 72 mm/ano e 91 mm/ano, (DeMets *et al*<sup>1</sup>, apud Kellogg & Vega; 1995).

Uma das taxas de convergência entre as placas de Nazca e Caribe é de 50 – 60 mm/ano (Minster e Jordan<sup>21</sup>, apud Pennington, 1981), ao longo da falha transformante no sul do Panamá registra-se uma velocidade de 35 mm/ano (Jordan<sup>21</sup>; apud Kellogg & Vega; 1995).

Entre as placas do Caribe e Andes Setentrionais as taxas variaram entre 17- 10 mm/ano nos últimos 5 a 10 M.a (Toto & Kellogg; 1992). Na falha de Bocono a taxa de convergência é de 35 mm/ano, com direção E-SE (Schubert e Sinfontes<sup>22</sup>; apud Cisternas & Gaulon; 1984) e no litoral colombiano é de 17 – 19 mm/ano, com direção NW-SE (Kellogg & Bonini, 1982). Uma das taxas calculadas no cinturão deformado entre o bloco Santa Marta – Maracaibo é de 10 - 15 mm/ano na direção NW- SE (Kellogg & Vega; 1995); outro vetor de subducção a baixo do bloco de Maracaibo é de 32 mm/ano e embaixo do bloco da Cordilheira Central é de 23 mm/ano (Dewey e Pindell<sup>13</sup>; apud Tibaldi & Ferrari; 1992). Com respeito ao bloco dos Andes Setentrionais, há registros de deslocamento E-W numa velocidade de 10-20 mm/ano (Ingenieria Sísmica, 1989).

Os Andes Setentrionais foram deslocados a taxas de 10 mm/ano a 16±5 mm/ano em direção a NE 55° (Kellogg *et al*; 1986) com respeito à placa estável da América do Sul e os Andes Leste da Venezuela registram taxas de “*slip*”-sísmico entre 8 e 20 mm/ano.

## 2.6. SISMICIDADE

A fossa oeste do oceano Pacífico, entre os paralelos 2°S e 8°N, produz grande atividade sísmica (Bermudez, 1985); com sismos de magnitudes entre 8 Ms (Ingenieria Sísmica 1989) e 5 Ms (Engenheira Sísmica, 1989), e superficiais localizados a menos de 80 quilômetros de profundidade (Pennington, 1981).

No segmento do Equador – Peru, a sismicidade é intermediária, localizando-se a terminação da zona de subducção da placa norte de Nazca (Wolters <sup>23</sup>; apud Freymueller *et al*, 1993) e com um plano de Benioff mergulhando 35° em direção a NE. O segmento da Colômbia pode ser associado com uma zona de Benioff, cujo mergulho é de 30° em direção a E (Pennington, 1981; Kellogg & Vega; 1995) e respondendo pelo vulcânismo andesítico da Cordilheira Central (Kellogg & Vega; 1995). Os processos de subducção, inclusão da placa do Caribe, a nível regional, são refletidos pela sismicidade que delineiam os cavalgamentos de vergência oposta e paralelos aos piemontes (Taboada *et al*; 1998).

A zona entre o Panamá e o paralelo 5°N é de alta sismicidade (Taboada *et al*; 1998), onde a colisão das microplacas Panamá e Andes Setentrionais gera mudanças de sul a norte, continuando com uma subducção superficial da litosfera oceânica; tal atividade é classificada como difusa e abrangente (Jordan <sup>14</sup>; apud Pennington, 1981; Mann e Burke <sup>12</sup>; apud Silver *et al*; 1990) e não permite caracterizar a zona de subducção; se existir esta zona, ela deve ter movimentação lenta quando comparada com os processos gerados na região sul. A manifestação desses sismos parece estar mais concentrada na crosta continental, ao longo de falhas que bordejam a Cordilheira Occidental (Taboada *et al*; 1998).

Até agora não foi encontrada uma expressão sísmica contundente entre a falha transformante de Cocos e o sistema de falhas de Bocono (Pennington, 1981), por ser um “processo de subducção oceano - continente incipiente”

A aproximação da placa do Caribe com sentido ESE gera a formação da microplaca do Panamá, com registros de atividade inversa e vergência em direção ao Caribe mediante um sistema de falhas que limita sua zona externa. Em geral, os movimentos da microplaca de Panamá produzem uma sismicidade moderada no contexto mundial, traduzida em grandes sismos localizados na região norte da Venezuela (Cisternas & Gaulon; 1984). Embaixo das microplacas de Panamá – Andes Setentrionais (abaixo do cinturão deformado de Panamá) é sugerida uma zona de Benioff pouco definida, com mergulho de 50° em direção a SE .

Esta sismicidade tem 2 mecanismos focais: resultante da compressão  $\sigma_1/310$ , que provocou o levantamento das serras de Santa Marta, Perijá (com sismos  $> 7$  Ms) e dos Andes Venezuelanos, que atualmente não se conhece sua atividade; apesar de ter uma sismicidade intermediária e insuficiente, tem-se definido uma zona de Benioff com  $20^\circ$ SE gerada pela subducção lenta e não magmática da litosfera Caribenha. Os efeitos da compressão  $\sigma_1/E-W$  que se divide em sistema cisalhante ao longo da falha de Bocono e compressão normal com relação a os Andes Venezuelanos (Cisternas & Gaulon; 1984). O azimute do plano de Benioff é consistente com a convergência oblíqua do complexo da zona de fratura do Panamá (no sudoeste de Panamá), que pode também ter influência do movimento direcional dextral com direção E-W. Na região norte de Venezuela (Andes Venezuelanos e montanhas do Caribe) os locais sismicamente ativos são: no oeste, a falha de Bocono, com uma forte atividade sísmica superficial e alta concentração de epicentros com mecanismos focais intermediários a superficiais (Soulas <sup>24</sup>, apud Taboada *et al*; 1998); no leste, a falha de Pilar, com sismos cisalhantes dextrais e ligada por zonas sismicamente ativas (Cisterna & Gaulon, 1984). O litoral venezuelano (golfo de Cariaco) também é uma zona sísmicamente ativa com sismos intermediários (150 quilômetros) e mecanismos focais que sugerem cisalhamento dextral de orientação E-W na falhas Casanay (Perez e Aggarwal <sup>15</sup>; apud Cisternas & Gaulon; 1984) e têm extensão em direção a SW da zona de subducção das Antilhas (Cisternas & Gaulon; 1984).

O litoral Atlântico colombiano tem uma sismicidade difusa com baixa taxa de convergência das placas do Caribe e América do Sul (Freymuller *et al*; 1993), refletindo um estado incipiente de Subducção oceano – continente (Taboada *et al*; 1998); e foi gerada por esforços distensivos e compressivos, decorrentes de falhamentos regionais normais e inversos (Duque-Caro <sup>25</sup>; apud Kellogg 1984). Sua baixa sismicidade é deduzida pela alta porosidade de seus depósitos, os suaves relevos, baixa declividade e poucos lineamentos neotectônicos ou estruturas na superfície (Toto & Kellogg; 1992). No cinturão dobrado de San Jacinto e Sinú tem dobras suaves e ativas em sedimentos novos e pouco consolidados. A zona de Benioff apresentando-se pouco definida, com

mergulho de 20° em direção a SE, abaixo do continente, desde um lento “*underthrust*” da crosta do Caribe e abaixo da margem NW dos Andes da América do Sul.

O sistema de falhas frontais dos Andes Leste tem um setor norte (fronteira Venezuela – Colômbia) e a sismicidade recente é moderada e difusa. O setor central reporta sismos mais fortes de até 7.2 Ms, e em geral sua sismicidade tende a ser alta com segmentos de sismicidade baixa. O setor sul, na atualidade, tem sismicidade baixa e localmente reportam-se sismos com magnitudes de até 7 Ms (Vergara *et al*, 1996).

### Notas e Referencias Bibliográficas

- 1 DeMets *et al*. 1990. Corrents plate motions. *Geoph Jour – Int*, 101: 425-478.
- 2 Jaillard. E *et al*. 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Jour Geol. Soc. London*, 147: 1009-1022.
- 3 Pindell, J. L *et al*. 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean Evolution. *Tectonophysics*, v 155: 121-138.
- 4 Eva, A, *et al*. 1989. Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean. *Pet. Geol*, 6: 9-21.
- 5 Maresch, W. 1974. Plate tectonics origin of the Caribbean Mountain System of northern South América discussion and proposal. *Geol. Soc. Am. Bull* 85: 669-682.
- 6 Henderson, W. D. 1979. Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *J. Geol. Soc., London*, 136: 367 – 378.
- 7 Duque-Caro, H. 1979. Major strutural elements of northern Colombia. *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol*, 29: 329-351.
- 8 Shagam, R. 1972. Evolución tectónica de los Andes venezolanos. In CONGR. GEOL. IV, Venez. *Mem*, p 1201-1258.
- 9 Bowland, C.L. 1984. *Seismic Stratigraphy and Struture of the western colombian basin, Caribbean sea.*- TO. Austin University of Texas, 248p (Ms Thesis).

- 10 Holden, J & Dietz. 1972. Galapagos gore, NazCoPac triple junction and Carnegie / Cocos ridges. *Nature*, 235: 265-269.
- 11 Megard, F. 1987. Cordilleran Andes and Marginal Andes areview of Andean geology north of the Arica Elbow (18<sup>0</sup>S). *Geodyn. Ser*, v 18: 71-95.
- 12 Mann, P & Burke, K. 1984. Neotectonics of the Caribbean. *Geoph*, v 22, n 4: 309-362.
- 13 Dewey, J, & Pindell.J. L. 1985. Neogene block tectonics of eastern Turkey and northern South America: Continental applications of the finite difference method. *Tectonics* 4: 71-83.
- 14 Jordan, T. 1975. The present-day motions of the Caribbean plate. *Geophys, Res* 80: 4433-4439.
- 15 Perez, O J & Aggarwal, Y.P. 1981. Present-day tectonics of the southeastern Caribbean and northeastern Venezuela. *Geophys. Res*, 86: 10791-10804.
- 16 Wadge, G & Burke. 1983. Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution. *Tectonics*, 2: 633-643.
- 17 Case, J. E. 1974. Oceanic crust forms basement of eastern Panama. *Geol. Soc. Am. Bull*, 85: 645-652.
- 18 Pindell J. L, Barrett, S.F. 1990. Geological evolution of the caribbean region, the geology of North America. *Geological Society of America* 53: 405-432.
- 19 Dewey, J. W. 1972. Seismicity and Tectonics of western Venezuela. *Bull. Seismol. Soc. Am*, 62: 1711-1751.
- 20 Rod. E. 1956. Strike slip faults for northern Venezuela. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull* 40: 457-476.
- 21 Minster, J & Jordan, T. 1978. Present-day plate motions. *Jour Geophys. Res* 83: 5331-5334.
- 22 Schubert, C & Sifontes, R.S. 1970. Bocono fault Venezuelan Andes: Evidence of post-glacial movements. *Science*, 170: 66-69.
- 23 Wolters, B. 1986. Seismicity and tectonics of southern Central America and adjacent regions with special attention tothe surroundings of Panama. *Tectonophysics*, 128: 21-46.

- 24 Soulas, J. P. 1986. Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. In. CONG GEOL VEN, VI., Caracas. *Mem.* p. 6639-6656.
- 25 Duque-Caro, H. 1984. Structural style, diapirism and accretionary episodes of the Sinu – San Jacinto terrane, south-western Caribbean borderland, in Caribbean – South American plate, boundary and regional tectonics. *Geol. Soc. Am.* 162: 303-316.

### **3. GEOLOGIA REGIONAL DA COLÔMBIA**

O território Colombiano compreende cinco Províncias Fisiográficas, a saber: Caribenha, Pacífica, Andina, Orinoquia e Amazônica (Figuras 5 e 6c). Essas províncias caracterizam-se por mega sistemas de relevos, também denominados de geoestruturas regionais, as quais possuem origens geológicas semelhantes. As suas características principais são apresentadas, a seguir.

#### **3.1. PROVÍNCIA CARIBENHA.**

A Província Caribenha compreende o Litoral Atlântico, caracterizado pela faixa litorânea com depósitos flúvio-marinhos e marinhos com areias, calcários, conglomerados e siltitos do Terciário (Unidade Tsc, Figura 5); a Depressão do Rio São Jorge e trechos inferiores dos rios Magdalena e Cauca com argilitos, siltitos, arenitos, shales, calcário e camadas de carvão do Oligoceno - Pleistoceno (Unidade TQs, Figura 5); a Península da Guajira com siltitos, argilitos, arenitos e com lenções de carvão do Terciário (Unidade Tg, Figura 5); e a Serra de Santa Marta, que representam mais uma continuação da Cordilheira Oriental com rochas ígneo – metamórficas do Triássico – Jurássico (Unidade TJK, Figura 5).

#### **3.2. PROVÍNCIA PACÍFICA.**

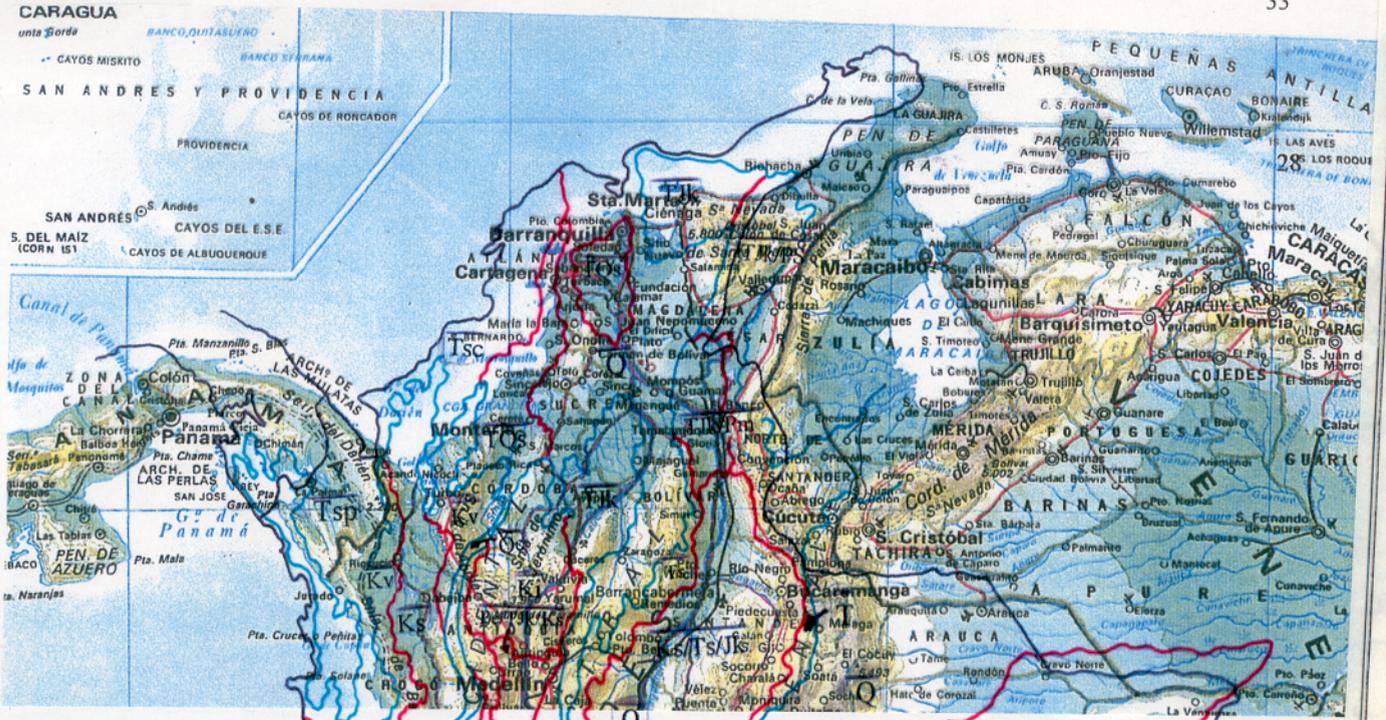
A Província Pacífica engloba a Serra de Baudo, a Bacia do Trato e o Litoral Pacífico (Figura 5), cujos aspectos geológicos principais são descritos em seguida.

##### **3.2.1. Serra de Baudó e Bacia do Atrato**

A Serrania de Baudó constitui o prolongamento da Serra de San Blas no Panamá, contorna o terço norte do litoral do Pacífico na Colômbia como uma faixa de 25km de largura e 200 km de extensão, cuja altitude alcança 700 m a cima do nível do mar . Esse sistema é limitado a leste e sudeste por um sistema de relevo erosional –

estrutural mais extenso, chamada Serra do Choco com 40km de largura e 250km de extensão, que, a nível geológico, corresponde a antiga Bacia do Rio Atrato. A atual Bacia do Rio Atrato limita-se a seu plano aluvial e constitui a feição fisiográfica que separa esta região da Cordilheira Occidental. As paisagens anteriores fazem parte do terreno geológico Panamá – Choco.

As unidades litológicas dessa área estão abrigadas no Complexo Ofiolítico de Baudo que compreende rochas de arco vulcânico, com intercalações de diabásios e basaltos toleíticos, grauvacas e chert do Cretáceo Superior (Unidade Kv, Figura 5) associados a complexos ultramáficos, gabros e peridotitos do Paleogeno (Unidade Tv, Figura 5), que se sobrepõem à Cordilheira Occidental através de um cavalgamento com vergência para leste e idade do Mioceno Médio. Essas unidades são correlacionadas com rochas da ilha de Gorgona (oceano Pacífico) e com a Formação Piñon do Equador (McCourt & Aspden; 1986). A antiga Bacia do Rio Atrato foi preenchida por argilitos, folhelhos, grauvacas, conglomerados e calcários (Unidade Tsp, Figura 5), correlacionada à porção mais recente do complexo Ofiolítico (Mioceno Superior – Plioceno), decorrente da colisão da microplaca de Panamá com a placa da América do Sul. A atual bacia inclui leques, terraços e planícies aluviais do Quaternário (Unidade Qfm, Figura 5).





LEGENDA DAS UNIDADES GEOLOGICAS

O arcabouço estrutural do terreno Panamá – Choco é reconhecido desde o flanco oeste da Cordilheira Occidental pelas anomalias gravimétricas positivas que alcançam a Serra de San Blas, Panamá (Case *et al*<sup>1</sup>; apud Kellogg & Vega; 1995), cujas margens são cinturões dobrados e distensivos. A zona-de sutura que separa esse terreno dos Andes setentrionais encontra-se ao longo das falhas Atrato (limite leste) e Garrapata (limite sul) onde a Cordilheira Occidental de direção N-S encurva-se para sudoeste (Ingeominas, 1978); o limite norte vai até a fossa da Colômbia (Kellogg & Vega; 1995). A sismicidade desta área complexa é interpretada como um limite de placa difuso, cuja deformação é acomodada sobre uma ampla zona. Perto ao limite leste encontra-se a zona de Murindo que é caracterizada por falhas ativas destrais e de direção N-S (Taboada *et al*; 1998).

Sobre a evolução, no Cretáceo Médio os terrenos máficos e ultramáficos do arco aloctone Panamá-Choco foram acrecionados à margem do Pacífico por obdução. Entre o Cretáceo Médio e o Paleoceno, o terreno Panamá – Choco era dominado por um arco de fossa com sedimentos turbidíticos grossos (Figura 6a), e desde o Eoceno foi um arco de ilha primitivo e fragmento de crosta oceânica, soerguido e acrecionado à margem oeste da América do Sul (Ingeominas, 1978). a contínua colisão desse terreno contra a margem continental noroeste contribuiu para a separação dos Andes Setentrionais do resto da placa “estável” da América do Sul, caracterizando-se assim o começo da orogenia Andina (Figura 6b). Esta acreção acontece através de frações de basaltos oceânicos e de arco numa zona de sutura como fatias tipo “Morb”. Durante o Mioceno esta região transformou-se em uma zona de subducção, que gerou uma depressão que continuou sendo preenchida até o Plioceno. No Mioceno Médio o terreno Panamá - Choco colidiu com a margem noroeste da placa continental da América do Sul (Duque-Caro<sup>2</sup>; apud Kellogg & Vega; 1995) e foi acrecionado a um arco magmático do Cretáceo Superior. Essas fases de colisão são responsáveis pela formação de grande parte do relevo atual do território colombiano (Figura 6 c).

No Mioceno Médio – Superior a colisão progride em direção leste do arco de ilha Panamá-Choco, localizando-se no limite das placa do Caribe e NW da placa Sul Americana (Duque-Caro<sup>2</sup> apud Kellogg & Vega; 1995, ver Figura 4). Trata-se do evento

colisional de maior importância para a formação do cinturão leste de Panamá (Kellogg & Vega; 1995), resultando na geração da ponte entre a América Central e a América do Sul (istmo de Panamá) que separou os oceanos Atlântico e Pacífico, mudando os sistemas oceânicos a nível mundial e soerguendo a Cordilheira Oriental (Dengo & Covey; 1993). Do Mioceno Superior ao Plioceno a microplaca Choco - Panamá ficou melhor definida e continuou colidindo com os Andes Setentrionais, quando a Serra de Baudo era uma faixa litorânea que estava sendo acrescida à margem continental (Figura 6 b).

### 3.2.2. Litoral Pacífico

O Litoral Pacífico, ou “corredor do Pacífico”, estende-se nas porções central e sul da faixa litorânea como uma planície costeira estreita (entre 25 e 100 km de largura) e pouco inclinada com deltas, barras marinhas e flúvio-marinhas, e relevos de piemonte da Cordilheira Occidental no setor mais leste; no setor central tem uma planície ondulada com restos de leques e terraços altos em meio a sedimentos antigos da bacia do Pacífico. Essas paisagens fazem parte do terreno San Juan - Tumaco.

Desde o litoral Pacífico até a Cordilheira Occidental as unidades litológicas compõem uma seqüência sedimentar de 10 km de espessura. Trata-se da bacia do Pacífico que é constituída por folhelhos, siltitos, arenitos, calcários e conglomerados do Eoceno ao Recente (Kellogg, 1984), ver unidade TQsp (Figura 5). A faixa litorânea compreende ainda depósitos flúvio-marinhos e marinhos do Quaternário (unidade Qfm, Figura 5).

O arcabouço estrutural é caracterizado pelo prisma de acreção do Pacífico, que na região mais a norte, está sendo deformado por uma falha inversa de ângulo fraco, com vergência em direção a leste e componente direcional sinistral (Westbrook *et al*<sup>3</sup> apud Taboada *et al*; 1998), localizada na zona de subducção e disposta de forma subjacente ao prisma de acreção, onde são gerados grandes sismos (Taboada *et al*; 1998). O terreno Atrato - San Juan – Tumaco, na região sudoeste da Colômbia, tem

dobras imbricadas com vergência em direção a oeste, que incluem escamas de crosta oceânica, constituintes do substrato das unidades Qfm e TQsp (Figura 5).

### 3.3. PROVÍNCIA ANDINA

A Província Andina abarca de oeste a leste a Cordilheira Occidental, o Vale Interandino de Cauca, a Cordilheira Central, o Vale Interandino do Magdalena e a Cordilheira Oriental.

#### 3.3.1 Cordilheira Occidental

A Cordilheira Occidental é uma cadeia de montanhas de relevo erosivo e abrupto, com altitude média de 2.000 m.s.n.m. e relativamente estreita (50 km no setor sul e 240 km no setor norte), apesar de apresentar ramificações longas em direção ao litoral Pacífico; estende-se 85 km paralela ao litoral Pacífico e ao vale interandino do Cauca, até desmembrar-se em três ramos e desaparecer no litoral Atlântico.

Essa feição integra o maior complexo ofiolítico do mundo, que se estende desde a Costa Rica até o Equador, e na Colômbia é constituído por um embasamento marinho alóctone, acrescido de terrenos exóticos (arcos de ilhas, crosta oceânica ou dorsais oceânicas) na região oeste da paleosutura de Romeral em decorrência de episódios de colisão entre as placas de Nazca e da América do Sul no Cretáceo – Terciário (Duque-Caro <sup>2</sup> apud Kellogg & Vega; 1995).

Na sua constituição litológica comparece uma seqüência ofiolítica típica, com intercalações de rochas vulcânicas e sedimentares marinhas (unidade Ks, Figura 5), depositadas durante a evolução da zona de subducção da fossa do Pacífico, que estão atualmente permeadas por fragmentos de terreno sob a forma de escamas tectônicas.

A constituição litológica desta cordilheira foi tomada entre outras fontes de: Ingeominas, 1978; Etayo-Serna, 1983; Salazar, 1986; Ingeominas, 1988; Cediel *et al*; 1988; Aguirre, 1992; Aspden & Litherland; 1992; Ministerio de Minas y Energia de Ecuador, 1993; Ingeominas, 1997; Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 1998:

As seqüências sedimentares marinhas de águas profundas do Cretáceo compreendem folhelhos, calcários, arenitos, grauvacas, argilitos, cherts, siltitos, brechas, conglomerados e turbiditos afetados por metamorfismo de baixo grau (Unidade Ks, Figura 5), o qual desaparece em alguns locais da região sul (Grupo Cañas Gordas). Elas encontram-se intercaladas com finos pacotes de diabásios e basaltos. (Grupos Dagua, Quebrada Grande, Rio Piedras, Água Clara, Nutibara, entre outras) estão distribuídas na zona axial das regiões norte e sul desta cordilheira (unidade Ks, Figura 5); assim como na região central, onde dispõem-se entre fragmentos tectônicos com o Grupo Diabásico (Unidade Ks/Kv, Figura 5).

Os Vulcanitos básicos do Cretáceo englobam andesitos máficos calco-alcalinios, metadiabásios, basaltos, basaltos toleíticos, gabros, tufos e diferentes tipos de rochas vulcânicas (Unidade Kv, Figura 5) intercaladas com finos pacotes de metagrauvacas, cherts e calcários do Cretáceo (Complexo Ofiolítico, Grupo Diabásico, Nuevo Paraíso, Amaime, Barroso, Trinidad e Darien) e principalmente unidades do Cretáceo Superior (correlacionáveis com a Formação Macuchi do Equador). No relevo desta cordilheira as unidades compõem os flancos oeste e leste nas regiões norte e sul, enquanto na região central estão intercaladas com fragmentos tectônicos das unidades mais antigas.

Pequenas escamas tectônicas de ambas as seqüências litológicas estendem-se até o flanco oeste da zona axial da Cordilheira Central. (Case *et al*<sup>4</sup>, Galvis<sup>5</sup>, Arango e Ponce<sup>6</sup>, Bourgois *et al*<sup>7</sup>, Grosser<sup>8</sup> apud Kellogg & Vega; 1995), figura 6.

As unidades litológicas antigas são cortadas por plutons dioríticos, monzoníticos, tonalíticos e graníticos do Terciário (Case *et al*<sup>4</sup> apud Kellogg 1984); e mais raramente por intrusões máficas e ultramáficas, representadas por dunitos, peridotitos, piroxenitos, gabros e serpentinitos do Cretáceo Superior (unidades Azules, Bolívar, El Palmar, El Tambó, etc), com dimensões locais para ser cartografiados.

As coberturas locais e descontínuas são caracterizadas por depósitos Vulcano-clásticos (Ingeominas, 1997) do Paleoceno Superior

Os processos acrescionais nessa área estão diretamente relacionados com o deslocamento para oeste da fossa, que inicialmente encontrava-se na margem oeste da Cordilheira Central (Figura 6.a); os ofiolitos cretáceos foram transportados para sudeste

por cavalgamentos. O setor norte está influenciado pela convergência entre as placas do Caribe (Panamá), Nazca e da América do Sul; enquanto o setor sul está mais relacionado com a subducção da placa de Nazca sob a placa Sul Americana (Figura 4).

O “*detachment*” que se estende por baixo da zona Andina guarda certa semelhança com a zona de Benioff abaixo desta cordilheira que se acha afetada por deformações envolvendo dobras ao longo de falhas transcorrentes e um arranjo de fatias tectônicas ou blocos tectônicos alongados e imbricados da seqüência ofiolítica, mergulhando dentro da crosta inferior e do manto superior (Coleman <sup>9</sup> apud Kellogg & Vega; 1995); o sistema estrutural geral é descrito como “*thick thrust sheets*” (Ingeominas, 1997), ver Figuras 6a e 6b.

As falhas correspondem a suturas entre blocos, que foram reativadas durante várias fases tectônicas recentes e permanecem ativas. A sismicidade cortical associada confunde-se com a subducção oblíqua e a deformação abaixo do prisma de acreção (Taboada *et al*; 1998). Têm sido registradas ainda reativações de algumas falhas com movimentos verticais de blocos a nível local.

O flanco oeste da Cordilheira Occidental na região norte é caracterizado pelas seguintes falhas (Taboada *et al*; 1998): falha do Atrato, provavelmente inversa, com componente lateral esquerda, vergência em direção a oeste e mergulho intermediário em direção a leste; falha de Murindo com direção N-S, de ângulo alto e movimentação sinistral e uma componente inversa fraca; falha Ativa, cuja sismicidade está associada a deformações causadas pela convergência do Arco de Panamá com terrenos continentais (Figuras 6b e 6c). É uma das zonas de maior sismicidade na Colômbia; falha de Baudo, que constitui o limite entre a Serra de Baudo e a Serra de Choco. Como os depósitos superficiais estão pouco deformados, considera-se que se trata de uma falha com baixa taxa de atividade sísmica (Duque-Caro <sup>2</sup> apud Kellogg & Vega; 1995).

A região sudoeste está limitada por segmentos de falhas inversas mergulhando em direção a leste; além dos sistemas de falhas El Tambor e Juni Sambiambi, que são cavalgamentos com vergência para oeste (Taboada *et al*; 1998).

O limite do flanco leste com o vale do Cauca é definido através de um sistema de falhas ativas paralelo ao sistema de falhas de Romeral (Taboada *et al*; 1998). No setor

norte as falhas de Toro, Mistrató e Apia são inversas, têm vergência para leste, possuem taxas de atividade baixa a moderada, apresentam-se menos ativas do que a falha de Romeral (CARDER <sup>10</sup> apud Taboada *et al*; 1998).

Na região norte há uma concentração importante de sismos superficiais; cuja sismicidade cortical confunde-se com a da zona de subducção ou com o prisma de acreção (Taboada *et al*; 1998).

O sistema de falhas de Romeral, embaixo da Cordilheira Occidental, é descrita localmente como de ângulo baixo e mergulhando em direção a oeste. De acordo com a interpretação de dados de sismos recentes e dados gravimétricos, o sistema tem um mergulho de 12° para NW dentro da crosta inferior (Bourgois *et al* <sup>7</sup> apud Kellogg; 1984), com atividade sísmica maior que a das falhas da zona norte. As falhas Garrapatas e La Argelia são oblíquas, estão associadas com o deslocamento do bloco de Choco para NE, têm movimentação inversa sinistral e encerram atividade sísmica alta logo que atravessam a Cordilheira Occidenta (Taboada *et al*; 1998).

O sistema Dagua-Calima, no setor central, compreende falhas normais de traços côncavos, estão associadas a zonas de cavalgamentos subjacentes com vergência para a direção do vale do Cauca (Paris *et al*; 1989), e apresentam mergulho intermediário que passa para alto em direção a leste (Taboada *et al*; 1998).

A Falha Cauca - Patia localiza-se no sudoeste da Colômbia, tem direção NNE, e apresenta morfologia que sugere, a nível local, movimentação direcional dextral (Paris *et al*; 1989), compatíveis com os observados no vale Superior do Magdalena (Taboada *et al*; 1998).

Na região sul da Cordilheira o rio Mira acompanha uma zona de sutura extensional.

Quanto à evolução, no Mesozóico Inferior a área ocupada atualmente pela Cordilheira Occidental foi dobrada e metamorfozizada devido à subducção da placa de Nazca sob a placa Sul Americana. Nesse período já estavam estruturadas as zonas de subducção separadas por um sistema "back-arc"; com um setor oeste intra-oceânico de arcos de ilhas e um setor leste com piso "plunged" abaixo da placa de Sul Americana (Figura 6 a). Contudo, na região continental leste existia uma bacia marginal autóctone (Aguirre, 1992) que mais tarde foi afetada pela sutura de Romeral.

## Quaternário

- Q** Areias, siltytos, argilas, lamitos, conglomerados e vulcanitos em depósitos fluviais, flúvio-lacustres, flúvio-vulcânicos
- Qc** Areias, siltytos, argilas e vulcanitos em depósitos desde flúvio-lacustres até flúvio-vulcânicos do Quaternário
- Qfm** Areias, siltytos, calcários e conglomerados em depósitos marinhos e flúvio-marinhos do Quaternário
- Qe** Areias, seixos, siltytos, argilas e conglomerados em depósitos torrenciais, fluviais, flúvio-lacustres e eólicos do Quaternário

## Neogeno

- Tq** Arenitos, arenitos ferruginosos, siltytos, e argilitos em depósitos fluviais e flúvio-lacustres do Plio-Pleistoceno
- Tqs** Argilitos, siltytos, arenitos, folhelhos, e calcários em depósitos fluviais a flúvio-marinhos do Oligoceno - Pleistoceno.
- Tosp** Folhelhos, siltytos, arenitos, calcários e conglomerados em depósitos fluviais a flúvio-marinhos do Eoceno - Recente
- Tqv** Vulcanitos e piroclastitos de composição intermediária do Oligoceno Superior - Holoceno
- Tb** Siltytos, argilitos e arenitos com concreções carbonosas e ferruginosas do Mioceno Médio a Plio-Pleistoceno
- Tp** Arenitos, siltytos, argilitos, conglomerados e vulcanitos em depósitos flúvio-marinhos a flúvio-vulcânicos do Neogeno
- Tsp** Argilitos, folhelhos, grauvacas, conglomerados e calcários em depósitos flúvio-marinhos do Mioceno Superior-Plioceno
- Te** Arenitos ferruginosos, arenitos, siltytos, camadas de carvão e conglomerados do Mioceno Médio - Plioceno

## Terciário

- Tv** Complexos ultramáficos, gabros e peridotitos do Paleogeno
- Ts** Arenitos, siltytos, folhelhos, argilitos, calcários, malassas e conglomerados do Terciário
- Tsc** Areias, calcários, conglomerados e siltytos em depósitos flúvio-marinhos a marinhos do Terciário
- T** Arenitos, argilitos, siltytos e conglomerados do Terciário

Escala 1: 7.500.000

Fonte. Instituto Geográfico Agustín Codazzi 1998

Figura 5. Mapa Geológico de Colômbia.

## Cretáceo

- Ks** Folhelhos, calcários, arenitos, grauvacas, argilitos, cheri, siltytos, brechas, conglomerados e turbiditos do Cretáceo
- Kv** Metadiabasios, basaltos, basaltos toleíticos, gabros, tufo e vulcanitos do Cretáceo.
- Kl** Quartzodioritos e granodioritos do Cretáceo inferior
- Km** Arenitos, calcários, folhelhos, argilitos, lodolitos, folhelhos e conglomerados do Cretáceo

## Triássico - Jurássico

- Tjk** Granodioritos, monzonitos, dioritos, anfíbolitos, migmatitos, tonalitos e metatonalitos do Triássico - Jurássico
- Tj** Granodioritos, monzonitos, dioritos, anfíbolitos, migmatitos e seqüências vulcano-sedimentares do Triássico - Jurássico

## Paleozóico

- Pz** Quartzarenitos, arenitos conglomeráticos e siltytos do Paleozóico Superior
- Pv** Nefelina Sienitos e pegmatitos do Paleozóico Superior

## Proterozóico

- Pem** Gnaisses, anfíbolitos, quartzitos e migmatitos do Proterozóico
- Pmi** Granulitos, gnaisses, migmatitos, anfíbolitos e granitos do Proterozóico e granitos do Paleozóico
- Pm** Xistos, mármore, filitos e quartzomonzonitos do Proterozóico
- Pe** Xistos, anfíbolitos e do Proterozóico Médio
- Pms** Meta-arenitos intercalados com lamitos e conglomerados do Proterozóico Inferior - Médio
- Pemi** Gnaisses, anfíbolitos, quartzitos e migmatitos do Proterozóico Inferior a Médio
- Pmv** Riódacitos, piroclastitos, conglomerados e arenitos do Proterozóico Superior
- Pmi** Quartzarenitos do Proterozóico Médio

## Quaternário

- Q** Areias, siltytos, argilas, lamitos, conglomerados e vulcanitos em depósitos fluviais, fluvio-lacustres, fluvio-vulcânicos
- Qc** Areias, siltytos, argilas e vulcanitos em depósitos desde fluvio-lacustres ate fluvio-vulcânicos do Quaternário
- Qfm** Areias, siltytos, calcários e conglomerados em depósitos marinhos e fluvio-marinhos do Quaternário
- Qe** Areias, seixos, siltytos, argilas e conglomerados em depósitos torrenciais, fluviais, fluvio-lacustres e eólicos do Quaternário

## Neogeno

- TQ** Arenitos, arenitos ferruginosos, siltytos, e argilitos em depósitos fluviais e fluvio-lacustres do Plio-Pleistoceno
- TQs** Argilitos, siltytos, arenitos, folhelos, e calcários em depósitos fluviais a fluvio-marinhos do Oligoceno - Pleistoceno.
- TQsp** Folhelos, siltytos, arenitos, calcários e conglomerados em depósitos fluviais a fluvio-marinhos do Eoceno - Recente
- TQv** Vulcanitos e piroclastitos de composição intermediária do Oligoceno Superior - Holoceno
- Tb** Siltytos, argilitos e arenitos com concreções carbonosas e ferruginosas do Mioceno Médio a Plio-Pleistoceno
- Tp** Arenitos, siltytos, argilitos, conglomerados e vulcanitos em depósitos fluvio-marinhos a fluvio-vulcânicos do Neogeno
- Tsp** Argilitos, folhelos, grauvacas, conglomerados e calcários em depósitos fluvio-marinhos do Mioceno Superior-Plioceno
- Te** Arenitos ferruginosos, arenitos, siltytos, camadas de carvão e conglomerados do Mioceno Médio - Plioceno

## Terciário

- Tv** Complexos ultramáficos, gabros e peridotitos do Paleogeno
- Ts** Arenitos, siltytos, folhelos, argilitos, calcários, molassas e conglomerados do Terciário
- Tsc** Areias, calcários, conglomerados e siltytos em depósitos fluvio-marinhos a marinhos do Terciário
- T** Arenitos, argilitos, siltytos e conglomerados do Terciário

Escala 1: 7.500.000

Fonte. Instituto Geográfico Agustín Codazzi 1998

Figura 5. Mapa Geológico de Colômbia.

## Cretáceo

- Ks** Folhelhos, calcários, arenitos, grauvacas, argilitos, chert, siltytos, brechas, conglomerados e turbiditos do Cretáceo
- Kv** Metadiabasios, basaltos, basaltos toleíticos, gabros, tufos e vulcanitos do Cretáceo.
- Ki** Quartzodioritos e granodioritos do Cretáceo Inferior
- Km** Arenitos, calcários, folhelhos, argilitos, lodolitos, folhelos e conglomerados do Cretáceo

## Triássico - Jurássico

- Tjk** Granodioritos, monzonitos, dioritos, anfibolitos, migmatitos, tonalitos e metatonalitos do Triássico - Jurássico
- TJ** Granodioritos, monzonitos, dioritos, anfibolitos, migmatitos e seqüências vulcano-sedimentares do Triássico - Jurássico

## Paleozóico

- Pz** Quartzarenitos, arenitos conglomeráticos e siltytos do Paleozóico Superior
- Pv** Nefelina Sienitos e pegmatitos do Paleozóico Superior

## Proterozóico

- Pem** Gnaisses, anfibolitos, quartzitos e migmatitos do Proterozóico
- Pmi** Granulitos, gnaisses, migmatitos, anfibolitos e granitos do Proterozóico e granitos do Paleozóico
- Pm** Xistos, mármore, filitos e quartzomonzonitos do Proterozóico
- Pe** Xistos, anfibolitos e do Proterozóico Médio
- Pms** Meta-arenitos intercaladas com lamitos e conglomerados do Proterozóico Inferior - Médio
- Pemi** Gnaisses, anfibolitos, quartzitos e migmatitos do Proterozóico Inferior a Médio
- Pmv** Riodacitos, piroclastitos, conglomerados e arenitos do Proterozóico Superior
- Pmi** Quartzarenitos do Proterozóico Médio

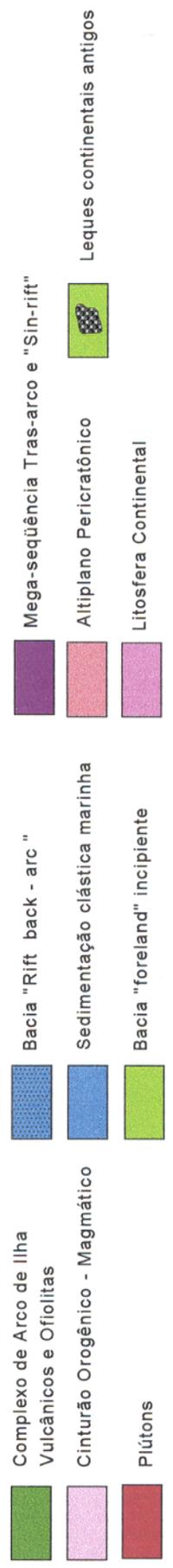
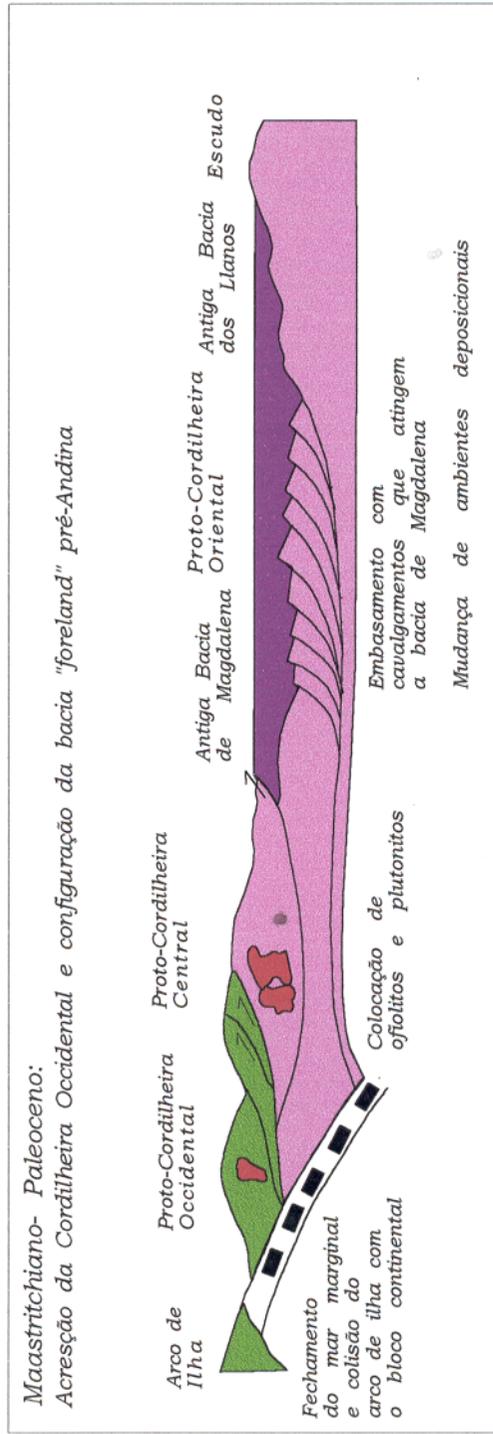
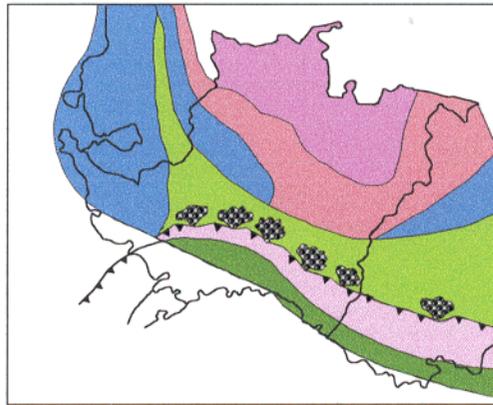
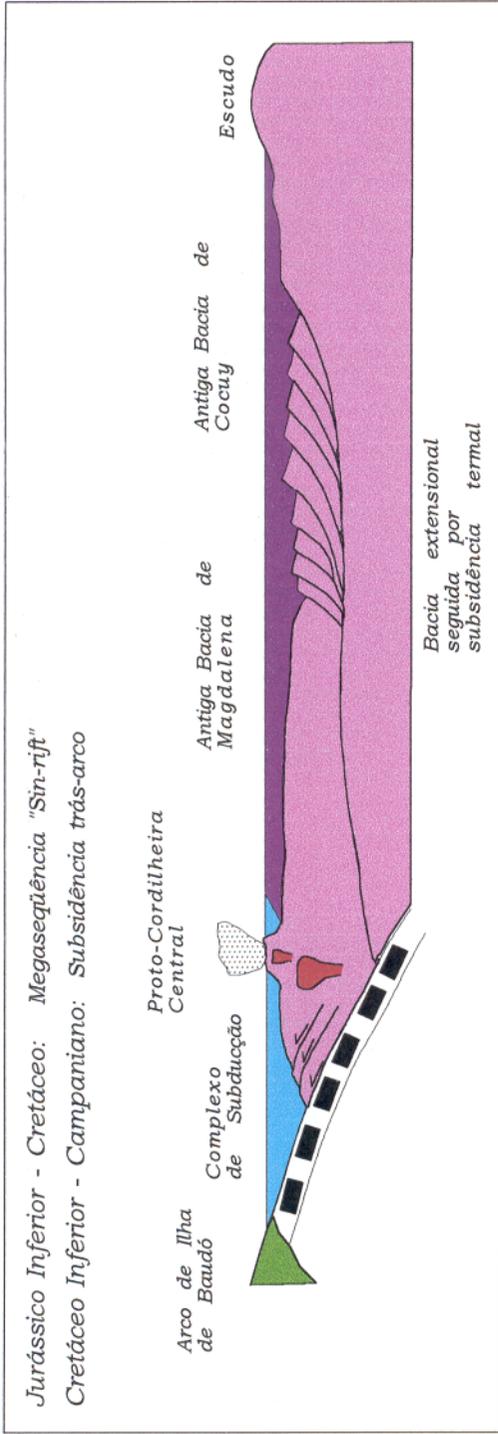
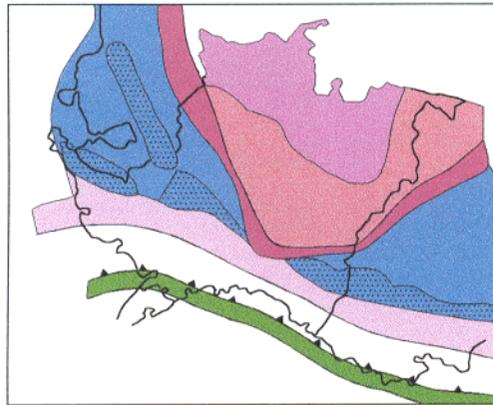


Figura 6.a Acima: Situação geológica durante o Mesozóico Médio a Superior .  
 Abaixo: Situação geológica durante o Mesozóico Superior a Cenozóico Inferior

Entre o Aptiano–Albiano aconteceu o segundo período de acreção do arco de ilha ao bloco continental, novamente ao longo da falha de Romeral (McCourt & Aspden; 1986).

Já no Maestrichtiano Inferior incidiram os episódios finais de acreção do terrenos oceânicos da Cordilheira Occidental (Mc Court *et al*<sup>11</sup> apud Cooper *et al*; 1995); que foram transportados em direção a leste contra a sutura da paleo-Romeral e sobre a crosta continental (Tousaint<sup>12</sup> apud Kellogg & Vega; 1995), acompanhados por metamorfismo de pressão média a alta, principalmente na região centro-norte. A deformação prossegue no Maestrichtiano Superior (Schamel<sup>13</sup> apud Cazier *et al*; 1995), até o Paleoceno sucedendo-se uma série de deformações compressãois entre a Cordilheira e o Cráton (Dengo & Covey; 1993) ver Figura 6 a; além da formação de blocos romboidais alongados adjacente a falha Cauca – Patia (Baldock<sup>14</sup> apud Tibaldi & Ferrari; 1992). À esta fase de acreção também relacionam-se dobramentos e cavalgamentos em grande escala (Juteau<sup>15</sup> apud Tibaldi & Ferrari; 1992). Na região leste pode-se associar as mudanças nas condições de deposição na bacia “foreland” preandina aos eventos de acreção, que na região sul prosseguiram até o Paleogeno (Figura 6 b).

No Cretáceo Superior a Cordilheira Occidental tornou-se contínua desde a placa do Caribe, unindo-se ao “ridge” Aves (Pindell & Barrett<sup>16</sup> apud Kellogg & Vega; 1995); que configurava o paleorelevo de arco de ilha oceânico imaturo (Barrero<sup>17</sup>, Mc Court *et al*<sup>11</sup> apud Kellogg & Vega; 1995) e de crosta oceânica (Bourgois *et al*<sup>7</sup> apud Kellogg & Vega; 1995).

Entre o Cretáceo Superior e o Terciário Inferior a acreção da Cordilheira Occidental coincide com uma anomalia térmica a nível regional (Aspden & Litherland; 1992), gerando acreção de terrenos máficos contemporânea com o início dos pulsos de contração que resultaram em colapsos nas bacias marginais (Coney *et al*; 1991). A ruptura promovida pelos eventos de extensão gerou crosta oceânica como um arco de ilha oceânico no setor oeste, ao mesmo tempo que o setor leste do terreno oceânico cavalgava, nas direções sudeste e leste, sobre a crosta continental (Toussaint<sup>12</sup> apud Kellogg & Vega; 1995). Desse modo, processaram-se as acreções de arco vulcânico e rochas plutônicas (Dengo & Covey; 1993); através de sistemas de falhas na crosta

continental (paleosutura de Romeral), sobre a crosta continental; esses eventos prosseguiram até o Paleoceno (Figuras 6 a e 6 b).

No Terciário, a colocação de batólitos foi ao longo de descontinuidades herdadas de sistemas extensionais regionais desenvolvidos antes do Cretáceo Superior. Durante o Eoceno, dominou o reordenamento regional do regime da tectônica de placas no Pacífico e na região centro-sul acontece a propagação, em direção sul, das falhas Cauca - Patia (Thournout *et al*; 1992). No Oligoceno, a convergência das placas de Nazca e da América do Sul resultou na colocação de um arco vulcânico sobre a crosta continental, contribuindo para a construção da Cordilheira Central (Figura 6 b).

No Pós-Oligoceno registra-se o evento orogênico de acresção da Cordilheira Occidental, principalmente na região sul; por propagação da colisão em direção a SW e gerando a sobreposição de seqüências mais jovens sobre unidades litoestratigráficas mais antigas. Entre o Oligoceno e o Mioceno a colisão das placas gerou deformações na Cordilheira e nos vales próximos; com a região sul experimentando eventos transpressionais acompanhados por cavalgamentos (Figura 6 b). No Mioceno Inferior acontece um importante plutonismo no flanco oeste da Cordilheira Occidental (McCourt & Aspden; 1986) e durante o Mioceno Superior prosseguem as deformações associadas a deslocamentos de blocos rígidos ao longo de falhas; na região sul dominaram etapas compressivas que impuseram inversões nas bacias sedimentares do Terciário Inferior (Salazar, 1986). No Plioceno aconteceu o maior soerguimento dos Andes. No Quaternário depositaram-se vulcânicas andesíticas num altiplano na zona sul da Colômbia a partir do centro vulcânico de Galeras. Atualmente, o complexo ofiolítico continua sendo deformado pela convergência da placa de Nazca sob a placa Sul Americana (Figura 6c).

### **3.3.2. Vale Interandino de Cauca**

O Vale Interandino de Cauca estende-se entre as Cordilheiras Occidental e Central, ocupa um corredor de 10 a 40 km de largura e desaparece para norte, mas tem continuidade para sul em direção ao Equador. Essa área constituía originalmente uma fossa tectônica marcada pelo embricamento de ofiolitos do Cretáceo Superior-Terciário

Inferior (McCourt & Aspden; 1986) que, em seguida, foi preenchida por materiais fluviais e de fluxo de detritos provenientes das cordilheiras e distribuídos nos piemontes e nas planícies fluviais e flúvio-lacustres. No ramo sul, depressão de Cauca–Patia, as zonas plana e central do vale têm depósitos flúvio-vulcânicos a vulcânicos (Unidade Qc, Figura 5).

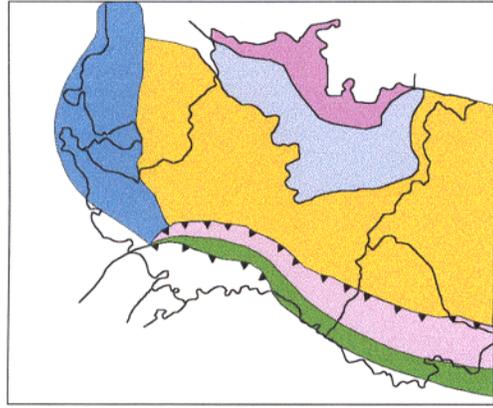
As unidades litológicas que preenchem esta bacia foram consultadas das seguintes fontes, entre outras: Ingeominas, 1978; Etayo-Serna, 1983; Ingeominas, 1988; Cediél *et al*; 1988; McDonald 1996, Ingeominas, 1997.

O embasamento dessa depressão, na parte mais superior do vale, contém as seguintes unidades: Gabros de Romeral e Complexo Ultramáfico de Vênus do Jurássico; xistos, peridotitos, gabros, dioritos e anfibolitos reunidos no Complexo Ofiolítico do Cauca e afetados por um metamorfismo de pressão média; e xistos anfibolíticos do Cauca do Cretáceo Inferior. Essas unidades são cobertas por seqüências sedimentares do Cretáceo, do Oligoceno-Mioceno (Formação Amagá) e do Mioceno ao Pleistoceno (formações Combia e Irra).

Na região central, no substrato do vale, aflora o terreno oceânico Amaime (Aspden & Litherland; 1992), na margem leste da falha de Romeral, o qual se acha fortemente deformado e transformado em condições térmicas da fácies xisto verde e, localmente, encoberto por sedimentos terciários. Ocorrem ainda tonalitos e granodioritos do Cretáceo Inferior (batólito de Buga), e quartzodioritos do Cretáceo Superior. (Stock El Tambor).

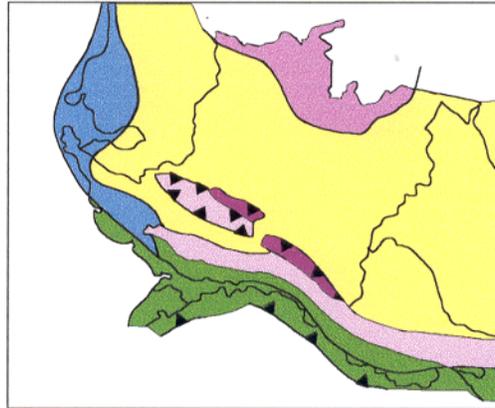
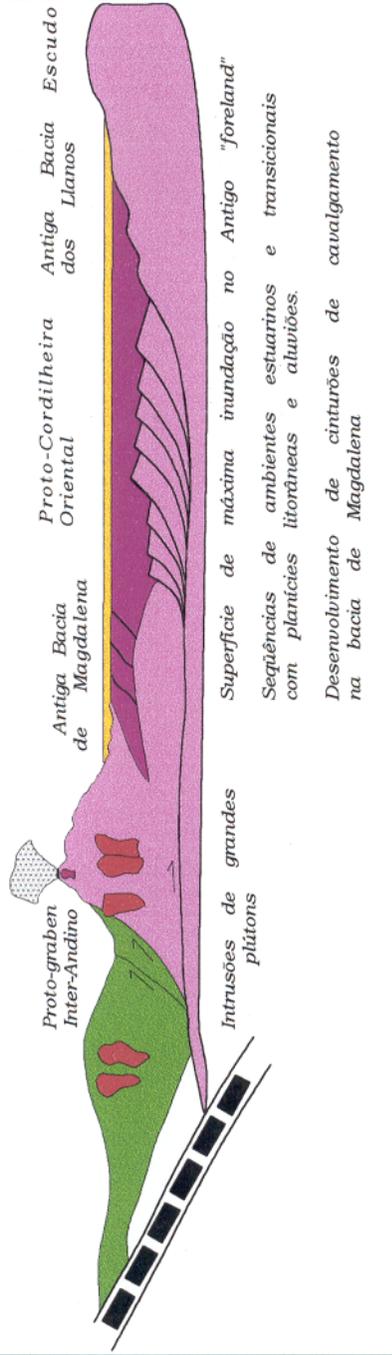
Na margem leste, em planos verticais paralelos à falha de Romeral, afloram rochas intrusivas hipoabissais do Terciário Superior. Nessa área ocorrem também conglomerados, argilitos e folhelhos do Eoceno (Formação Jamundí) depositados em bacias com ambientes variando desde marinhos do Cretáceo Inferior até continentais do Neógeno cobertas por depósitos fluviais e vulcânicos do Neógeno Superior – Quaternário (Unidade Qc, Figura 5).

A zona a sul das falhas Cauca-Patía está coberta por depósitos do Eoceno, calcário arrecifais, micritos e detritos do Oligoceno-Mioceno (Formação Vijos), conglomerados intercalados com argilitos e arenitos do Mioceno Médio-Superior (Formação Buga), camadas de siltitos intercaladas com argilitos e arenitos e com algum



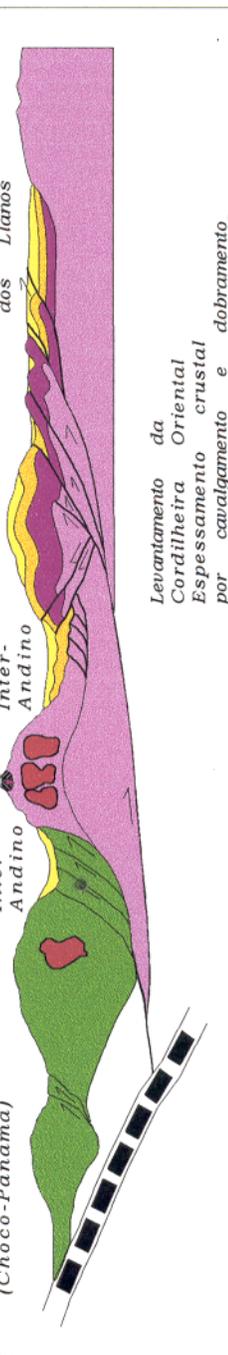
**Eoceno Médio - Mioceno Médio: Bacia "foreland" Pré-andina.**

Levantamento dos Andes (Proto-Cordilheiras Ocidental e Central)



**Mioceno Superior - Plioceno: Bacia "foreland" Andina.**

Coísaço do arco de ilha (Choco-Panama)  
Proto-Cordilheira Ocidental  
Proto-Cordilheira Central  
Graben Inter-Andino  
Proto-Cordilheira Oriental



Levantamento da Cordilheira Espessamento crustal por cavalgamento e dobramento

- Complexo de Arco de Ilha Vulcânicos e Ofolitas
- Cinturão Orogênico - Magmático
- Plútons
- Sedimentação em ambientes marinhos
- Sequência pós-arco e "sin-rift"
- Sedimentação em ambientes transicionais a fluviais
- Sedimentação em ambientes transicionais a fluviais
- Mega-sequência "foreland" Pré-Andina Sedimentação marinha a transicional
- Altiplano Pericratônico
- Litosfera Continental

**Figura 6.b** Acima: Situação geológica durante o Paleogeno. Abaixo: Situação geológica durante o Neogeno Inferior.

material tufáceo do Mioceno Médio (Formação Cartago), e conglomerados, argilitos, arenitos, tufos, piroclástitas e derrames basálticos e andesíticos (Formação Combia).

Esta bacia caracteriza-se por um preenchimento de mais de 3 km de sedimentos Neógenos; compostos principalmente por arenitos e conglomerados, além de diatomitos, argilitos e arenitos tufáceos do Plioceno (Formação Zarzal) e grande variedade de piroclásticas jogadas pelo vulcão Puracé do Plio-Pleistoceno (Formação Popayan), ver Unidade Qc, (Figura 5).

O arcabouço estrutural é representado por uma bacia tectonicamente complexa e fechada na região norte pela união tríplice das placas perto de Medellin, devido a fusão de duas zonas de falhas (McCourt et al <sup>11</sup> apud Cooper et al; 1995). Essa estrutura é descrita como um “*graben*” que corresponde a uma estreita zona de “*melange*” tectônico (Paris et al; 1989) bem marcada pelas megasuturas Romeral a leste (Tibaldi & Ferrari; 1992) e Cauca a oeste.

O quadro tectônico do vale na região sul apresenta estrutura compressiva cortadas por falhas normais de uma zona transtensional, com “*trend*” variando de NNE-SSW até N-S (Tibaldi & Ferrari; 1992), e associadas com a rotação antihorária comprovada por paleomagnetismo em blocos do Mioceno Superior (Mac Donald, 1996).

As acreções na região da megasutura Romeral parecem ter sido por transpressão, conforme evidenciadas na região norte, e o encurtamento do vale na região central é interpretado como produto de uma transpressão oblíqua.

Alguns depósitos de idades miocênicas até holocênicas apresentam-se dobrados por movimentos da orogenia Andina associados a falhas e estruturas paralelas e oblíquas à cadeia montanhosa (Irving <sup>19</sup> apud Penington, 1981).

A margem leste compreende falhas ativas paralelas ao sistema de Romeral e no norte ocorrem as falhas inversas de Toro-Mistrató-Apía, com vergência para leste e taxa de atividade sísmica considerada baixa a moderada, menor que a atividade do sistema Romeral. No sudoeste da Colômbia encontra-se o sistema de falhas Cauca-Patía, com direção NNE-SSW e movimento direcional dextral, e parcialmente encoberta por espessos depósitos vulcânicos (Case et al <sup>1</sup> apud Tibaldi & Ferrari; 1992) ver Unidade TQv, (Figura 5); essa falha, no sul da Colômbia, a nível regional, é

correlacionada com a sutura de Guayaquil–Santo Domingo do Cretáceo Superior–Terciário Inferior.

O sistema de falhas de Romeral, corresponde a uma antiga sutura que justapõe rochas oceânicas do Cretáceo a Eoceno, a oeste, com rochas continentais do Terciário Inferior, a leste. Trata-se de um cavalgamento com vergência para oeste, derivado dos diferentes planos principais enraizados abaixo da Cordilheira Central; que levantaram a margem leste do vale do Cauca (Taboada *et al*; 1998). Na região sul esta falha tem uma componente inversa N-S, com vergência em direção a leste (Paris & Romero; 1994). Na região norte, na altura do paralelo 7° N, a sismicidade é maior (Taboada *et al*; 1998). Também observam-se falhas normais de direção oblíqua com respeito ao vale do Cauca, que resultaram de movimentos diferenciais e direcionais ao longo da falha de Romeral (Taboada *et al*; 1998). Nessa margem, alguns segmentos da falha têm sismicidade baixa. Alguns sedimentos terciários e quaternários estão dobrados e falhados, principalmente ao longo da direção N-S. O setor sul do vale Cauca-Patia tem atividade sísmica baixa (Paris & Sarria; 1986).

A história evolutiva anterior ao Terciário foi discutida nas regiões das Cordilheiras Occidental e Central, a qual, provavelmente, está relacionada com falhas transcorrentes e normais (Noblet & Marocco <sup>20</sup> apud Tibaldi & Ferrari; 1992; Figuras 6 a e 6 b). No Eoceno Médio formaram-se estruturas em decorrência de mudanças na tectônica global (Alfonso *et al* <sup>21</sup> apud Cooper *et al*; 1995). Após o Oligoceno, a megasutura que limita a crosta continental Colombo-Equatoriana foi reativada pelo avanço da subducção de Nazca, atuando como falhas normais e formando o “*graben*” interandino (Litherland & Aspden; 1992). A reativação dos limites de terrenos geológicos podem ter controlado a ascensão do magma, atuando como condutos regionais (Litherland & Aspden; 1992). Hall e Wood <sup>22</sup> (apud Gomez, 1988) propuseram que forças extensionais abriram esses limites, proporcionando a formação de “*grabens*” caldeiras. Antes do Mioceno Inferior, na proto depressão Cauca-Patia, a sedimentação foi limitada, mas durante o Mioceno Inferior aumentou o acúmulo de materiais clásticos atrás da Cordilheira Occidental, gerado pela reativação da subducção, relacionada com a formação do arrecife Galápagos (Penington, 1981). Na região sul, entre esta bacia e a cordilheira, registra-se

uma fase de deformação compressiva com componente extensional ao longo da direção N20°E a N40°E, e uma direção de encurtamento NNE-SSW até NE-SW ao longo de falhas direcionais, durante um regime tectônico transpressivo (Moody e Hill <sup>23</sup> Zolnai <sup>24</sup> apud Lavenu *et al*; 1995), mudando para E-W durante o Mioceno Superior (Lavenu *et al*; 1995). Durante o Terciário Superior e até o Plioceno, continua a sedimentação, com grande parte dos materiais provenientes do vulcanismo quaternário da Cordilheira Central.

### 3.3.3. Cordilheira Central

A Cordilheira Central compreende um relevo montanhoso, geralmente escarpado e com altitude média de 3000 m.s.n.m, uma largura entre 100 km e 150 km e extensão de 95 km. Seu eixo é coroado na região centro-sul por edifícios vulcânicos e esculpido por paisagens glaciais, cujas vertentes abruptas e longas descem até suaves piemontes formados por grandes leques flúvio-glaciais, flúvio-vulcânicos, torrenciais e fluviais. Ela faz parte de um cinturão deformado e metamórfico, contínuo desde a Cordilheira Central da Colômbia até a zona centro-norte do Peru (Tibaldi & Ferrari; 1992), que atualmente registra atividades vulcânica e tectônica associadas à convergência das placas de Nazca e Sul Americana (Taboada *et al*; 1998) e Panamá-Caribe.

A descrição dos componentes litológicos deste relevo foi sintetizada a partir das seguintes fontes: Ingeominas, 1978; Etayo-Serna, 1983; Salazar, 1986; Ingeominas, 1988; Cediél *et al*, 1988; Aguirre, 1992; Aspden & Litherland; 1992; Ministerio de Minas y Energia de Ecuador, 1993; Ingeominas, 1997; Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 1998.

Na sua constituição, aflorando em alguns locais, existem blocos crustais continentais do embasamento proterozóico (Duque-Caro <sup>2</sup> apud Dengo & Covey; 1993), formados por complexo ígneo-metamórfico e migmatítico representado por metapelitos, metabasitos, quartzitos, mármore e migmatitos. Na parte norte, esse complexo está cortado pelo batólito Antioqueño (Unidade Ki, Figura 5), e na parte sul ocorre como restos de uma bacia marginal, abortada e ensiálica; desenvolvida na crosta continental

e atenuada na borda da América do Sul (Aguirre, 1992). Na região centro-sul, junto a Cordilheira Oriental, ocorrem migmatitos precambrianos e metamorfitos paleozóicos encobertos por depósitos vulcânicos do Quaternário (Arango e Ponce <sup>6</sup> apud Kellogg & Vega; 1995), ver Unidade TQv (Figura 5).

Um complexo polimetamórfico de grau alto a médio, com xistos pretos e verdes, quartzitos, mármore, gnaisses, metadiabásios, anfibolitos até eclogitos, do Cambriano-Ordoviciano (Mc Court *et al* <sup>11</sup> apud Cooper *et al*; 1995), ver Unidade Pem (Figura 5); dispõe-se como blocos tectônicos isolados e alongados na direção N-S, no setor leste da falha de Romeral, fazendo parte de um cinturão descontínuo entre o Equador e a região central da Colômbia.

Numa antiga plataforma superficial pericratônica, na região centro-sul, foram depositados sedimentos clásticos representados por arenitos, folhelhos, siltitos, camadas vermelhas e conglomerados do Devoniano ao Permiano.

Partes de suas terminações, no lado oeste, são o prolongamento do embasamento oceânico que forma a Cordilheira Occidental; tal limite é definido pelo sistema de falhas de Romeral. As unidades litológicas mais antigas estão cobertas localmente por rochas vulcanoclásticas do Mesozóico e cortadas por plutons terciários.

Como resultado dos eventos de rifteamento e plutonismo do Triássico-Jurássico, ocorrem pequenas faixas alongadas na direção norte-sul e formadas por granodioritos, monzonitos, tonalitos, dioritos, metatonalitos, anfibolitos e migmatitos do Permiano ao Cretáceo (Unidade TJK, Figura 5), presentes no setor centro-norte e localmente no setor sul, e geralmente associados com seqüências vulcano-sedimentares do Triássico Superior-Jurássico. O plutonismo ativo Pós-Jurássico e Pré-Cretáceo Superior no setor norte desta cordilheira formou corpos granodioríticos e quartzodioríticos.

Na região central, houve a acumulação, por ingressões marinhas cretáceas numa bacia marginal, de arenitos, argilitos, folhelhos e conglomerados intercalados com alguns vulcanitos calcio-alcálicos do Cretáceo Inferior (Unidade Ks, Figura 5), que, posteriormente, foi afetada por diversos eventos tectônicos; gerando unidades tectonoestratigráficas expostas em complexas cunhas tectônicas, com litologias das Unidades Pem/TJK/Ks (Figura 5).

Um outro evento de plutonismo gerou o batólito Antioqueño, que sustenta uma superfície elevada no setor setentrional da cordilheira, e é formado por quartzodiorito a granodiorito do Cretáceo Superior (Unidade Ki, Figura 5).

No Terciário dominaram eventos vulcânicos, plutônicos e sedimentares, principalmente continentais. Os corpos de quartzodioritos e tonalitos concentraram-se no setor norte e com menor frequência no setor central. Nas vertentes mais baixas do setor centro-sul, encontram-se os vulcanitos e piroclastitos de composição intermediária, depositados entre o Oligoceno Superior e o Holoceno (unidade TQv, Figura 5). No setor norte a nível local predominam vulcanitos e piroclásticas intermediárias a básicas e fluxo basáltico associado com conglomerados, arenitos, argilitos e tufos do Mioceno.

No setor centro-norte afloram pequenos corpos porfiríticos de andesitos e litobasaltos do Plio-Quaternário e depósitos vulcânicos andesíticos do Quaternário sobre os diferentes tipos de unidades litológicas no altiplano sul da Colômbia (Arango e Ponce <sup>6</sup> apud Kellogg & Vega; 1995), parte de unidade TQv, ver Figuras 5 e 6b.

O arcabouço estrutural compreende os sistemas orogênicos entre a fossa do Equador-Colômbia e o fronte leste Andino, que fazem parte de uma ampla zona de soerguimento e compressão, definindo um cinturão transpressional do Pleistoceno-Holoceno. Nas diversas escalas, o cinturão ressalta a convergência oblíqua entre as placas de Nazca e da América do Sul, com influência da placa do Caribe, principalmente na região norte (Tibaldi & Ferrari; 1992), ver Figura 4.

O movimento relativo dos Andes Setentrionais com respeito aos setores adjacentes explicam a componente de cisalhamento dextral desta cordilheira e uma zona de cisalhamento sinistral na região oeste, no vale Interandino de Cauca–Patia, durante o Pleistoceno Superior (Tibaldi & Ferrari; 1992).

Dengo & Covey; (1993) propôs um encurtamento deslocando, em grande escala, o embasamento ao longo de um “*detachment*” na crosta média, estendendo-se abaixo da Cordilheira Central e atingindo o flanco oeste da Cordilheira Oriental (Figuras 6 b e 6 c). Esse “*detachment*” parece estar ligado com a zona de Benioff, abaixo da Cordilheira Occidental e com o sistema de Romeral, que foi transportada durante o Cretáceo

Superior até o Paleoceno, como um “*hanging wall*” (Dengo & Covey; 1993), ao longo da qual Kellogg & Veja (1995) sugeriu um encurtamento horizontal de 70 km. O encurtamento do embasamento nas Cordilheiras Central e Occidental ocorreu porque as unidades litológicas foram transportadas tectonicamente em direção a leste a uma distância mínima de 150 km, de acordo com reconstrução palispáticas (Dengo & Covey, 1993). Os movimentos ao longo do “*detachment*” separaram os sedimentos do preenchimento do “*graben*” do Jurássico, na atual Cordilheira Oriental, da outra parte do embasamento do mesmo “*graben*” abaixo da Cordilheira Central e o vale do Magdalena (Dengo & Covey; 1993). Sua restauração indica que o mergulho para leste do “*detachment*”, desde o embasamento, é maior abaixo da Cordilheira Central.

Essa parte dos Andes apresenta em seus flancos complexos cavalgamentos de vergência oposta, com uma componente direcional e limitada no oeste pelo sistema de falhas de Romeral (Cline *et al*<sup>25</sup> apud Taboada *et al*; 1998).

O estilo estrutural do setor sudoeste é dominado por falhas subverticais e com direção NW–SE e limitando blocos soerguidos e abatidos gerados no Jurássico Superior. Na região sul, entre a Cordilheira Occidental e a Plataforma Amazônica, tem sido interpretado um limite transcorrente dextral oeste (Tibaldi & Ferrari; 1992), presente na região norte da América do Sul.

As falhas recentes, com orientação NW-SE nas Cordilheiras Central e Occidental, são interpretadas como o reflexo da orientação da zona de Benioff, que, segundo Penington (1981), submerge abaixo do continente com ângulo de 35° na direção N120°E (McCourt & Aspden; 1986). A atividade tectônica recente das falhas nos piemontes da Cordilheira Central é geralmente baixa a moderada, destacando-se os sistemas de falhas inversas e direcionais (Taboada *et al*; 1998). A principal estrutura ativa no flanco leste desta cordilheira é representada pela falha direcional de Ibagué do Triássico-Jurássico, que controlou a sedimentação da transição entre os ambientes continental e marinho do Cretáceo Inferior (Cediel *et al*; 1988). Atualmente apresenta uma importante atividade neotectônica (Vergara, 1989).

A falha de Romeral, apesar de sua recente atividade no Cenozóico (Alvarez<sup>26</sup> apud Cooper *et al*; 1995), não é considerada uma margem de placa atual, mas durante o Mesozóico foi uma fossa cretácea (Figura 6a). Na região norte, localiza-se no lado

oeste da Cordilheira Central, enquanto na região sul é cartografada na margem leste do “*graben*” do Cauca. (McCourt & Aspden; 1986). Esse sistema apresenta vários ramos e tem diversos componentes de movimento, desde normal até compressivo e direcional.

Ao longo da sutura Romeral–Palestina existem falhas transcorrentes destrais de direção ENE-WSW associadas à acresção, que localmente impõem forte deformação dentro da cordilheira (McCourt & Aspden; 1986). É provável que ao longo desta falha o bloco Andino seja deslocado para norte (Ingeniería Sísmica, 1989)

A zona axial da Cordilheira Central tem maior atividade tectônica no setor centro-sul (maciço colombiano, sul da Unidade TQv, Figura 5) ao longo de falhas paralelas à Paleosutura de Romeral. Os mecanismos focais indicam um deslocamento ativo e transcorrente no sistema de segmentos ativados de Romeral (ver vale Interandino do Cauca). Seu movimento atual é inverso, com vergência para o vale do Cauca (Alfonso *et al*<sup>27</sup>; CARDER<sup>10</sup> apud Taboada *et al*; 1998), e uma componente direcional incipiente. O movimento recente das falhas no flanco oeste apresenta também uma componente direcional sudoeste que parece ser dextral e de direção NNE-SSW, na região sul do país; enquanto na região norte muda para sinistral e direção N-S sobre um plano de falha subvertical (CARDER<sup>10</sup> apud Taboada *et al*; 1998). As taxas de atividade sísmica são consideradas moderadas a baixas, tornando-se cada vez mais baixa em direção a norte. Assim, atualmente existem ramos que estão se movimentando lentamente. Os seus segmentos ativos e paralelos num corredor de amplitudes variáveis são: Buesaco, Cauca-Almaguer, Silvia-Pijao, Buabas-Pradera, Quebrada Nueva, Manizales-Aranzazu, Espiritu Santo (Taboada *et al*; 1998).

Alguns segmentos da falha Romeral prolongam-se até o Equador como falhas inversas e transcorrentes destrais de ângulo alto, como as falhas Guaitára e Buesaco de atividade moderada a alta (Taboada *et al*; 1998)

O arco vulcânico ativo está associado à zona de subducção, entre o paralelo de 5°N, nevado do Ruiz, até o paralelo 1°N, vulcão Galeras (Figura 5). Na região central estão os vulcões de Puracé e Doña Juana; entre essas latitudes existem claros vulcânicos e sísmicos.

A história tectônica desta província (Figura 6) é complexa devido a presença de fragmentos de crostas oceânica-continental, depósitos de fossa e provavelmente de manto; acrescidos, imbricados e justapostos por diversos processos deformacionais durante diferentes períodos, envolvendo movimentos distensivos, compressivos e direcionais, e, em certos casos, acompanhados por transpressão dextral.

A região norte experimentou vários eventos tectono-metamórficos no Pré-Cambriano, Devoniano, Permo-Triássico e Cretáceo. No Permo-Triássico são típicos o plutonismo sintectônico e o metamorfismo de alto grau. A região sul das Cordilheira Central e Oriental foram afetadas por um evento de metamorfismo de pressão média a alta, com fenômeno de sutura durante o Cretáceo. Durante o Triássico-Jurássico, depositaram-se camadas vermelhas continentais associadas a rochas vulcânicas. No Aptiano-Albiano foi acrescido o terreno oceânico, gerando metamorfismo dinâmico com empilhamentos tectônicos de metamorfitos na parte leste da falha Romeral (McCourt & Aspden; 1986).

Durante o Jurássico Superior-Barremiano, a subducção foi intensificada e expressou-se pelo plutonismo calcio-alcálico na margem leste (McCourt *et al*<sup>11</sup> apud Cooper *et al*; 1995).

No Cretáceo Inferior incidiu distensão e a conseqüente formação de bacias marginais, talvez pelo encurtamento do "back arc" na região oeste da América do Sul. Em direção a leste continuou a sedimentação de um miogeosinclinal (McCourt & Aspden; 1986)

Entre o Pre-Albiano e Aptiano aconteceram ciclos magmáticos e na bacia a leste acumularam-se sedimentos principalmente marinhos. Após o Cenomaniano, a taxa de subsidência do "back arc" diminuiu e no Santoniano-Campaniano aumentou a atividade plutônica (McCourt & Aspden; 1986), que acompanhou o deslocamento da zona de subducção em direção a oeste em decorrência da continuação das acreções oceânicas (Megard<sup>28</sup> apud Cooper *et al*; 1995)

No Cretáceo Superior a acreção na Cordilheira Occidental gerou deformação da protocordilheira e influência nas mudanças dos ambientes deposicionais de marinhos para continentais na bacia incipiente "foreland" pré-Andina (Cooper *et al*; 1.995), sendo registrada a primeira inversão da polaridade da sedimentação (Allen & Posamentier<sup>29</sup>

apud Cazier *et al*; 1995). Nesse período, a zona de sutura entre as crostas oceânica e continental encontrava-se 250 km a leste da presente fossa da falha de paleo-Romeral (Kellogg & Vega; 1995).

No Terciário Inferior o transporte de massa ao longo do “*detachment*” gerou deformações na Cordilheira Central, que começou na Cordilheira Occidental e na zona central da Cordilheira Oriental. Entre o Cretáceo Superior e o Paleoceno Inferior os processos de deformação são restritos às Cordilheiras Central e Occidental (Fabre <sup>30</sup> apud Cooper *et al*; 1995)

Desde o Paleogeno até o Mioceno esta cordilheira tem sido permeada por plutons graníticos e com menor intensidade durante o Plioceno (Dengo & Covey; 1993), ver figuras 6 a e 6b. No Paleoceno Superior continuou um incipiente soerguimento das Cordilheiras Occidental e Central, gerando forte gradiente morfológico que serviu de área fonte para os sedimentos do “*foreland*” pré-Andino. Até o Eoceno Médio (49 Ma) as deformações compressionalis ficaram limitadas à convergência oblíqua das placas de Nazca e Sul Americana (Pardo-Casas & Molnar <sup>31</sup> apud Cooper *et al*; 1995). A partir do Oligoceno iniciou o levantamento da Cordilheira Central e definiu-se melhor a estruturação do “*foreland*” até os Llanos Orientales (Dengo & Covey; 1993). No eixo da cordilheira as primeiras manifestações do vulcanismo aconteceram durante o Oligoceno e atingiram máxima atividade no Mioceno. No Mioceno Inferior a reativação da zona de subducção produziu atividades magmáticas que alcançaram o vale do Magdalena, como provável reflexo de uma zona de Benioff com baixo declive (McCourt & Aspden; 1986). Entre o Mioceno e o Plioceno as Cordilheiras Central e Oriental foram transportadas passivamente pelo “*detachment*”, gerando o levantamento regional e definitivo da Cordilheira Central (Dengo & Covey; 1993). Desde o Mioceno até o presente: tem-se estabelecido o último sistema de subducção, recentemente complicado pelas tensões E-W (McCourt & Aspden; 1986)

### 3.3.4. Vale Interandino do Magdalena

O Vale Interandino do Magdalena é um “*graben*” que separa as Cordilheiras Central e Oriental, e, segundo suas características geológicas, tem sido dividido em três zonas: superior, média e inferior. A sua amplitude aumenta progressivamente de sul para norte assim as zonas altas têm entre 10 – 30km, as zonas médias tem 30 – 60km; ambas são onduladas a planas e a zona baixa é uma extensa depressão com mais de 70km, conta com numerosos pântanos dentro de uma grande área inundável (Figura 5). A zona superior corresponde a uma bacia continental com o preenchimento fraturado e fazendo parte de um sinclíniom gerado por diversas fases de compressão. O vale médio também é uma bacia de preenchimento continental, mas apresenta diferentes estilos tectônicos. Neste “*graben*” já foram depositados mais de 5.000 m de sedimentos.

As sequências litológicas descritas nesta bacia são reportadas pelos seguintes autores: Ingeominas, (1978); Ingeominas, (1988); Cediél *et al*; (1988); Cooper *et al*; (1995); Cazier, *et al*; (1997); Ingeominas, (1997); Instituto Geográfico Agustín Codazzi, (1998).

Na zona superior dominam: depósitos clásticos, calcáreos e vulcânicos do Triássico (Cediél *et al* <sup>32</sup> apud Dengo & Covey; 1993); corpos granodioríticos do Jurássico ao Albiano cobertos por arenitos e conglomerados interestratificados com camadas finas de argilitos do Aptiano-Albiano; folhelhos da Formação Villeta, que é contemporânea a Formação Luna, ambas do Cretáceo Superior e com maior extensão na região nordeste; lamas e argilas marinhas orgânicas, argilitos e arenitos das formações Villeta, Simití e Salto provenientes das planícies fluviais e litorâneas; argilitos e chert folhelhos com carvão e areias do Coniaciano-Campaniano reunidos no Grupo Olini, contemporâneo a Formação Simití, a qual apresenta uma grande extensão até o vale Médio; calcareos arenosos do Turoniano (Formação Hondita); argilitos e folhelhos com camadas de calcários e chert do Coniaciano (Formação Loma Gorda); arenitos, siltitos e conglomerados do Maestrichtiano (Formação Cimarrona); nos piemontes do vale afloram argilitos, conglomerados e arenitos do Terciário (Guadala do Cretáceo Superior-Paleoceno; Gualanday e Potrerillo do Eoceno Superior; Chicoral do Eoceno Médio; Doima e Barzalosa do Oligoceno e Honda do Mioceno Médio); areias flúvio-

vulcânicas, intercaladas com argilitos do Mioceno Superior (Formação Baraya); vulcanoclastos intercalados com areias, aglomerados e argilitos do Mioceno- Plioceno (Formação Mesa), ver Unidade Ts (Figura 5); e siltitos calcários e maciços, com interestratificações de calcareos (Formação Córdoba), ver unidade Q (Figura 5).

Na zona média ocorrem vulcânitos félsicos e brechas vulcânicas, depósitos vulcano-sedimentares cortados por rochas básicas hipo-vulcânicas do Jurássico Superior a Cretáceo Inferior (Conjunto Vulcânico de Santa Rosa); arenitos intercalados com argilitos do Valanginiano (Formação Tambor); interestratificações de calcário e argilito do Albiano (Formação Tablazo); alternância de argilitos e porcelanitos com argilitos do Albiano Médio (Formação Hilo); folhelhos, argilitos e limolitas do Barremiano (Formação Berlin); folhelhos com lentes de calcários do Albiano Superior (Formação Simití); calcários, dolomitos e folhelhos do Hauteriviano (Formação Rosablanca) e depósito marinho com intermitentes leques submarinos (Formação Caballos; Gallo <sup>33</sup> apud Cooper *et al*; 1995); calcários com carvão, arenitos, folhelhos, calcários do Coniaciano-Santoniano (Formação Luna); argilitos, folhelhos e chert do Santoniano (Formação Lidita Inferior); argilito com finas camadas de carvão do Campaniano-Maestrichtiano (Formação Umir); arenitos interestratificados com argilitos do Maestrichtiano (Formação La Tabla); nos piemontes que contornam o vale afloram xistos e filitos do Paleoceno (formações Los Cayos e El Cabano), e filitos e conglomerados do Pré-Mioceno (Formação Algarrobo); arenitos, conglomerados, argilitos, siltitos com camadas de carvão do Terciário (Lisama do Paleoceno; La Paz do Eoceno; Esmeraldas do Eoceno Superior; Mugrosa e La Cira do Oligoceno; Colorado do Oligoceno Superior; Real do Mioceno Médio a Superior), ver Unidade Ts (Figura 5); alguns destas unidades estendem-se até o setor norte do vale Inferior. Ao longo de todo o vale predominam os depósitos fluviais, flúvio-vulcânicos, flúvio-gravitacionais e lacustres do Pleistoceno – Holoceno (Unidade Q, Figura 5). As vulcânicas básicas a ultrabásicas alcalinas e piroclásticas riolíticas no setor sul da zona superior do Magdalena e na bacia do Putumayo (Plio-Pleistoceno). Este vulcanismo reflete uma maior penetração da placa oceânica.

Na zona inferior ocorrem arenitos quartzosos, lodolitas silíceas, folhelhos, argilitos, calcários, chert, basaltos de ambiente marinho do Cretáceo Superior

(Formação Cansona); lodolitas e arenitos do Paleogeno-Neógeno de origem marinha (Formação Porquera); intercalação de arenitos e lodolitos marinhos do Neógeno (Formação El Rancho); intercalação de arenitos e lodolitas com camadas de carvão de ambiente transicional do Neógeno (Formação Zambrano); depósitos argilosos litorâneos, detritos e orgânicos do Pleistoceno (formações Betulia e Rotinet); e alternância de siltitos, argilitos e arenitos finos do Quaternário (Formação La Popa), ver Unidade Q (Figura 5).

O arcabouço estrutural (Figura 6c) tem sido descrito como uma bacia sedimentar invertida, limitada por dois cavalgamentos de vergência oposta e paralelos aos piemontes (Taboada *et al.*; 1998). A espessura dos "hanging wall" das falhas controlaram a geometria da bacia.

A margem oeste, entre as zonas superior e média, é definida por um sistema de falhas N20°E (Taboada *et al.*; 1998), com movimento inverso e vergência em direção leste. Os principais segmentos de falha na zona norte são cavalgamentos imbricados e com mergulho intermediário em direção a oeste. As falhas ativas são principalmente inversas e com vergência para este (Taboada *et al.*; 1998). Transversais ao trend regional existem falhas direcionais (Falha de Ibagué do Triássico-Jurássico) subverticais, de direção 70°NE e com movimento dextral (Taboada *et al.*; 1998). Essa falha, atualmente, apresenta atividade sísmica superficial, dispersa e com magnitudes de até 7 Ms, com baixa taxa de atividade de aproximadamente 1 mm/ano (Taboada *et al.*; 1998).

Na margem leste, nas zonas média e inferior, os sedimentos terciários (Unidade Ts, Figura 5) são afetados por falhas inversas "cegas", com direção NNE-SSW e vergência para oeste; correspondendo à frente de deformação da cordilheira com atividade sísmica (Taboada *et al.*; 1998). Na zona superior as falhas direcionais dextrais, de ângulo alto e direção NE-SW; estão representadas pelos segmentos de Algeciras-Altamira e Suaza; que contribuíram para o levantamento da cordilheira (Taboada *et al.*; 1998).

O limite entre as zonas superior e média é definido por falhas inversas de direção N-S e mergulho de 30° para E, com vergência em direção ao vale. Os segmentos de

falhas mais importantes são Bituima, Alto do Trigo, Cambao, Cambras e Honda (Taboada *et al*; 1998). Existem ainda os segmentos de Chusma, La Plata e Dina (Paris & Sarria; 1986) que são cavalgamentos de mergulho intermediário em direção a oeste (Taboada *et al*; 1998). A atividade recente é baixa a moderada e maior sobre o lado este; entre Bogotá e Huila tem atividade sísmica baixa (Taboada *et al*; 1998).

Na zona média, as assinaturas gravimétricas mostram que o vale está mergulhando suavemente em direção a leste e experimentou movimento passivo sobre o mesmo "*detachment*" da Cordilheira Central (Figura 6c). Neste modelo, a separação entre as zonas médio e superior é uma rampa lateral, que numa zona de rochas sobre o "*detachment*" deformado (Mioceno Superior-Plioceno); transportou a zona superior e parte da zona média do Magdalena e da Cordilheira Oriental até onde as rochas foram movimentadas passivamente sobre o "*detachment*". Outra rampa lateral emerge da Cordilheira Central, embaixo do leque de Ibagué (Dengo & Covey; 1993).

Parte dos cinturões de cavalgamentos e dobras estão formados sobre o "*detachment*" basal da Cordilheira Oriental, projetam-se por baixo deste setor do vale e estruturalmente apresentam "*climbs*" na região mais leste em rochas do Jurássico e Cretáceo Superior. O cinturão deformado foi superposto por "*grabens*" do Jurássico Inferior a Neocomiano, parcialmente invertidos na última fase de deformação compressional (Dengo & Covey; 1993), ver Figuras 6a e 6b.

Na zona inferior do Magdalena o sistema de falhas muda para a direção N-S e incorpora os seguintes segmentos: falha Mulatos de direção N-S que levanta e báscula uma antiga superfície miocênica, localizada a oeste, sobre um bloco cavalgante. Sua atividade sísmica demonstra que a Cordilheira Central tem uma deformação ativa em direção ao vale de Magdalena (Taboada *et al*; 1998); falha de Palestina com direção 5°NE no setor norte (serra de San Lucas) e mergulho alto para W. Atualmente, apresenta um movimento inverso com componente direcional dextral e vergência para o vale do Magdalena (Paris informação verbal, apud Taboada *et al*; 1998). Sua sismicidade é fraca na zona sul e aumenta para norte, mas apresenta uma taxa de atividade baixa (Taboada *et al*; 1998).

Entre as cidades de Tunja e Bucaramanga ocorre o sistema de falhas de Salinas, que é o prolongamento do sistema Bituima. São falhas inversas de direção 30° NE e

mergulho de 30° para ESE; com dobras suaves de 20° a 30° NE afetando sedimentitos terciários (Taboada *et al*; 1998). A sua atividade tectônica é baixa a média.

O encurtamento do embasamento foi provavelmente acomodado por um “*detachment*” crustal profundo e de suave mergulho, que se estendeu abaixo do vale do Magdalena e da Cordilheira Central, e cujas raízes na zona oeste chegam até a zona de Benioff, abaixo da Cordilheira Occidental (Dengo & Covey; 1993).

Na evolução dessa área destacam-se os seguintes estágios (Figura 6):

- no Jurássico Superior mudaram as condições marinhas associada com um mecanismo de extensão “*back arc*” e provável componente transtensional (Maze <sup>34</sup> apud Cooper *et al*; 1995), cujos depocentros foram registrados na zona superior do vale do Magdalena, Cordilheira Oriental e bacias dos Llanos e Putumayo (Etayo *et al* <sup>35</sup> apud Cooper *et al*; 1995);

- no Triássico-Jurássico, na região leste do arco magmático (atual Cordilheira Central, vale do Magdalena, Cordilheira Oriental) formou-se uma “*back-arc basin*” que foi preenchida, desde o Triássico até o Barremiano, por uma megasequência “*sinrift*”, constituída basicamente por sedimentos continentais (clásticos não marinhos e lavas), que vai até o Cretáceo Inferior, atingindo também a serra de Perijá e os Andes de Mérida (Baldock <sup>14</sup>; Maze <sup>34</sup> apud Dengo & Covey; 1993 Etayo-Serna, 1983 ). Com a mudança de ambientes (sedimentar e tectônico) foram estabelecidas condições marinhas superficiais; nesta mesma época a zona superior do Magdalena registra sedimentação fluvial (Cooper *et al*; 1995). No sul da Colômbia, também entre o Jurássico Superior e Cretáceo Inferior; as formações Yavi, Rosablanca e Caqueza registraram mudanças de sedimentação continental para marinha superficial, com importante aporte de sedimentos clásticos do escudo. O contato entre estas formações e as formações Caballos, Paja e Tibasosa representa o limite com o “*back arc*”, o qual coincide com o degrau da zona de subdução em direção a oeste depois da acresção do terreno Amaime (Mc Court & Aspden; 1986)

- no Cretáceo Médio o nível do mar global aumentou, resultando em importante transgressão marinha, depositando sobre sedimentos do Cretáceo Inferior (Simití, San Gil, Une e Villeta; apud Cooper *et al*; 1995), onde inicialmente predominavam condições

superficiais, com bancos siliciclásticos numa ampla área. O nível do mar continuou aumentando junto com as condições anóxicas, depositando argilitos, chert e fosfatos durante o Barremiano-Coniaciano Inferior (Formação Villeta, entre outras) particularmente bem preservadas entre o Turoniano e Coniaciano. Também registraram-se mudanças no “*sin-rift*”, com megasequências “*back-arc*” (Cretáceo Inferior a Médio) seguidos pelo deslocamento da zona de subdução para a região oeste. Durante o Pós-Cenomaniano – Aptiano, a atividade dos arcos magmáticos na zona de subdução expressa-se através do estabelecimento de condições continentais, com o desenvolvimento de barras emergidas na região da zona superior do Magdalena (Cooper *et al*; 1995)

- Até o Albiano estas bacias foram aprofundadas, com aportes de sedimentos marinhos de águas rasas (Formação Tablazo). Durante o Cretáceo continuou a acomodação da deformação por falhas extensionais nesta bacia “*back arc*” (Cooper *et al*; 1995).

- No Coniaciano-Santoniano baixou o nível do mar, dominando transgressão em direção a nordeste (bacia de Maracaibo e Llanos da Orinôquia); e representando o fecho da Formação Luna. As seqüências anteriores foram cobertas por sedimentos do Santoniano – Maestrichtiano Inferior (formações Umir, La Luna e Guadalupe Superior). No Maestrichtiano Inferior aconteceu a primeira deposição de rochas vulcânicas na margem leste do zona média do Magdalena, com material proveniente da proto-Cordilheira Central (Cooper *et al*; 1995).

- no Campaniano-Maestrichtiano depositaram-se areias quartzosas de alta energia, amplamente distribuídas e derivadas do escudo correspondente a uma unidade que faz parte de um ciclo maior, sinalizador da progradação, agradação e retrogradação da linha de costa.

As mudanças das condições deposicionais de marinha para continental na bacia “*foreland*” incipiente (Van Der Hammen <sup>36</sup> apud Van Der Hammen 1992); relaciona-se com a acreção na Cordilheira Occidental durante o Maestrichtiano Inferior (Mc Court *et al* <sup>11</sup> apud Cooper *et al*; 1995). Esse evento também influenciou no desenvolvimento da bacia “*foreland*” pré-andina entre o Maestrichtiano Superior – Eoceno Inferior (Cooper *et al*; 1995) e na geração de sistemas estuarinos, planícies

litorâneas e aluviais (desde o vale do Magdalena até os Llanos Orientais, Cooper *et al*; 1995).

- no Eoceno, na parte leste, prosseguiu a acumulação de depósitos clásticos grossos num “foredeep” pré-Andino (Mégard <sup>28</sup> apud Cooper *et al*; 1995).

- no Eoceno Inferior a Médio a deformação da zona média do Magdalena finalizou a deposição da mega-seqüência na bacia “foreland” pré-Andina (Cooper *et al*; 1995); e gerou também soerguimentos regionais, dobras e cavalgamentos, relacionadas com um incremento nas taxas de convergência entre 42 m.a e 49 m.a (Daly <sup>37</sup> apud Cooper *et al*; 1995); estas mudanças estão relacionadas com a variação na direção e aumento da taxa de convergência (subdução).

- no Eoceno Médio, a reativação das falhas criou discordâncias nas seqüências do Oligoceno Superior, a exemplo dos registros na Formação Gualanday (Schamel <sup>13</sup> apud Cooper *et al*; 1995). A bacia “foreland” pré-Andina foi dividida em duas mega-seqüências pela deformação do Eoceno Médio no vale do Magdalena (Cooper *et al*; 1995).

- desde o Eoceno Superior até o Oligoceno Médio o processo de deformação da zona superior do Magdalena (Buttler e Schamel <sup>38</sup> apud Cooper *et al*; 1995) pode ter-se estendido em direção a zona sul da Cordilheira Oriental (Dengo & Covey; 1993). Em seguida, ocorreram eventos erosivos no paleo-relevo plutônico da Cordilheira Central, fornecendo areias fluviais líticas e feldspáticas para as bacias “foreland” pré-Andinas (atingindo as atuais regiões geográficas do Vale de Magdalena até os Llanos Orientais); por efeitos desta carga, a bacia “foreland” ficou novamente estabilizada.

- entre o Oligoceno e o Mioceno Inferior formou-se uma superfície de máxima inundação permitindo uma nova acumulação de seqüências sedimentares, com ambientes de estuários e de planícies litorâneas e aluviais ( Cooper *et al*; 1995);

- no Mioceno Médio, um novo aumento do nível do mar coincidiu com a primeira deformação e soerguimento significativo da Cordilheira Oriental. Começou a se definir a mega-seqüência “foreland” Andina (Cooper *et al*; 1995);

- no Mioceno Médio a Superior aconteceu a colisão do terreno de Choco contra a margem NW da placa Sul Americana (Duque-Caro <sup>2</sup>, apud Kellogg & Vega; 1995);

- no Mioceno Superior, formaram-se os corredores fluviais e flúvio-lacustres que ligaram o vale do Magdalena com as regiões leste da Orinôquia e Amazônia (IGAC, 1999);
- no Plio-Pleistoceno dominou ambientes deposicionais continentais. Assim, nas zonas superior e média e no setor sul da zona inferior dominam depósitos fluviais, intercalados e misturados com depósitos flúvio-vulcânicos e vulcânicos; enquanto na zona inferior formaram-se depósitos fluviais que mudam lateralmente e estão misturados com depósitos lacustres; e ao longo de todos os piemonte encontram-se localmente depósitos coluviais.

Logo após 6.2 Ma. aconteceu um encurtamento seguido por falhamento e dobramento com eixos de encurtamento W-NW e E-SE (Van Houten <sup>39</sup> apud Tibaldi & Ferrari; 1992)

### 3.3.5. Cordilheira Oriental

A paisagem da Cordilheira Oriental compreende um sistema montanhoso que se propaga do sul da Colômbia no Maciço Colombiano (Zona sul da Cordilheira Central, na altura do povoado de Florencia) e prossegue com direção NNE-SSW, bordejado no limite leste pela região da Amazônia (colombo-equatorial) e pela Orinôquia ou Llanos Orientais da Colômbia e Llanos Ocidentais da Venezuela ou bacias de Apure-Barinas. Quando alcança o maciço de Santander bifurca-se, seguindo em direção NE-SW paralela aos Llanos Ocidentais de Venezuela e na Colômbia continua até desaparecer na península da Guajira. Na região oeste, encontra-se limitada pelo vale do Magdalena (na Colômbia). É o sistema montanhoso mais novo e extenso, e de maior volume dos Andes Setentrionais, alargando-se progressivamente do setor sul estreito com menos de 50 km para o centro onde atinge uma largura superior a 200 km nos Estados de Boyacá e Santander; onde também apresenta o máximo relevo com altitudes de até 5 500 m na Serra Nevada do Cocuy (Taboada *et al*; 1998), enquanto na serra de Perija tem 50 km. Ao longo de sua extensão apresenta grande diversidade de paisagens; desde vales profundos até altiplanos deposicionais (Figura 5).

Em escala regional, os Andes Orientais são descritos no âmbito da bacia Peruvian (Coney *et al*; 1991), que é de origem intracratônico e de afinidade continental,

semelhante a Cordilheira Central. As diferenças residem nas espessas seqüências "rift" do Jurássico-Cretáceo Inferior (Dengo & Covey; 1993), nos sedimentos marinhos do Cretáceo Superior e nos depósitos clásticos do Terciário, que preenchem bacias extensionais, as quais foram invertidas a partir do Terciário.(Figura 6.c.)

A deformação dessas bacias produziu, ao longo de todo o Sistema Andino, frentes de cavalgamentos de vergência oposta desde o norte do Peru até o norte da Venezuela (Figura 6 c). Seu flanco leste é reflexo da interação das placas de Nazca, Sul Americana e Caribenha (Figuras 3 e 4).

As principais unidades litológicas e lito-estratigráficas que fazem parte dos Andes lestes foram estratadas dos seguintes autores: Van Der Hammen, (1958); Ingeominas, (1978); Cisternas & Gaulon; (1984);; Hebrard, (1985); Suarez, (1985);.Ingeominas, (1988); Cediél *et al*; (1988); Cooper *et al*; (1993); Dengo & Covey; (1993); Cazier, *et al*; (1995); Cooper *et al*; (1995); Ingeominas, (1997); Cazier, *et al*; (1997); Colleta & Roure; (1997); Instituto Geográfico Agustín Codazzi, (1998).

Com base na estrutura do embasamento e nas orientações das estruturais, essa área é dividida em três segmentos, a saber: centro-sul, que faz parte da Província Central, formado pelo Maciço de Garzón, compreendendo um complexo ígneo-metamórfico do Proterozóico Superior (Unidade Pmi, Figura 5), orientado na direção N50°E e separando a bacia Amazônica do vale Superior do Magdalena (Dengo & Covey; 1993). Inclui ainda o Maciço de Quetame, caracterizado por seqüências sedimentares do Paleozóico Médio e orientado preferencialmente na direção N25°E; centro-norte, formado pelas sub-bacias de Cundinamarca-Boyacá, Cocuy e Tablazo-Magdalena que são preenchidas por seqüências sedimentares predominantemente do Cretáceo e do Terciário (Unidade Ks/Ts, Figura 5) e se estendem até o sul da Venezuela; e o setor do maciço de Santander, Serra de Perijá (Unidade TJK, Figura 5) e Andes Ocidentais da Venezuela com uma mistura de sedimentos jurássicos e ígneo-metamórfico (TJK/Ps, Figura 5) cujas direções principais são N20°W e N30°E, respectivamente.

Na Venezuela esta cordilheira representa um cinturão orogênico com deformações intracratônicas, comparáveis com outros embasamentos soerguidos e

isolados ou com arquiteturas intracratônicas transpressivas in-situ. Esse domínio representa um reajuste intra-placa entre a cordilheira na zona sul e a margem de transformação Caribenha na zona norte (Colleta & Roure; 1997), ver Figura 4.

Os maciços do Pré-Cambriano fazem parte do complexo ígneo -metamórfico e migmatítico que se estende do craton Guayanéz. Os principais são:

- Maciço de Garzón, que é formado basicamente por rochas metamórficas reunidas no Grupo Garzón e representadas por granulitos, gnaises, migmatitos, anfibolitos e granitos do Proterozóico; e plutons graníticos do Paleozóico; (Unidade Pmi, Figura 5)
- Maciço de Santander, compreende um complexo de rochas sedimentares e metamórficas com numerosos plutons com idades variando do Pré-Cambriano ao Jurássico (Irving <sup>19</sup> apud McCourt & Aspden; 1986), ver Unidade TJK/Pm, Figura 5. As principais unidades são: Neis de Bucaramanga com anfibolitos, xistos, mármore e quartzo-monzonito sintectônico de Pargua do Proterozóico; Filitos, xistos, metassedimentos do Paleozóico Inferior (Formação Silgara); Granulitos do “stock” de Chuscales do Paleozóico e sedimentos clásticas finos e calcáreos metamorizadas do Paleozóico (unidades Confines, Diamante, Floresta, Rio Nevado); Monzonito de Onzaga e Granitos de Durania do Paleozóico Médio a Superior; Dioritos do Rio Guaca do Triássico. Arenitos, siltitos, camadas vermelhas e conglomerados das formações Tiburón do Paleozóico Superior-Triássico e Bocas do Triássico, Jordán, Girón e Arcabuco do Jurássico. A sedimentação desta época foi tipicamente continental e ocorreu a nível regional no noroeste sul americano (na Província Central). Os registros deste evento encontram-se nas vertentes orientais mais altas desta cordilheira e prosseguem no terreno Payandé (setor centro-sul da Cordilheira Central), bem como na serra de São Lucas (setor norte da Cordilheira Central), na serra de Perijá (extremo norte da Cordilheira Oriental), na serra Nevada de Santa Marta (sistema montanhoso independente, no norte da Colômbia) e nos Andes Ocidentais da Venezuela (Figura 5). Esta unidade apresenta espessuras variáveis, devido a falhas que controlaram sua deposição (Cediel <sup>40</sup>, Mojica e Dorado <sup>41</sup> apud Cooper, 1995);
- Maciço de Quetame, predominam as rochas sedimentares incluídas no Grupo Quetame e caracterizadas por filitos, pisaras e menos freqüente quartzitos do Paleozóico Inferior. Plutônicas intermediárias a básicas ( Gabros de Arraiái). Argilitos,

arenitos, conglomerados, evaporitos, camadas vermelhas, filitos e calcários do Arraiá e Grupo Güejar do Paleozóico Inferior; localizadas nos arredores da serra de Macarena e na zona norte do maciço de Garzón até o nascimento do rio Ariari (Unidade Pmi, Figura 5).

Camadas vermelhas, folhelhos, arenitos, calcários do Paleozóico Superior (Carbonífero) do rio Guatiquia (13); localizados no setor oeste do Maciço de Quetame e nas vertentes orientais baixas desta cordilheira até o nascimento do rio Upía, e continuam aflorando em direção norte como faixas locais e isoladas. Essas unidades estão normalmente limitadas por falhas inversas ou cavalgamentos, os quais são responsáveis por sua exposição nos níveis topográficos atuais;

- Andes Ocidentais da Venezuela e Serra de Perijá (Colômbia), corresponde ao principal substrato que constitui um embasamento cristalino do cinturão orogênico do Paleozóico, composto por corpos graníticos e metamorfitos, cuja extensão atinge a região nordeste dos Andes. Do Pré-Carbonífero tem filitos, produto de eventos tectônicos do Paleozóico Inferior (Carbonífero e Pérmiano) resultando na deposição de camadas vermelhas e calcários marinhas (Feo-co-decido *et al*<sup>42</sup> apud Colleta & Roure; 1997), ver Unidade TJK/Ps (Figura 5). Entre o Permiano e o Jurássico existe uma discordância regional (Boinet<sup>43</sup> apud Colleta & Roure; 1997).

As seqüências do Mesozóico e Cenozóico (Unidade Ks/Ts/Jk, Figura 5) totalizam 7800 m de espessura preservados no "foredeep" na região norte dos Andes leste, compreendem camadas vermelhas continentais de espessuras variáveis, associadas a riolitos e andesitos do Triássico-Jurássico. Na região sul da Venezuela, as seqüências são representadas por camadas vermelhas continentais interestratificadas com vulcânicas da Formação La Quinta, do Jurássico Médio a Superior (Maze<sup>34</sup> apud Colleta & Roure; 1997).

A incursão marinha do Cretáceo sobre as seqüências continentais está representada, na região oeste do território venezuelano, pelo Grupo Cogollo, que compreende arenitos do rio Negro e a Formação Aguardiente com sedimentos continentais do Cretáceo Inferior (Parnaud *et al*<sup>44</sup> apud Colleta & Roure; 1997). Na serra de Perijá ocorrem calcários intercalados com argilitos da Formação Apon, do Aptiano-Albiano e na região dos Andes, no limite com a Colômbia, afloram folhelhos da

Formação Capacho interestratificados com calcários do Cenomaniano-Turoniano. Fazem parte do Cretáceo Superior os siltitos betuminosos da Formação La Luna (do Coniaciano-Santoniano) e os folhelhos da Formação Colón; Campaniano-Maestrichtiano.

Na região do altiplano Cundi-Boyacense e suas vertentes, no setor central da Cordilheira Oriental, existem enormes anticlinais e sinclinais afetando basicamente uma megasequência de sedimentos marinhos do Cretáceo, além de restritas ocorrências de sedimentos jurássicos e de intrusivas básicas do Cretáceo Inferior a Médio. Essa região também é conhecida como supraterreno Cretáceo (Ks/Ts/Jk, Figura 5), onde dominam as seguintes unidades litológicas:

Grupo Cáqueza, formado por conglomerados, calcários, arenitos e folhelhos, com restritas intercalações de metamorfitos de baixo grau, depositados entre o Titoniano e Hauteriviano;

Formação Arenitos das Juntas, compreendendo arenitos interestratificadas com finas camadas de argilitos do Hauteriviano – Barremiano;

Folhelhos de Manacanal, englobando argilitos intercalados com arenitos do Berriasiano-Valanginiano;

Formação Cumbre, caracterizado por folhelhos intercalados com arenitos do Valanginiano.

Formação Tablazo, compreendendo interestratificações de calcário e argilito do Albiano;

Formação La Paja, formada por folhelhos, siltitos, argilitos e calcários do Hauteriviano – Barremiano;

Formação Hilo, representada pela alternância de argilitos e folhelhos do Albiano Médio.

Formação Fômeque, formada por lodolitos e calcários intercaladas com arenitos, depositadas por diferentes pulsos marinhos procedentes do escudo, do Hauteriviano Superior, Aptiano-Albiano;

Formação Une, formada por arenitos acumulados por um mar raso com aumento gradual do nível do mar, subsidência (transgressão regional), durante o Albiano-Cenomaniano. Essa unidade é correlacionável a Formação Alter do Chão, que faz parte do Amazonas.

Formação Chipaque, engloba argilitos com intercalações de calcários e arenitos do Cenomaniano-Coniaciano;

Formação San Gil e Simití, compreendendo argilitos arenosos intercalados com calcários formando um *onlap* sobre o escudo. Em direção a oeste aumenta a porcentagem da argila que reflete a natureza distal da principal fonte dos sedimentos clásticos (formações Fômeque e Une), do Aptiano-Albiano;

Formação Gachetá, formada por argilitos marinhos que é a fonte de petróleo do Turoniano - Coniaciano, equivalentes a Formação Luna;

Grupo Guadalupe, engloba quartzarenitos finos a conglomeráticos do Coniaciano-Maestrichtiano restritos ao piemonte. Essa unidade contém barras marinhas superficiais formadas pelo abaixamento do nível do mar e compreende dois ciclos maiores de progradação, agradação e retrogradação da linha do litoral em direção a oeste. Estende-se como marinha superficial sobre o escudo nos Llanos (Cazier *et al*; 1995);

Guadalupe Inferior, formado por arenitos quartzosos marinhos superficiais de "shoreface" do sistema "tract" de regressão, do Cenomaniano-Santoniano;

Arenitos Plaeners, compreende folhelhos e argilitos silicosos de um sistema "tract" transgressivo. O topo desta unidade registra o aumento relativo do nível da maré, gerando-se uma seqüência condensada (Cooper *et al*; 1995);

Guadalupe Superior, englobando espessos pacotes de arenitos intercalados com argilitos, depositados por sistema "tract" de regressão num ambiente marinho superficial, durante o Santoniano-Campaniano e acha-se coberta pela Formação Arenitos Tiernas do Maestrichtiano Inferior. Representa um sistema "tract" transgressivo dominado por arenitos, cobertos por um sistema "tract" transgressivo de alto nível ("stand") (Cooper *et al*; 1995), pobremente desenvolvido com folhelhos e argilitos intercalados com arenitos da Formação Guaduas do Maestrichtiano Superior-Paleoceno (Sarmiento <sup>45</sup> apud Cooper *et al*; 1995) e cobertas pela Formação Umir em direção a leste, no vale Médio do Magdalena, enquanto nos Llanos, nesta mesma época, existe um hiato. Localizam-se nas zonas altas da Cordilheira, a oeste da falha de Guaicaramo e corresponde a uma planície aluvial e litoral com argilitos e carvão; adelgaçando-se em direção a norte e leste; tal espessura muda rapidamente ao longo

das falhas maiores. No piemonte, este período (14 Ma) corresponde a um hiato, correlacionável as formações Lisama no vale do Magdalena (Cooper *et al*; 1995).

Formação Ermitaño, formada por argilitos, arenitos e calcários do Campaniano-Maestrichtiano.

Os sedimentos terciários são depósitos clásticos, localmente preservados e relacionadas com a falha que - envolve o embasamento (Formação Soacha). Pelas mudanças de subsidência abissal, o Paleoceno Superior - Eoceno (contemporânea com a formação Bogotá); encerra com uma transgressão estabelecida pelo aumento do nível do mar.

Deformações nas Cordilheiras Central e Occidental geraram uma transgressão acompanhada pelo aumento de carga sedimentar na região do Proto-“foreland” resultando em depósitos de ambiente de estuário e sedimentos grossos quartzosos gerados a partir do escudo Guayanez.

Nas regiões ocidentais e altas da Cordilheira Oriental ocorrem folhelhos da Formação Luna, depositados como uma camada uniforme, que se estende até os Llanos Orientais. Nessa área existem ainda:

- a Formação Mirado, que compreende sedimentos depositados por águas salgadas em ambiente marinho marginal em baías e lagunas. O modelo deposicional dessa unidade envolve incisão de vales em planícies costeiras ou estuários, com influência aluvial do Eoceno Superior;

as Formações Picacho do Eoceno, e Concentração do Oligoceno;

- a Formação Tilata corresponde a uma seqüência de molassa do Plioceno com 3.050 m de espessura, depositada em discordância angular, a qual evidencia uma elevação da cordilheira entre os 1.000-2.000 m.s.n.m; e acumulada nos últimos 3.5 Ma (Van Der Hammen, 1958; Hooghiemstra, 1984). As acumulações mais importantes estão no Altiplano de Bogotá e são de ambiente fluvial e lacustre.

As estruturas que controlaram a evolução desta cordilheira e que definem o atual relevo, para o flanco oeste foram descritas dentro das estruturas do vale do Magdalena e para o flanco leste e incluso a zona axial serão descritas nas regiões da Orinoquia – Amazonia colombiana.

A evolução geológica dessa área inclui os seguintes estágios (Figura 6c):

O Maciço de Garzón encerra evolução complexa, com episódio metamórfico Nickerie do Proterozóico Médio relacionado com a colisão continental ocasionado pela orogenia Greenville. Durante o Proterozóico Superior, houve sedimentação de plataforma superficial e um evento metamórfico restrito ao maciço de Santander.

No Cambro-Ordoviciano aconteceu a sedimentação pericontinental na região noroeste do Cráton, na borda sudeste do mar Tethico. A sedimentação varia de deltaica no Cráton até acumulação marinha epicontinental em direção a oeste, na atual área desta cordilheira, prosseguindo com sedimentação em ambiente de talude marinho. O evento metamórfico do Ordoviciano-Siluriano alcançou a fácies xisto verde e foi acompanhado por intrusões de granitos.

No Permiano houve o fechamento do proto oceano Atlântico.

A partir do Permiano Superior até o Jurássico-Cretáceo Inferior aconteceram eventos extensionais, resultando na criação de um sistema de “*grabens*” no flanco leste desta cordilheira, que permitiu a acumulação de sedimentos marinhos com espessura de até 3 km (Etayo-Serna *et al*, 1983).

Na margem oeste os sedimentos do Triássico-Jurássico preencheram “*grabens*” com direção NE-SW, com estruturas “*arc e back arc*” (Maze <sup>34</sup> apud Dengo & Covey; 1993) relacionadas com um evento de rifteamento. A formação do *rifte* é contemporânea com a abertura do oceano de Thetys a oeste e a formação do golfo do México, e também relaciona-se com as deformações no proto Andes (Colleta & Roure; 1997). Na bacia de Maracaibo, no Cretáceo Inferior, registrou-se a primeira transgressão marinha, com as formações La Quinta e Rio Negro apresentando estruturas extensionais sin-sedimentares; essa seqüência é descrita desde o Peru e, em escala regional, preenchem a bacia Peruvian.

No Cretáceo Superior aconteceu a progradação das seqüências sedimentares para oeste, com sedimentos clásticos derivados do cráton e dominando folhelhos e carbonatos marinhos nos setores norte e oeste (Dengo & Covey; 1993). Na cordilheira e em outras áreas na região noroeste da América do Sul, houve alternância de transgressões e regressões.

Desde o Cretáceo Superior até o Plioceno-Pleistoceno houve vários episódios de movimentos tectônicos. No último episódio do Mioceno-Pleistoceno criou-se a Cordilheira Oriental (Dengo & Covey; 1993).

Em síntese, esta região da Cordilheira Oriental está localizada numa antiga bacia extensional do Jurássico-Cretáceo, preenchida por sedimentos marinhos rasos a profundos (Cooper *et al*; 1995). Atualmente, encontra-se limitada em ambos os flancos pela convergência oposta de sistemas de falhas inversas que respondem pelo soerguimento regional e pela separação do vale de Magdalena e dos Llanos Orientales (Dengo & Covey; 1993). Os cavalgamentos estão concentradas ao longo do flanco oeste e são interpretados como "*back-thrust splaying off*" sobre um "*detachment*" crustal profundo, que se projeta até a crosta intermediária, e de ângulo baixo; esse plano se estende sob o vale do Magdalena e Cordilheira Central, onde as raízes da zona de Benioff atingem até o substrato da Cordilheira Occidental (Dengo & Covey; 1993). Nesse flanco localiza-se a falha Salinas – Bituima, que impõe espessamento dos estratos no "*hanging wall*" e define o limite desta província com o vale Magdalena (Buttler e Schamel <sup>38</sup> apud Cooper *et al*; 1995).

#### 3.4. PROVÍNCIA ORINOQUIA

As planícies que se estendem na região a leste dos Andes foram formadas durante o Neógeno em decorrência da instalação de imensas bacias sedimentares com predomínio de ambientes continentais, (Dengo & Covey; 1993), cuja dissecação hidrográfica dos rios Orinoco e Amazonas gerou enormes planícies onduladas a quase planas (Figura 5).

A Orinoquia Colombiana é a continuação sul dos Llanos Ocidentais da Venezuela (bacias de Apure-Barinas), está separada pelo arco de Arauca e estende-se a partir do piemonte da Cordilheira Oriental com relevos de colinas, morros, morrotes e altiplanos estruturais-erosionais (entre as cotas de 550-300 m), além de encerrar importante atividade sismo-tectônica. Dos seus vales intermontanos emerge um conjunto de leques coalescentes que, atualmente, configuram terraços com influência eólica e grau de inundação variável (entre as cotas de 350-100 m) e caracterizam-se por forte dinâmica

fluvial e moderada atividade sísmica. Essa região é separada da Orinoquia não Inundável, ou "Altiplanície ("Altillanura")", pela escarpa da margem sul do Rio Meta, Figura 8 e Anexo A. Prosseguindo em direção a leste, dominam extensas planícies sedimentares com diferentes graus de dissecação (entre as cotas de 250-100 m), que se estendem até o Rio Orinoco onde emergem "*inselbergs*" sustentados por migmatitos do Cráton (Unidade TQ, Figura 5). O limite com a Província Amazônica é marcado pela serra da Macarena e o resalto ("saliente") de Vaupes, que são os afloramentos, mais a nordeste, do escudo, nestas bacias (Figura 5). Essa região é coberta por savanas, que junto com as da Venezuela e do norte do Brasil, formam a unidade natural de savanas mais importante da América do Sul (IGAC, 1999).

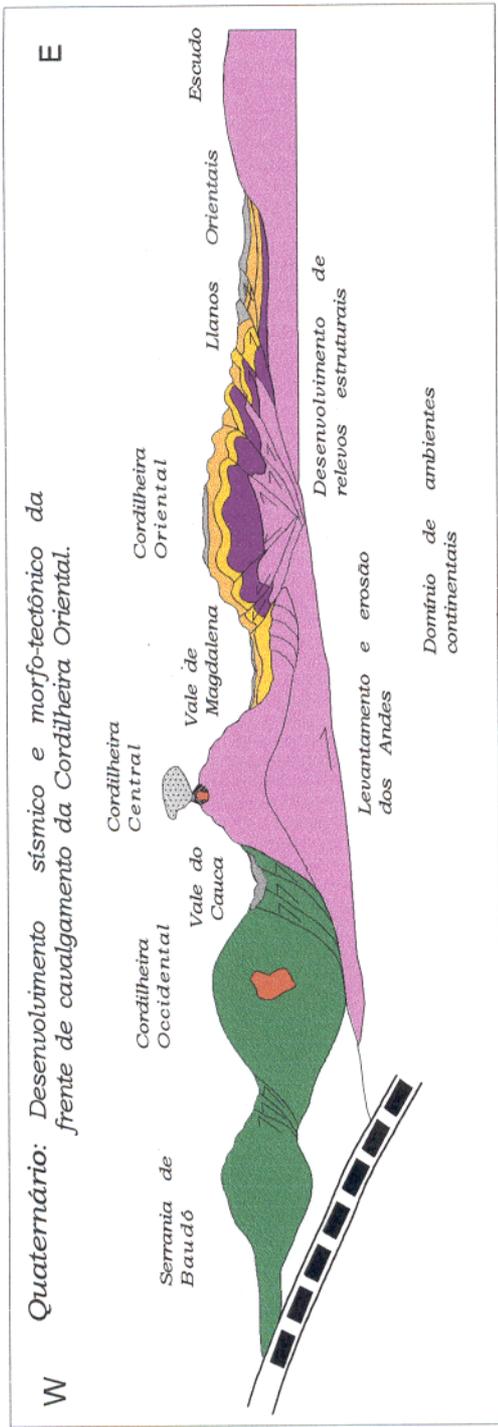
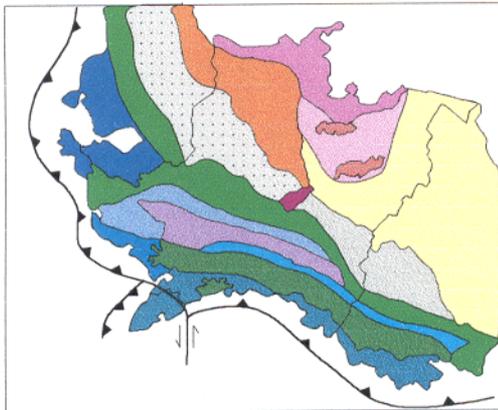
A cobertura sedimentar dos Llanos Orientais inclui seqüências sedimentares do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico (Unidade TQ, Figura 5); baseadas nas seguintes fontes: Van Der Hammen, (1958); Ingeominas, (1978); Etayo-Serna, (1983); Cisternas & Gaulon, (1984); Hebrard, (1985); Suarez, (1985); Rivadeneira & Ramirez, (1986); Ingeominas, (1988); Cediél *et al*; (1988); Cooper *et al*; (1993); Dengo & Covey; (1993); Cazier, *et al*; (1995); Cooper *et al*; (1995); Ingeominas, (1997); Cazier, *et al*; (1997); Colleta & Roure; (1997); Instituto Geográfico Agustín Codazzi, (1998); IGAC, (1999).

Arenitos e conglomerados intercalados com argilitos e folhelhos do Paleozóico(?)-Mesozóico (?) afloram ao longo dos rios Ele e Arauca (Formação Ele). Os únicos registros litológicos dos períodos Triássico e Jurássico estão restritos a um "*syn-rift*" localizados no substrato dos Llanos (Numpaque <sup>46</sup> apud Cooper *et al*; 1995).

No embasamento da região subandina colombiana os sedimentos do Cretáceo têm sido registrados apenas nas bacias do Putumayo e da Orinôquia, mas não afloram. Os sedimentos do Cretáceo Superior encontram-se sobre os sedimentos Paleozóicos e embasamento metamórfico, na plataforma pericratônica da Orinoquia (Cooper *et al*; 1995), enquanto no piemonte acham-se soerguidos por sistemas de cavalgamento.

As seguintes unidades litológicas foram descritas nos piemontes da Cordilheira Oriental (Unidades Ts e T, Figura 5):

- A Formação Fomeque ocorre no Equador e Peru, é atribuída ao Cretáceo Inferior e junto com as formações Une, Gachetá acham-se afetadas por sinclinais, enquanto as seqüências da Formação Guadalupe formam anticlinais;



### Provincias Fisiográficas do NW da América do Sul

- Caríbia**
  - Península da Guajira e Bacia de Maracaibo
  - Litoral Atlântico
- Pacífica**
  - Litoral Pacífico
- Orinoquia**
  - Piemonte e Planícies Baixas da Orinoquia Inundável
  - Altiplanicie ("Altiplanura") da Orinoquia não Inundável
- Amazônia**
  - Piemonte e Bacias Altas da Amazônia
  - Planícies Dissecadas e Estruturais da Amazônia
  - Plataforma Pericratônica
  - Relevos Residuais - Estruturais
  - Cráton

- Andina**
  - Cordilheira Ocidental e Serranía de Baudó
  - Vale do Cauca
  - Cordilheira Central
  - Vale do Magdalena
  - Cordilheira Oriental, Serra de Santa Marta e Andes Venezuelanos
  - Serra de La Macarena

### Convenções dos Perfis

- Vulcânicos e Ofolitas
- Plútons
- Litosfera Continental
- Mega-seqüência Tras-arco e "Sin-rift"
- Mega-seqüência "foreland" Pré-Andina
- Mega-seqüência "foreland" Andina
- Vulcanismo Explosivo Intermédio (Andesítico)

Figura 6.c Situação geológica durante o Quaternário.

- Argilitos passando para arenitos em direção a leste, no piemonte, onde formam cordões litorâneos (Miller <sup>47</sup> apud Cooper *et al*; 1995) do Cenomaniano-Turoniano (Formação Gacheta). Essas rochas representam o início do aumento do nível do mar (Haq *et al* <sup>48</sup> apud Cooper *et al*; 1995).
- Arenitos, folhelhos e calcários do Santoniano-Campaniano (Formação Cusay), correlacionáveis com a Formação La Luna, e aflorando ao longo do Rio Cusay em Arauca e se estende até Venezuela;
- Areias litorâneas derivadas do escudo e incluídas no Grupo de Guadalupe (Cooper *et al*; 1995);
- Arenitos que guardam petróleo no piemonte e acham-se depositados sobre a plataforma, (Cazier *et al*; 1995) no Campaniano (Formação Guadalupe Superior; Pulham <sup>49</sup> apud Cooper *et al*; 1995). São correlacionáveis às formações Luna e Villeta e às unidades Gacheta e Guadalupe depositadas no setor leste sobre o escudo e formando "onlaps", com importante aporte de sedimentos do escudo. No piemonte existe uma discordância entre o Cretáceo e Terciário e não é correlacionável com outras formações.
- Quartzo-arenitos constituindo reservatórios de petróleo do Paleoceno Superior (Formação Barco), depositados em ambiente de estuário com regressão da linha de costa em direção a oeste e terminando como uma planície litorânea, com uma incipiente transgressão (Cazier *et al*; 1995). Essas rochas derivaram parcialmente do escudo Guaianes (Cazier *et al*; 1997). As mudanças de espessura registradas nesses pacotes rochosos são devidas ao prolongamento do sistema de falhas Cusiana-Tauramena, (Anexo D);
- Clastos grossos de "by passed" e argilas de planície litorânea do Eoceno (Formação Los Cuervos) depositados num sistema "highstand" e encerrando com uma queda relativa do nível do mar, gerando um hiato de 16 Ma. antes da deposição da Formação Mirador (Cazier *et al*; 1995). Sua base pode estar em contato com as formações Soacha e Barco;
- Quartzo-arenitos, arenitos, argilitos e siltitos do Eoceno Superior (Formação Mirador) que constituem reservatórios de petróleo (Unidade T, Figura 5). Esta megasequência estende-se desde a Cordilheira Central até a bacia dos Llanos Orientais, como

resultado de uma transgressão mais extensa que a da Formação Soacha, formando um “*onlap*” em direção a leste sobre o escudo. Representa o preenchimento de vales num estuário fluvial arenoso, com influência marinha, e leques aluviais. Mudam lateralmente para planície aluvial lamosa, estendida localmente no piemonte;

- Argilitos marinhos do Eoceno-Oligoceno (Cooper *et al*; 1993) (Grupo Carbonera), com sistemas fluviais locais de baixa energia e ciclos granocrescentes (fluxos máximos) separados por superfícies de máxima inundação formadas durante a migração de correntes em direção a leste. Os aportes de sedimentos grossos são da Cordilheira Central para uma bacia *foreland* que culmina com o soerguimento da Cordilheira Oriental, com a parte basal afetada pela falha Yopal (Hebrard, 1985). Esta formação também faz parte da megaseqüência pré-“*foreland*”, junto com a Formação Mirador (Cooper *et al*; 1993).

- Folhelhos e argilitos marinhos do Mioceno Médio (Formação Leon) em “*onlap*” sobre o escudo. O incremento de areia no setor oeste corresponde as primeiras fases de soerguimento da Cordilheira Oriental (Cooper *et al*; 1993). As mudanças de fácies arenosas “*shoreface*” para marinha marginal com clastos grossos no topo revelam a influência marinha no sistema “*tract*” de alto nível, bem como deltaica. Seus níveis inferiores são correlacionáveis com a Formação Pebas (Unidade Tb/Te, Figura 5);

- Clastos continentais grossos, representados por arenitos e arenitos conglomeráticos intercalados com argilitos, geradores de petróleo, depositados durante o Mioceno Superior – Holoceno (Formação Guayabo ou Calzon-Charte (33); segundo Dengo & Covey; 1993) representado por depósitos marinhos litorâneos (Guayabo Inferior) que constituem os primeiros relevos do piemonte (Unidade T, Figura 5). Faz parte da megaseqüência “*foreland*” Andina e corresponde a uma molassa depositada em ambiente marinho raso a fluvial, chegando a ser de alta energia nas altas montanhas, onde recobrem rochas do Cretáceo Superior e Terciário Inferior. Esses sedimentos são encontrados também nos arredores da Serra Macarena, cobrindo a Formação Leon no piemonte e nos Llanos Orientais no Plioceno (Cooper *et al*; 1995), Unidade TQ (Figura 5). Foram depositadas durante o último grande episódio de erosão da Cordilheira Oriental no Mioceno Médio-Plioceno, são contemporâneos aos diferentes pulsos orogênicos da Cordilheira Oriental e representam o final da migração do eixo da bacia

"foreland" no piemonte. Já foram erodidos 1500 m dessa unidade devido à reativação de falhas inversas, gerando detritos depositados na bacia dos Llanos Orientais (Cazier *et al*; 1995), representados por areias e siltitos, Unidade TQ (Figura 5). Essa unidade é correlacionável com as seqüências do Terciário Superior da Província Amazônica (Unidade Te/Tb, Figura 5). Os depósitos do Quaternário são de tipo fluvial, lacustre e eólico (Unidade Qe, Figura 5).

Em termos de arcabouço estrutural, trata-se de uma bacia pericratônica que está localizada numa zona intraplaca sismogenicamente ativa (Taboada *et al*; 1998). Os sedimentos que a preenchem configuram um monoclinal que mergulha para oeste, principalmente as seqüências do embasamento, com idades entre o Cretáceo Superior e o Terciário Inferior, que se encontram em "onlap" sobre a plataforma pericratônica formada por rochas do Pré-Cambriano e do Paleozóico, na região leste. Na zona central há uma zona de flexão relacionada com falhas gravitacionais de compressão e com pouco deslocamento na zona do rio Meta. No setor oeste encontra-se uma zona de falhas transcorrentes profundas e ativas, como as de Guaicaramo, Yopal e Santa Maria. No setor leste o sistema de falhas Guaicaramo, corresponde a uma frente de cavalgamento no piemonte, e é o maior elemento tectônico ou megasutura que separa a Cordilheira Oriental (Província Central) das bacias subandinas da Orinôquia e Amazônia (escudo Guianês), desde a Venezuela até o Peru; e a nível continental é um limite de placas tectônicas que separa a microplaca móvel dos Andes Setentrionais da placa estável da América do Sul.

Nos setores Norte e Central (entre 6° e 8° de latitude norte) dominam esforços compressivos sub-horizontais, resultando em falhas inversas e transcorrentes, acompanhados por esforços extensionais que geram falhas normais (Paris & Romero; 1994). O movimento do bloco Andino em direção a norte é registrado ao longo desse sistema de falhas frontais pela mudança de direção de algumas drenagens no piemonte. Nesta região as unidades pré-cambrianas, paleozóicas e cretáceas estão cavalgando os sedimentos terciários (Arango e Ponce <sup>6</sup> apud Kellogg & Vega; 1995). Apresenta também anomalias gravimétricas, provavelmente devido ao fraturamento de rochas metamórficas ou "decollement" Andino. Esse fenômeno pode ser devido à

diminuição da densidade em rochas metamórficas fraturadas ou ao descolamento dos Andes em níveis rasos na crosta (Kellogg & Vega; 1995; Taboada *et al*; 1998).

Estas bacias são controladas pela reativação de falhas do Cretáceo e Terciário que podem estar conectadas com os cavalgamentos da placa litosférica. As zonas central e sul dos piemontes da Orinoquia colombiana apresentam cavalgamentos e dobras que chegam a envolver o embasamento. Esses padrões de deformação são também característicos da Cordilheira Oriental e do vale do Magdalena. As deformações recentes estão relacionadas à reativação de estruturas extensionais mais antigas. A tectônica e atividade sísmica da Cordilheira Oriental concentra-se nos arredores dos piemontes (Taboada *et al*; 1998).

A neotectônica no piemonte Llanero tem sido caracterizada pelos seguintes critérios: escarpas de falhas, localmente em depósitos quaternários; facetas triangulares e trapezoidais, patamares deslocados lateralmente ou soerguidos; lobos de obturação; depósitos quaternários represados; vales truncados; interseção de terraços e de cones quaternários, basculamentos e dobras em depósitos quaternários; lagunas de falhas; depósitos aluviais confinados e abatidos; trincheiras e lobos de falhas; e esporões e interflúvios deslocados (Paris & Romero; 1994; Roberton, 1989(b); Taboada *et al*; 1998 e Suarez; 1985).

As falhas do piemonte colombiano podem ser reunidas, segundo sua cinemática, nos setores norte e central.

No setor norte, na fronteira com Venezuela, as falhas mudam progressivamente da direção NE-SW para N-S, terminam contra estruturas de direção NW-SE e apresentam movimento inverso sinistral, com vergência em direção aos Llanos Venezuelanos. Esta zona tem sismicidade difusa (Taboada *et al*; 1998). Na zona axial da cordilheira existem falhas N-S com vergência para NE (falha de Samaca), com geometria de cunha (Taboada *et al*; 1998).

As principais falhas inversas são: Guaicaramo, Yopal, Guaichiria e Paz de Ariporo. Elas formam sistemas imbricados, com a falha Yopal, na parte norte do Rio Pauto (48), sendo interpretada como uma feição antitética, pois se acha inclinada para leste, mas a nível regional relaciona-se com os processos de cavalgamento da borda Llanero. Essa geometria assemelha-se a um modelo de blocos soerguidos entre as

falhas Yopal e Guaichiría, associado com a deformação do sinclinal de Zamaricote com orientação NW-SE.

A Falha Guaicaramo é um cavalgamento de grande magnitude que coloca em contato rochas do Cretáceo Inferior com rochas do embasamento e acha-se dobrado em anticlinais e sinclinais truncados por falhas direcionais e transversais, a exemplo da falha de Ariporo que desloca lateralmente diferentes estruturas (Suarez; 1985).

A falha de Yopal é extensa, localiza-se na parte nordeste de Yopal, não apresenta inclinação muito clara e liga-se com a falha de Guaicaramo na região de Pauto (48), onde o seu traço parece ter inclinação para leste. Próximo da vila de Yopal seu plano está inclinado 45° em direção oeste.

A falha de Guachiria é de alto ângulo, está inclinado para oeste, tem direção 10°NE, e a sul do Rio Ariporo (54) afeta cones aluviais das formações Caja e Diablo. Entre esta falha e a de Yopal existe um bloco soerguido relacionado com uma rampa ascendente no cavalgamento principal. Os retrocavalgamentos associados são o resultado da rotação do bloco cavalgado sobre a rampa frontal do bloco cavalgante (Buttler e Schamel <sup>38</sup> apud Suarez, 1985). Segundo o modelo proposto por Buttler e Schamel <sup>38</sup> (apud Suarez, 1985), as falhas de piemonte são de idades diferentes e tornam-se cada vez mais novas em direção a leste.

A falha Paz de Ariporo marca o limite entre as montanhas e as planícies, tem um plano subvertical ligeiramente inclinado para oeste e acha-se afetada por pequenas falhas direcionais que também cortam alguns cones aluviais. Nessa borda dos Andes existem outras estruturas, como sinclinais e anticlinais parcialmente modificados por cavalgamentos que levantam seus flancos oeste. Na parte leste encontra-se a falha Mantecal que é direcional dextral (Suarez; 1985).

O sinclinal de Zamaricote é uma dobra ampla que afeta rochas do Terciário e Quaternário, tem flancos assimétricos e sua formação parece estar relacionada com a falha Yopal.

O sinclinal de Nunchia tem eixo NE-SW subparalelo ao traço da falha de Guaicaramo, possui flancos afetados por falhas inversas, com o flanco oeste quase vertical e o flanco leste suavemente inclinado e cortado pela falha de Yopal. Esse

sinclinal é decorrente da formação de “*oversteps*” na seqüência de retrocavalgamentos que afetaram a raiz de uma seqüência dúplex (Cooper *et al*; 1995).

A complexidade das estruturas pode ser reflexo de deformações da cobertura sedimentar em resposta ao transporte tectônico ao longo de grandes cavalgamentos próprios da frente andina no piemonte llanero, ou pode ser que estas deformações estejam relacionadas com uma tectônica do embasamento, cujo estilo e complexidade estrutural e fenômenos gravitacionais são refletidos na superfície.

O sistema de falhas frontais da Cordilheira Oriental, sistema de Guaicaramo, possivelmente se une com o sistema de Bocono através dos sistemas de Chucarima e Chitagá. A atividade sismotectônica divide-se em traços subparalelos ao norte, mas tende a se simplificar no sul, pois progressivamente as falhas mais a leste concentram-se em maior quantidade. É comum a existência de planos de falhas com mergulhos baixos a médios, com o bloco oeste soerguido deixando as camadas terciárias cavalgantes sobre os depósitos quaternários (por exemplo nas áreas norte e sul de Yopal), manifestando-se ainda em cones, leques, glaciais e terraços do Pleistoceno. Não foram observadas evidências morfológicas de deslocamentos horizontais. As estrias e fraturamento tensional oblíquo sugerem uma clara componente horizontal de tipo dextral, mesmo que a componente principal seja vertical inversa. Entre Tame e Paz de Aripuro é clara a falha entre grandes depósitos de cascalho do Quaternário. Observam-se terraços sobrepostos e basculados entre si com diferentes ângulos, originados por diferentes pulsos de movimentação das falhas; tais episódios de deformação manifestam-se nos depósitos atuais nas calhas dos rios Casanare e Tame, com diferentes níveis de terraços escalonados. Entre o Hato Corozal e Tame na frente andina ou piemonte llanero observam-se deformações, dobramentos e basculamentos, dentro dos depósitos aluviais do Quaternário, formando anticlinais e sinclinais bastante amplos (Suarez; 1985). Estas feições permitem supor uma microsismicidade crustal que ainda não foi registrada instrumentalmente.

No setor central, na parte norte do povoado de Acacias, encontram-se falhas inversas com direção NE-SW e vergência para os Llanos, dispostas em relevo compressivo (“*echelon*”) absorvendo movimentação dextral (Taboada *et al*; 1998), e

com sismicidade alta (Espinosa <sup>50</sup> apud Taboada *et al*; 1998). Entre as cidades de Villavicencio e Tauramena existe um traço de falha com direção N45°E e taxa de deformação de 0.5 a 1.5 mm/ano. Nesse local, as falhas com atividade quaternária não necessariamente coincidem com falhas do Terciário; esta situação permite supor uma migração de atividade neotectônica em direção aos Llanos Orientais (Ingeniería Sísmica 1989). O setor central da falha frontal dos Andes Orientais tem abundante microsismicidade, além de sismicidade baixa a moderada (Paris & Sarria; 1986).

A falha de Tauramena, no setor de Cusiana, coloca rochas antigas sobre rochas novas e possui segmentos ativos com magnitudes de sismicidade máximas de 7.2 Ms e taxa de movimentação de 2 mm/ano.

O sistema Servitá-Santa Maria tem vários segmentos de falhas inversas de direção 20°-40° NE e vergência para os Llanos Orientais; sua atividade recente diminui quando adentra na cordilheira (Taboada *et al*; 1998).

O sistema de falhas Cusiana do Paleoceno (Cooper *et al*; 1995) afeta formações do Terciário e corresponde a uma falha extensional mais antiga decorrente da reativação de falhas preexistentes devido à carga litosférica. Durante a deformação da Cordilheira Oriental uma compressão simples ao longo da direção NW-SE deslocou a capa sobre a lapa, onde 1.500 m de rejeito vertical são registrados na área de Cusiana, diminuindo para as direções NE e SW (Cazier *et al*; 1995). A exemplo do limite da Cordilheira Oriental com o vale do Magdalena, nesse piemonte existem falhas que envolvem o embasamento com "*detachment*" profundo, o qual inverteu o desenvolvimento de falhas "*footwall shortcut* e *detaching* e *thrust skinned*" dentro do Cretáceo e Terciário. Esta falha foi invertida durante o Plioceno - Holoceno (Cooper e Williams <sup>51</sup> apud Cooper *et al* 1995), ver Figuras 6b e 6c.

O sistema de falhas Cusiana-Tamara separa o piemonte da Cordilheira Oriental das planícies da Orinoquia. Esta fase de deslocamento normal com acomodação de flexuras litosféricas responde à sobrecarga pela acresção da Cordilheira Occidental e deformação das Cordilheiras Central e Oriental (Cooper *et al*; 1995). Provavelmente foram originadas como um sistema de falhas "*footwall*" colapsada e extensional (corresponde a um sistema de colapso do "*footwall*" extensional do sistema de Guaicaramo Cretáceo Inferior). Esse modelo foi deduzido das mudanças na espessura

das seqüências cretáceas (espessamentos prematuros do Grupo de Guadalupe Superior no Cretáceo Superior; Cooper *et al.*; 1995) e terciárias afetadas por esse sistema de falhas como "*footwall short cuts*", que ajudam a intensificar a deformação até a inversão da falha de Guaicaramo. Esses movimentos aconteceram durante a subsidência do "*back arc*" e rifteamento do Cretáceo Superior (Cooper *et al.*; 1995), ver Figura 6b. Uma recente fase compressiva causa inversão ao longo desse sistema na direção WNW-ESE (Cooper *et al.*; 1995).

A falha de Yopal é interpretada como uma estrutura "*thin-skinned*", tipo cavalgamento "*out off*", seqüência sobre o "*hanging wall*" de Cusiana. As rampas desta falha chegam a ter expressão morfológica em superfície (Cazier *et al.*; 1995). Apresenta seu "*detachment*" dentro de seqüências do Oligoceno a Mioceno Inferior; passando sobre a falha Cusiana, até o setor norte e seus traços ramificados são cobertos por falhas mais recentes (Cooper *et al.*; 1995). Ela é dividida em vários segmentos de falhas inversas de ângulo médio a baixo, em profundidade deslocam-se de segmentos mais internos e de maior inclinação (falha de Guaicaramo). Os registros de atividades apresentados pelos diferentes sistemas são: escarpas de falha, abombamentos anômalos de depósitos quaternários, sismicidade alta, etc. (Taboada *et al.*; 1998).

A falha de Yopal-Sisigua define o limite leste do relevo formado por rochas cretáceas e terciárias no piemonte, enquanto a falha de Guaicaramo representa o limite oeste.

A falha de Guaicaramo é descrita como uma falha extensional invertida (Cooper *et al.*; 1995), apresenta múltiplas fases de movimento; que originalmente controlou a bacia de Cocuy e justapôs de forma imbricada rochas do Cretáceo Inferior e Superior e sedimentos do Terciário no piemonte e na bacia da Orinôquia (Dengo & Covey; 1993). Essa falha limita as formações terciárias Barco, Carbonera e Mesa.

Algumas falhas na bacia de ante-país do piemonte Llanero estão associadas com a reativação de antigas estruturas que afetam o embasamento paleozóico e Pré-Cambriano. Essas estruturas são herdadas de antigas fases de deformação do Paleozóico e Mesozóico, tendo direções NE-SW e N-S (Taboada *et al.*; 1998).

A evolução dessas bacias está relacionada com o desenvolvimento da margem oeste da América do Sul. O embasamento, representado por rochas do Paleozóico e do

Pré-Cambriano, forma um bloco alto isolado das bacias rifte e do plutonismo do Triássico-Jurássico e restringe a deposição marinha cretácea às bacias marginais, exceto as fácies “*shoreline*” das margens do escudo que foram acumuladas durante uma fase extensional registrada regionalmente na região noroeste da América do Sul. Na região Equatoriana o cráton Amazônico foi estabilizado no Proterozóico e no Paleozóico (Litherland *et al* <sup>52</sup> apud Aspden & Litherland; 1992) e foi uma área de acumulação de depósitos marinhos numa plataforma continental durante o Paleozóico, abrigando as formações Pumbuíza e Macuma; sobreposta a uma parte do cráton da América do Sul (Tschopp <sup>53</sup>, Baldock <sup>14</sup> apud Aspden & Litherland; 1992).

No Triássico-Jurássico a evolução da bacia começa com uma seqüência “*sin-rift*” relacionada com a separação da América do Norte e América do Sul no Caribe. Nesta bacia equatoriana, no Jurássico Inferior, iniciou uma fase extensional que gerou uma ampla bacia “*rift*” na borda oeste do cráton; chegando a ser “*tras-arc*” e com os primeiros estágios marcados por seqüências marinhas e vulcânicas (Aspden & Litherland; 1992), ver Figura 6a.

Entre o Jurássico e o Cretáceo não se conhece nenhum evento compressional que incidiu no cráton Amazônico e, portanto, os cavalgamentos que mergulham em direção a noroeste estão relacionados com orógenos do Paleozóico. Porém, reativações andinas venezuelanas, locais e neogenas dos planos de falhas, demonstram também a ocorrência de “*offsets*” inversos da inconformidade do infra-Cretáceo ao longo do traço do cavalgamento e pelo desenvolvimento contemporâneo da culminação estrutural e anticlinais suaves em coberturas (“*overlying*”) de seqüências Mesozóicas e Cenozóicas (Colleta & Roure; 1997). Nesta mesma época, na região sudoeste, atinge-se “*over-thrust*” paleozóicos, estruturas comuns, que podem se estender embaixo dos Andes de Mérida (Venezuela). Muito provavelmente, a ampla distribuição regional e a tendência do mergulho em direção a oeste dessas feições compressivas do pré-Mesozóico, poderiam acontecer por sua subsequente remobilização durante o Mesozóico e Cenozóico (Colleta & Roure; 1997).

Durante o Jurássico os processos de rifteamento reativaram superfícies de cavalgamentos paleozóicos como “*detachment*” extensional, provavelmente guiados

pelo progressivo escape da crosta superior do Maracaibo em direção a noroeste (Colleta & Roure; 1997).

Durante o Mesozóico Inferior, na zona subandina, começou a se formar uma ampla bacia extensional na borda oeste do cráton, com os estágios iniciais sendo marcados por seqüências vulcano-sedimentares (Aspden & Litherland; 1992), ver figura 6a.

No Sinemuriano as condições marinhas estenderam-se até o 2°S e depositaram-se os sedimentos da Formação Santiago (Aspden & Litherland; 1992); provavelmente em uma fossa de bacias extensionais com direção NNE-SSW, possivelmente flanqueada por depósitos vulcânicos continentais distribuídos ao longo de seu limite oeste (e talvez leste). No Jurássico Inferior incidiu nessa região uma atividade vulcano-plutônica calco-alcalina que se estende até o Jurássico Superior; ainda na Colômbia, mas em regiões mais orientais (Aspden *et al* <sup>54</sup> apud Aspden & Litherland; 1992). A coexistência de várias unidades plutônicas nesta região pode ser explicada pela existência de uma zona de subducção.

No Cretáceo prossegue o desenvolvimento dessas bacias com a formação de uma megaseqüência “*back-arc*” sobre a zona de subducção dos Andes. A evolução continua com a formação de uma bacia madura caracterizada pela deposição de sedimentos continentais ( formações Chapiza e Misahualli) e geração de um arco plutônico do Jurássico Superior. Em seguida, voltaram as condições marinhas nesta bacia, estendendo-se até a norte do paralelo 2°S, propagando-se de sul para norte no Cretáceo Inferior. Esse ambiente não está registrado nas margens do cráton Guaianes, onde dominam as fácies “*shoreline*” (Cooper *et al*; 1995). No território equatoriano esta extensão avançou em direção a oeste, resultando em transição lateral dos sedimentos continentais com as rochas vulcânicas.

No Albiano-Aptiano já existia uma bacia primitiva a leste e isolada pela proto-Cordilheira Real (Andes equatorianos), parcialmente soerguida; onde depositaram-se sedimentos de plataforma (Formação Hollin), seguidos por depósitos transgressivos (Formação Napo) decorrentes de incursão marinha de norte para sul.

No Campaniano Superior continuou o levantamento do Napo, que influenciou no adelgaçamento das formações do Cretáceo Superior. Simultaneamente, as regiões

norte e sul sofreram movimentos de subsidência; que se manteve até o Paleoceno (Riveneira & Ramirez; 1986).

No Maestrichtiano houve a transição de bacias marinhas para “foreland” continentais. A regressão marinha permitiu a deposição de camadas vermelhas marinho-continentais da Formação Tena derivados do ocidente.

No Maestrichtiano Superior aconteceu o abaixamento relativo do nível do mar, parcialmente relacionada com o levantamento da Cordilheira Occidental e gerando exposição sub-aérea de algumas zonas do piemonte Llanero, que chega a ser marcado por um hiato de 14 Ma entre o limite Cretáceo-Terciário (Cazier *et al*; 1995).

No Cretáceo Superior a bacia dos Llanos constituía uma estrutura marginal leste.

No Cretáceo Superior-Terciário Inferior a redução termal foi sincrônica com o soerguimento da Cordilheira Real, caracterizada por topografia positiva, sugerindo orogenia precoce nesta região. (Aspden & Litherland; 1992).

A sedimentação cretácea está atualmente localizada próximo aos piemontes e nas bacias da Orinôquia e do Putumayo. Nesse período continuou o regime extensional em direção ao flanco leste da atual Cordilheira Central, gerando a bacia que foi preenchida pela megaseqüências marinha no Cretáceo Médio a Superior (Figura 6a). Inversão da polaridade de sedimentos aconteceu também desde o cráton (região leste) em direção oeste no arco máfico ou “interland” associado ao dobramento e cavalgamento que coexiste com o espessamento crustal e o soerguimento resultante durante o Terciário.

No Neógeno a compressão responde por retrocavalgamentos com vergência para sudeste, bem como por descolamentos intracrustais parcialmente remobilizados.

Após a fase de acreção dos terrenos oceânicos da Cordilheira Occidental, começou o desenvolvimento de cinturões de cavalgamentos nos “forelands” e nas bacias “forelands” pré-andinas associados à consolidação do sistema Andino norte. A partir do Paleoceno Superior (60 Ma) até o Mioceno Superior começou a deposição no piemonte da proto-cordilheira Central, devido à transgressão que se estendeu no paleo – “foreland” ao longo da proto-bacia dos Llanos (Figura 6b). As megaseqüências pré-andinas no “foreland” distal receberam aportes importantes de areias quartzosas derivadas do escudo (Formação Mirador) e da Cordilheira Central (flanco leste). Está

seqüência mais nova é do tipo granocrescência ascendente, com areias derivadas do escudo e ciclos separados por superfícies de máxima inundação (entre as formações Mirador e Bogotá; segundo Cooper *et al*; 1995).

A renovação da sedimentação aconteceu no Eoceno Médio a Superior, representada por uma transgressão que se estendeu desde a paleo-bacia “*foreland*” da cordilheira Central para as direções sul e oriente. A paleo-bacia “*foreland*” distal já estabelecida recebeu sedimentos desde o escudo (Cooper *et al*; 1995).

No Eoceno Inferior até o pré-Mioceno Médio a área fonte foi representada pelo escudo, com direção de transporte para oeste. As camadas vermelhas continentais dominaram em fluxos na região do “*foreland*”.

No Paleogeno, na zona norte desta bacia, são reativadas as falhas normais e os cavalgamento caribenhos (Colleta & Roure; 1997)

No Eoceno Médio houve o desenvolvimento de falhas normais na bacia de Barinas, provavelmente relacionadas com a flexura litosférica do proto-“*foreland*” caribenho. Continuou a convergência e aumentou a carga tectônica relacionada com mudanças rápidas de fácies e espessuras no “*foredeep*” Caribenho. Parte desses sedimentos constitui um nível de descolamento maior na bacia de Barinas; subseqüentemente ativada pelas deformações caribenhas no Eoceno Superior (Colleta & Roure; 1997).

No Eoceno Superior-Oligoceno houve soerguimento regional seguido pela formação de superfícies de erosão truncando seqüências “*forelands*” dos Andes venezuelanos (Colleta & Roure; 1997). Nos Andes colombo-venezuelanos aconteceu a deposição de seqüências “*foreland*”.

Uma vez formada a Formação Mirador, prosseguem nesta bacia quatro ciclos maiores de acumulação em um ambiente de planície litorânea com influência marinha, encerrando com a sedimentação da Formação Carbonera; com migração em direção a leste pela subsidência da bacia “*foreland*”, registrando-se um aumento na porcentagem de areia perto ao escudo. Simultaneamente, incrementou-se a espessura dos sedimentos na região oeste devido ao aumento de subsidência nos eixos das bacias “*foreland*”, com deslocamento normal produzido pela falha Cusiana. Continuou um sistema de “*tract*” de alto nível lodoso, seguido por um sistema “*tract*” regressivo e

terminou com um sistema "tract" transgressivo (arenoso), que culminou com uma superfície de máxima inundação.

A Formação Guayabo registrou o novo início da sedimentação (5 M.a) que consolida a formação do atual piemonte.

No Eoceno Superior-Mioceno Inferior, a região do piemonte e arredores foram basculadas em direção a oeste, propiciando a acumulação, no oeste, da Formação Carbonera, mais espessa. A região do piemonte foi afetada por subsidência associada a pulsos regressivos que depositaram as formações Mirador e Carbonera. Estas fases de subsidência foram maiores no setor oeste, onde desenvolveram-se fácies mais espessas e diferentes da Formação Carbonera no setor leste.

No Neógeno a compressão avançou em direção a leste nos piemontes subandinos, desde a Venezuela até o Peru. Na Venezuela aconteceu o desenvolvimento de bacias "piggyback" em unidades alóctones, além de atividade tectônica com o desenvolvimento de frentes de cavalgamentos andinos (Colleta & Roure; 1997) e reativação de falhas andinas comprovadas por ocorrência de deslocamentos inversos de discordâncias infra-cretáceas ao longo de traços de cavalgamentos e pelo desenvolvimento contemporâneo de anticlinais suaves nas coberturas mesozóicas e cenozóicas.

No Mioceno Médio aconteceu o aumento global do nível do mar e a conseqüente transgressão planície adentro, que sedimentou argilitos marinhos na base da megaseqüência. Essa transgressão, em certos corredores, chegou a unir o vale do Magdalena com os Llanos Orientales e com o resto da Amazônia (IGAC, 1999). Esse evento, em certo tempo, chegou a ser contemporâneo com o soerguimento e deformação da Cordilheira Oriental. Na bacia "foreland", atualmente sub-andina, domina a acumulação de molassa proveniente de soerguimento (Cooper *et al*; 1995). Durante o Mioceno Médio, a região foi soerguida, gerando uma discordância no contato entre as formações Leon e Carbonera. Depois de uma rápida subsidência no Mioceno Médio iniciou-se um progressivo e continuo evento compressional (orogenia Andina) que gerou um antiformal "stack" e uma estrutura dúplex no setor oeste da área estudada, desenvolvendo-se um retrocavalgamento passivo na seqüência do teto. Tal

evento compressional também afetou o embasamento, invertendo falhas normais preexistentes e gerando novas estruturas inversas (Figura 6c).

Na base da Formação Leon (Mioceno Médio) encontra-se uma inconformidade que sugere o levantamento andino. Depois da acumulação dos níveis inferiores registrou-se um grande evento compressivo da orogenia Andina como resultado de dois episódios tectônicos diferentes e desenvolvimento de estruturas delgadas na cobertura e formação de estruturas invertidas na base.

No Mioceno Superior alcançou-se a configuração preliminar da estruturação da cordilheira e da zona subandina semelhante à atual e à espessura e relação entre as unidades litológicas. Nesta mesma época as zonas de Napo e Cutucu experimentaram um forte levantamento.

Desde o Mioceno Inferior até o Plioceno os depósitos vulcânicos foram falhados e dobrados com eixos de encurtamento WNW -ESE, localizados a poucos quilômetros na zona oeste da frente de cavalgamento no piemonte equatoriano (Tibaldi & Ferrari; 1992)

No Mioceno Superior – Plioceno aconteceu o desenvolvimento de inversão de estruturas em resposta a uma fase tectônica maior de direção WNW-ESE (Pasquarè *et al*<sup>56</sup> apud Tibaldi & Ferrari; 1992), principalmente na região Andina central e sul. O final desta fase não se conhece devido à ausência de depósitos plio-quadernários (Tibaldi & Ferrari; 1992). A deformação e o soergimento da Cordilheira Oriental atualmente ativos, estão refletidos nos terremotos que acontecem periodicamente no piemonte (Figura 10d).

O sistema de cavalgamento Subandino equatoriano culmina no Cenozóico Superior (Aspden & Litherland; 1992) acompanhado pela acumulação de vulcânicas e sedimentos fluviais.

Desde o Plioceno (5 Ma) até o presente, as deformações da Cordilheira Oriental migram em direção leste (reativando dobras frontais e cinturões de cavalgamento). Um exemplo é a falha Cusiana de idade paleogena que é uma falha essencialmente mais antiga, que foi invertida (Cooper *et al*; 1995), ver Figura 10.

Durante o final do Plioceno a região do piemonte foi afetada por deslocamentos de falhas direcionais que se desenvolveram na zona de transpressão. Essa zona afetou

estruturas pré-pleistocênicas e gerou novas estruturas que afetaram depósitos holocênicos (Figura 10).

### 3.5. PROVÍNCIA AMAZÔNICA.

A Amazônia Colombiana corresponde ao prolongamento, para nordeste, do Cráton Amazônico, ao redor do qual se desenvolveu uma plataforma pericratônica representada na porção central por mesas e serras tabulares sustentadas por rochas sedimentares do Paleozóico, como as serras de Chiribiquete e La Lindosa com altitudes variando entre 700 m e 200 m. O embasamento dessa região compreende complexos gnássico-granitóides e seqüências de rochas supracrustais pertencentes ao cráton, que se encontra parcialmente encoberto por camadas de sedimentos do Neógeno os quais se tornam cada vez mais delgados em direção a leste (entre 200 – 250 m), com uma dissecação em escada que reflete a estrutura do embasamento. Adjacente a essas superfícies existem bacias mais profundas, como a bacia do Putumayo no piemonte leste (entre 300 - 400 m) contornada por leques e terraços fluviais com influência vulcânica e atividade sísmica; e a bacia do Caquetá-Putumayo-Amazonas (200 - 300 m) preenchida por sedimentos da Formação Pebas (Unidade Tb, Figura 5) e depósitos aluviais recentes, com atividade sísmica baixa e profunda.

Ao longo dos principais rios (Guaviare, Apaporis, Vaupes, Caquetá, Putumayo e Amazonas, entre outros) estendem-se amplas planícies aluviais do Quaternário decorrentes de processos neotectônicos (Figura 5).

As unidades litológicas que serão nomeadas a continuação foram tomadas das seguintes fontes: Ingeominas, (1978); Etayo-Serna, (1983); Rivadeneira & Ramirez ;(1986); Ingeominas, (1988); Ingeominas, (1997); Instituto Geográfico Agustín Codazzi, (1998); Instituto Geográfico Agustín Codazzi, (1999).

As rochas mais antigas da Colômbia estão presentes nessa área, numa peneplanície do embasamento cristalino incluído no escudo Guianês, sendo representadas por variedades ígneas, metamórficas de alto grau, como gnaisse, anfíbolitos, quartzitos, migmatitos (Unidade Pemi, Figura 5) com relações complexas e idades atribuídas ao Proterozóico Inferior a Médio (Complexo Migmatítico de Mitú).

Essas unidades rochosas estão reunidas no Complexo Guianes e são cortadas por granitóides do Proterozóico Médio configurando "inselbergs" em meio aos relevos residuais que alcançam as margens do Rio Orinoco (Unidade Pemi, Figura 5). Os afloramentos mais a oeste estão localizados no resalto ("saliente") de Vaupés. Na serra da Macarena afloram diferentes variedades de rochas (xistos e anfíbolitos) das fácies anfíbolito e granulito (Unidade Pe, Figura 5), provavelmente do Proterozóico Médio, que tem sido correlacionadas com o maciço de Garzón (IGAC, 1999). O complexo Migmatítico Mitú acha-se encoberto parcialmente por: 1) uma sucessão de metaarenitos com intercalações de lamitos e conglomerados, e com transformações de minerais na fácies xisto verde, sustentando as serras alongadas de Naquen e Caranacoa, de idade do Proterozóico Inferior a Médio (Grupo Tunai, IGAC, 1999), ver Unidade Pms (Figura 5); que poderia ser a unidade equivalente do Grupo Roraima (IGAC, 1999); 2) quartzarenitos cortados por alguns diques de diabásio, formando serras alongadas e idade do Proterozóico Médio (Formação La Pedrera), ver Unidade Pmi (Figura 5); 3) lavas riodacíticas, rochas piroclásticas e conglomerados e arenitos formando serras alongadas e depositadas num ambiente fluvial a fluvio-vulcânico, de idade do Proterozóico Superior (Formação Piráparana), ver Unidade Pmv, figura 5. Esta última unidade e o complexo migmatítico estão sobrepostos por siltitos, quartzarenitos e arenitos conglomeráticos, que afloram em duas franjas de serras e mesas com direção norte-sul (serras de Chiribiquete, La Lindosa e Mapiripan, entre outras), desenvolvidos no Paleozóico Superior (Formação Araracuara, Unidade Pz, Figura 5) em ambiente de litoral "offshore", antepraia e em barras de maré; essa unidade é correlacionável com outras formações definidas no subsolo da Orinôquia (Membro Casanare; Ulloa & Rodriguez <sup>55</sup> apud Cooper *et al*, 1995), na serra da Macarena com o Grupo Guejar, na Amazônia do Equador, Peru (Formação Contaya) e Brasil (Formação Benjamim Constant). Essa unidade foi cortada pelo Sienito Nefelina São José do Guaviare (Unidade Pv, Figura 5), incluindo também pegmatitos, formando pequenos morros arredondados e colocados durante o Ordoviciano.

Os únicos registros litológicos dos períodos Triássico e Jurássico estão na bacia do Putumayo perto dos atuais piemontes subandinos da Cordilheira Oriental (Numpaque <sup>46</sup> apud Cooper *et al*; 1995). O registro desses períodos está melhor

representado no Equador com a unidade vulcano-sedimentar do Triássico Superior (Formação Pumbuiza). Na região subandina equatoriana as unidades mesozóicas também estão bem representadas, fazendo parte da elevação Napo. Nesses piemontes os sedimentitos do Cretáceo Superior encontram-se sobre rochas metamórficas do embasamento Pré-Cambriano e rochas sedimentares do Paleozóico. As folhelhos e calcários marinhos do Cretáceo acham-se registrado apenas na bacia do Putumayo e na região subandina do Equador incluídas na Formação Santiago (Tschopp<sup>53</sup> apud Aspden & Litherland; 1992). Sedimentos desta idade não têm sido encontrados na Amazônia Colombiana.

A sedimentação terciária nesta região está representada por argilitos e quartzo-arenitos que formam terraços e superfícies estruturais no sul e sudeste da serra da Macarena e definem registros de um ambiente deltaico do Paleoceno (Formação Guayabero, Unidade Te, Figura 5). No piemonte equatoriano, são típicos os folhelhos e turbiditos do Eoceno Médio. Há ainda camadas de quartzo-arenitos e arenitos decorrentes da ação de um sistema fluvial em uma plataforma inestável do Eoceno. (Formação Losada) que formam terraços e superfícies dissecadas entre os rios Guayabero e Losada (oeste da serra da Macarena). Nesse mesmo setor tem argilitos e arenitos intercalados com quartzo-arenitos depositados em condições litorâneas no Mioceno (Formação Serrania). Em grande parte da região alta a média da bacia Amazônica no Equador, Peru, Colômbia e Brasil domina uma seqüência de siltitos intercalados com arenitos com concreções carbonosas e ferruginosas do Mioceno Médio a Superior (Formação Pebas, Unidade Tb, Figura 5) até o Plio-Pleistoceno segundo datações de C14 do projeto ORAM (IGAC, 1999); depositados por sistemas flúvio-lacustres e lacustres, com incursões marinhas episódicas relacionadas com mudanças do nível do mar durante o Lamgiense - Serravaliense que eventualmente conectaram vastas extensões no atual vale do Magdalena (regiões "interland"), Lago de Maracaibo e regiões dos Llanos Orientais e bacia Amazônica. Nos Llanos são registradas como camadas de argilas marinhas finas. (IGAC, 1999). Nos setores do sudeste da Amazônia colombiana existiu um intercâmbio faunístico mediante águas salobras e doces antes da última fase da orogenia Andina. Em outra grande parte da

Amazônia Colombiana houve acumulação contemporânea de arenitos ferruginosos, conglomerados e arenitos intercalados com argilitos do Mioceno Médio-Plioceno, Terciário Superior Amazônico; (IGAC, 1999), esta unidade Te (Figura 5) normalmente encontra-se em contacto complexo com a formação Pebas (Unidade Tp, Figura 5), e apresenta grande variação geométrica e composicional provavelmente devido a um ambiente fluvial meandrante, mudando de posição pela subsidência. Pode ser correlacionado com o nível superior da Formação Solimões datada como Plioceno (IGAC 1999) e no Peru com a Formação Ipururo (IGAC, 1999). Até o presente, não se identificou um padrão que explique a relação espacial entre as principais unidades terciárias na Amazônia.

No setor do piemonte Amazônico as falhas inversas têm direção NNE-SSW e vergência em direção às planícies Amazônicas e limitam o flanco leste da serra da Macarena e a margem noroeste da bacia do Putumayo. As falhas de Florencia e Mocoa respondem pelo soerguimento do embasamento pré-cambriano do maciço de Garzón (Casero *et al*<sup>57</sup> apud Taboada *et al*; 1998), ver Unidade Pmi, figura 5. As falhas com componente dextral são truncadas pelas falhas inversas com direção N-S (Vergara<sup>58</sup>, Casero *et al*<sup>57</sup> apud Taboada *et al*; 1998) e vergência em direção a leste, e por cavalgamento decorrentes de compressões E-W. Entre o piemonte e as bacias foreland, as principais evidências de atividade tectônica recente são: escarpas de falha inversa, lombadas de pressão, alguns traços de falhas direcionais (vales e corredores alinhados, bacias de tração), drenagens e leques de dejeção deslocados, vales e correntes alinhadas, escarpas de falhas e lomos de obturação. As feições morfotectônicas e anomalias da drenagem conservadas em depósitos quaternários sugerem estruturas romboédricas dextrais, com taxas de atividade alta a moderada, que geraram terremotos destrutivos, entre outros (Paris & Romero; 1994). Os sismos têm magnitudes moderadas a altas e períodos de retorno desconhecido.

Na zona axial da cordilheira estão as falhas de Algeciras, Altamira e Sibundoy (Taboada *et al*; 1998). Nesta área, as falhas direcionais são de ângulo alto e direção NE-SW, têm 100 km de extensão e parece corresponder a uma estrutura tipo Ss que

define o limite oeste do maciço de Garzon. No setor sul, o sistema de falhas frontais bifurca-se inclina-se em direção a leste, com as falhas Algeciras, Barzon Sauza, San Francisco, Afiladores, Guáitara apresentando, ao longo de sua direção, geofomas alinhadas e sobressalentes, tais como: os vales de Sibundoy, Pitalito, El Paraíso e Balsillas; as bacias dos rios Neiva, Blanco e a laguna da Cocha.

A falha de Algeciras é uma estrutura extensional com evidência de alta atividade, apresenta componente direcional dextral e truncam falhas inversas N-S e de vergência em direção a leste.

A falha de Sibundoy tem movimentação dextral, limita o bloco do maciço de Garzón na serra de La Macarena e o maciço de Quetame (Taboada *et al*; 1998), e apresenta uma sismicidade atual baixa que aumenta na zona norte nas falhas Algeciras e Altamira com magnitude máximas da ordem de Ms 7 (Vergara, 1996), compatível com uma movimentação direcional dextral (Pennington 1981; Suarez <sup>59</sup> apud Taboada *et al*; 1998). A sismicidade na falha Algeciras mostra a deformação ativa da borda Llanero ou piemonte da Amazônia (Taboada *et al*; 1998). As mudanças nas características sísmicas ao longo da cordilheira devem-se a variações no comportamento das rochas ou manifestações de uma laguna sísmica por esforços relaxados.

O alinhamento de hipocentros superficiais (<80 km) sugere um limite maior na frente leste dos Andes (Pennington, 1981) e alguns eventos sísmicos têm plano nodal quase paralelo à direção NE-SW do alinhamento hipocentros e a frente dos Andes leste, e comumente corresponde ao plano ao longo do qual aconteceu "slip". Consistentes com a compressão E-W, de cada dez sismos, seis são direcionais dextrais e quatro são de cavalgamento. Há também que acontecem na região interandina e no cráton (Pennington, 1981). A sismicidade no limite com o Equador forma uma faixa de sismicidade baixa ao longo das falhas de Sibundoy, Mocoa e Florencia.

O limite leste da Cordilheira Real (Equador) está definido pela frente de Baños, com a falha Cosanga (continuação do sistema da borda Llanero na Colômbia) representando remanescentes de uma zona de cisalhamento intracratônica alongada na direção NW-SE na placa de América do Sul, já separada no sul da placa continental

dos Andes norte. Na zona frontal andina do Equador encontra-se um sistema de falhas direcionais destrais subparalelas a direção NE-SW e cavalgamento com direção N-S (Freymueller *et al*; 1993); que definem uma zona de cisalhamento transpressiva destrai (Tibaldi & Ferrari; 1992). Parte do encurtamento tem sido acomodado no cavalgamento da Cordilheira Oriental e no cráton Amazônico. O limite entre a Cordilheira Real e a zona Subandina é uma falha inversa de alto ângulo provavelmente relacionada com forças condutoras do magma em direção N-S, que controlaram intrusões graníticas alongadas e sistemas vulcânicos ativos (sua última erupção foi no ano 1999). Esses sistemas são paralelos com outros sistemas complexos de falhas inversas que limitam as zonas Subandinas do resto da bacia Amazônica, localizadas na zona leste dos anticlinais (Riveneira & Ramirez, 1986). Na zona subandina forma-se uma ampla antiforma devido à inversão da bacia cretácea a terciária (Cooper *et al*; 1995). Essas estruturas fazem parte de um sistema estrutural da zona periclinal norte do Alto Napo, correspondendo ao prolongamento dos eixos de grandes soerguimentos, onde estão localizados anticlinais e sinclinais (Rivadeneira & Ramirez; 1986).

A deformação mais recente do cráton limita-se a sua borda W, onde sistemas de falhas, como as do piemonte orinoquense, ocasionalmente propagam-se em direção a leste gerando falhas e dobras no terreno plio-quadernário nas bacias de "antepais", que também envolvem o escudo. Muitas dessas estruturas estão associadas à reativação de estruturas antigas que afetam o substrato paleozóico e pré-cambriano ou são herdadas de sistemas mais antigos do Paleozóico e Mesozóico, com direções entre NE-NW e N-S. A baixa atividade sísmica no cráton está associada à reativação de antigos acidentes paleozóicos, frente aos esforços de convergência das placas ou à resposta da carga de sedimentos. (Taboada *et al*; 1998).

No escudo Guianês, o último evento tectono-metamórfico foi no Pré-Cambriano (Kellogg & Vega; 1995) e depois não sofreu deformações consideráveis (Irving <sup>60</sup> apud Paris & Romero; 1994). Essa plataforma estável localiza-se na região leste, que abarca as bacias hidrográficas dos rios Orinoco e Amazonas e registra apenas a presença de dobras suaves e amplas com direção NNW-SSE geradas pelo "pandeo" da crosta litosférica, associadas com esforços compressivos na região NW de América do Sul,

durante o Neógeno (Taboada *et al*; 1998). As falhas da região central da Amazônia colombiana apresentam deslocamentos no mesmo sentido e basculamentos de blocos realçados pelas drenagens mais longas na vertente norte. As principais falhas têm direções entre N35°E e N40°E; destacando-se as seguintes, que foram tomadas de Ingeominas (1978):

- Falhas de Naquen-Maimachi que coincidem com o lineamento dos rios Guainia, Naquén e Maimachi e colocam em contatos rochas com diferentes graus de metamorfismo. É um sistema de falhas paralelas e escalonadas, cujos deslocamentos contribuiriam para a formação da serra de Naquén; tratam-se de estruturas antigas, mas com certa reativação recente;

- Falha Rio Aque e Sistema de Falhas El Tigre ocorre ao longo do rio Aque, na serra de Naquén, tem direção N-S e mergulho de alto ângulo e apresenta deslocamento vertical e reativação ao longo de sua história, desde o Pré-Cambriano até o Cenozóico (Ingeominas, 1997).

- Falha Cuirari, com direção N40°E e idade não definida por se encontrar em meio as rochas pré-cambrianas;

- Falha Puerto Colômbia, com direção N70°W a N40°W, afetam rochas da formação Araracuara; do qual faz parte a falha recente do rio Putumayo (com os blocos da margem norte soerguidos).

Sobre os estágios de evolução, destaca-se que o Complexo Migmatítico de Mitu pode se relacionar com o Ciclo Transamazônico, que é caracterizado por episódios de magmatismo granítico e metamorfismo formadores de grande parte do escudo. Na Colômbia tem-se reconhecido três pulsos de formação de rochas que se tornam mais novos em direção a oeste. No Proterozóico Inferior houve injeção de material granítico, assimilando rochas antigas e dando origem aos migmatitos, alcançando a fácies anfibolito, dentro do ciclo orogênico Transamazônico (1.8 Ga). No Proterozóico Médio o

embasamento foi afetado por intrusões de corpos graníticos anorogênicos, em condições térmicas da fácies xistos verde, no evento tectomagmático Parguaza (1.5 Ga). O evento mais novo está datado no maciço de Garzón como do Proterozóico Médio e corresponde ao episódio metamórfico Nickerie (1.2 Ga) que gerou o rejuvenescimento isotópico de alguns minerais constituintes do complexo. Simultaneamente, acumularam-se sedimentos na plataforma formada pelas unidades litológicas mais antigas, em um ambiente deltaico a marinho raso, associados com leques aluviais. A sedimentação pericratônica prosseguiu no Paleozóico também em um ambiente marinho com marcada ação das ondas e com direção de transporte de sudoeste e oeste. Em seguida, em sistemas de "rifts" abortados e isolados, instalou-se uma etapa inicial de atividade ígnea provavelmente devido à reativação de rifts mais antigos. A evolução dessas bacias está relacionada com o desenvolvimento da margem oeste da América do Sul. O embasamento, formado por rochas do Paleozóico e do Pré-Cambriano, compõem um bloco isolado dos "rifts" e do plutonismo do Triássico-Jurássico (Cooper *et al*; 1993). A evolução mesozóica começa com uma seqüência "sin-rift" do Triássico-Jurássico, relacionada com a separação da América do Norte, América do Sul e Caribe, com a deposição marinha cretácea restringindo-se às bacias marginais, à exceção das fácies "shoreline" das margens do escudo.

Na região Equatoriana, o cráton Amazônico foi estabilizado no Proterozóico e no Paleozóico (Litherland *et al* <sup>52</sup> apud Aspden & Litherland; 1992) e funcionou como uma área de acumulação de depósitos marinhos numa plataforma continental durante o Paleozóico, que estão incluídos nas formações Pumbuiza e Macuma. Durante o Jurássico Inferior, na bacia equatoriana começou uma fase extensional que gerou uma ampla bacia, na borda oeste do cráton, cujos primeiros estágios foram marcados por seqüências marinhas e vulcânicas (Aspden & Litherland; 1992). No Sinemuriano as condições marinhas estenderam-se até o paralelo 2°S gerando as seqüências sedimentares da Formação Santiago (Aspden & Litherland; 1992); provavelmente em uma fossa com direção NNE-SSW flanqueada por depósitos vulcânicos continentais distribuídos ao longo de seu limite oeste. Dessa região até ao sul da Colômbia, incidiu

uma atividade vulcano-plutônica calcio-alcálica encontrada até no Jurássico Superior (Aspden & Litherland; 1992).

Nas bacias de Putumayo e Llanos depositaram-se sedimentos marinhos durante as fases extensionais registradas na região noroeste da América do Sul (Cooper *et al*; 1995 e Casero *et al*<sup>57</sup> apud Taboada *et al*; 1998)

Na bacia de Maracaibo os processos de rifteamento também reativaram superfícies de cavalgamento paleozóicas com “*detachment*” extensional provavelmente gerados pelo progressivo escape da crosta superior em direção a noroeste (Colleta & Roure; 1997).

Entre o Jurássico e o Cretáceo não se conhece nenhum evento compressional que afetou o cráton Amazônico. Portanto, os cavalgamentos que mergulham em direção a noroeste estão relacionados com orogêneses do Paleozóico. Porém, reativações andinas venezuelanas geraram movimentações inversas em falhas extensionais e discordâncias resultando em cavalgamentos e no desenvolvimento contemporâneo de culminação estrutural e anticlinais suaves em coberturas mesozóicas e cenozóicas (Colleta & Roure; 1997). No Cretáceo continuou o desenvolvimento das bacias com a instalação de uma megasequência “*back-arc*”, atrás da zona de subducção dos Andes. Em seguida, as condições marinhas voltam a dominar e se estende na zona a norte do paralelo 2°S, propagando-se de sul para norte no Cretáceo Inferior; com exceção da área situada nas margens do cráton Guaianês com fácies “*shoreline*” (Cooper *et al*; 1995). No território equatoriano, tal extensão foi bloqueada na zona oeste, ficando em contato lateral transicional com vulcânitos e depósitos continentais.

No Albiano-Aptiano, na região do Equador, já existia na região leste uma bacia primitiva e isolada pela proto-Cordilheira Real, parcialmente soerguida; onde depositaram-se sedimentos de plataforma (Formação Hollin), seguidos por depósitos transgressivos (Formação Napo) da incursão marinha de norte para sul.

Entre o Campaniano Superior e o Paleoceno as regiões subandinas do Putumayo e Equador sofreram movimentos de subsidência (Riveneira & Ramirez; 1986).

A sedimentação cretácea fica atualmente localizada perto aos piemontes e nas bacias da Orinôquia e do Putumayo. Nesse período continuou o regime extensional que iniciou no Jurássico formando um “*mega-graben*” desde a borda do escudo até o flanco leste da atual Cordilheira Central. Essa bacia foi preenchida pela megasequência marinha acumulada no Cretáceo Médio a Superior; nessa época também aconteceu inversão da polaridade de sedimentos provenientes do cráton (região leste) em decorrência do dobramento e cavalgamento que coexiste com o espessamento crustal e o levantamento resultante durante o Terciário. Em síntese, no NW da América do Sul, no Maestrichtiano, aconteceu uma transição de bacias marinhas a “*foreland*” continentais; a regressão marinha permitiu a deposição localizada de camadas vermelhas marinho-continentais. Após o Maestrichtiano, aconteceu uma queda relativa do nível do mar, parcialmente relacionada com o levantamento da Cordilheira Occidental; gerando a exposição subaérea de algumas zonas do piemonte Llanero, que chega a ser marcada por um hiato de 14 Ma entre o limite Cretáceo - Terciário (Cazier *et al*; 1995).

No Paleogeno são reativadas as falhas normais e os cavalgamento caribenhos apenas na região norte da Venezuela (Colleta & Roure; 1997). No Paleogeno, em algumas localidades próximas ao piemonte, existe sedimentação deltaica correspondente à Formação Guayabero (IGAC, 1999).

Desde o Paleoceno, após a acresção dos terrenos oceânicos da Cordilheira Occidental, começou o desenvolvimento de sistemas de cavalgamento na Cordilheira Central e bacias “*forelands*” pré-Andinas (Figuras 6a e 6b). A sua extensão em direção a leste explica-se pela combinação da transgressão e da carga da bacia Proto-“*foreland*”, pela deformação das Cordilheiras Central e Occidental. As megasequências pré-Andinas no “*foreland*” distal receberam aportes importantes de areia quartzosa, derivadas do escudo e da Cordilheira Central (flanco leste). Esta sequência mais nova é do tipo granocrescente ascendente com areias derivadas do escudo, e ciclos separados por superfícies de máxima inundação, entre as formações Mirador e Bogotá; (Cooper *et al*; 1995). Entre o Eoceno Inferior e o pré-Mioceno Médio, antes do soerguimento da Cordilheira Oriental, alguns locais do atual piemonte continuaram recebendo aportes clásticos procedentes do escudo num ambiente fluvial. A renovação da sedimentação

aconteceu no Eoceno Médio a Superior, gerada por uma transgressão que se estende desde a bacia "foreland" nas direções sul e leste. A bacia "foreland" distal já estabelecida ainda recebeu sedimentos do escudo (Cooper *et al*; 1995).

No Eoceno Superior-Oligoceno houve o levantamento regional dos Andes Venezuelanos seguido pela formação de superfícies truncando seqüências "foreland" (Colleta & Roure; 1997) e sedimentação de seqüências "foreland" na região Colombo-Venezuelana. Após o Eoceno Superior, uma vez depositada a Formação Mirador, na bacia "foreland" pré-Andina desenvolveram-se quatro ciclos maiores de acumulação num ambiente de planície litorânea com influência marinha, fechando no Oligoceno com a deposição da Formação Carbonera, que apresenta migração em direção a leste devido à subsidência da bacia "foreland", registrando-se aumento na porcentagem de areia perto ao escudo. Simultaneamente aumentou a espessura dos sedimentos na região oeste devido à ampliação da bacia "foreland", com deslocamento normal produzido pela falha Cusiana. Continuou um sistema "tract" de alto nível (lodoso), seguido por um sistema "tract" regressivo e terminou com um sistema "tract" transgressivo (arenoso), que culminou com uma superfície de máxima inundação. O longo processo de peneplanização desde o Jurássico criou relevos baixos na bacia dos Llanos, que foi suscetível a mudanças em ambientes com depósitos grossos causados por: variações no aporte de sedimentos, acomodação do espaço resultante da carga e mudanças globais no nível eustático.

Entre o Eoceno Superior e o Mioceno Inferior a região do piemonte e arredores foi basculada em direção a oeste e associada a pulsos regressivos, gerando situação propícia para se acumular as formações Carbonera e Mirador; tais fases de subsidência foram maiores no setor oeste, onde desenvolveram-se fácies mais grossas.

No Neógeno as propagações dos sistemas de cavalgamento avançaram em direção a leste nos piemontes subandinos desde a Venezuela até o Peru. Na Venezuela desenvolveram-se bacias "piggy-back" em unidades aloctones e frentes de cavalgamento Andino (Colleta & Roure; 1997), contemporâneos com anticlinais suaves nas coberturas mesozóicas e cenozóicas.

No Mioceno Médio aconteceu o incremento global do nível do mar refletido na região através de transgressão em direção a leste, sedimentando argilitos marinhos na

base da megasequência. Tal incursão, em certos corredores, chegou a unir o vale do Magdalena com os Llanos Orientales e com o resto da Amazônia (IGAC, 1999). Esse evento coincidiu em parte com o soergimento e deformação da Cordilheira Oriental, e na recente bacia "foreland" sub-andina dominou a acumulação de molassa como resultado desse soergimento (Cooper *et al*; 1995), que gerou também uma discordância entre as formações Leon e Carbonera. Depois de uma rápida subsidência, inicia-se um progressivo e contínuo evento compressional (orogenia Andina) formando um dúplex antiformal no setor oeste no vale do Magdalena, e um retrocavalgamento passivo na sequência do teto. No embasamento inverteram-se as falhas normais pré-existentes, gerando novas estruturas inversas.

Com o soergimento da Cordilheira Oriental, a rede de drenagem é bloqueada e inicia-se uma sedimentação flúvio-lacustre em planícies de inundação de rios meandriformes (IGAC, 1999) a flúvio-litorâneas, localmente baixo ambientes redutores e outros com influência marinha a estuarina (IGAC, 1999). Contemporânea com os ambientes anteriores, existiu uma importante e extensa sedimentação fluvial de rios meandriformes nas planícies da Amazônia, mudando de uma zona para outra segundo o desenvolvimento da subsidência, com os sedimentos sugerindo direção de aporte do escudo.

No Mioceno Superior estabeleceu-se a configuração preliminar da estruturação da cordilheira e da zona subandina (Figuras 6b e 6c). A espessura e a relação entre as unidades litológicas foram definidas. No Plioceno a Formação Guayabo registra o início da sedimentação que consolidara a formação do atual piemonte

No Mioceno Superior as zonas de Napo e Cutucu foram soergidas, enquanto a zona de Pastaza foi abatida. Essa reversão, possivelmente originada pela reativação de falhas profundas, resultou no avanço dos Andes contra o arco de Cononaca do embasamento Guayano-Brasileiro (Rivadeneira & Ramirez; 1986).

No Mioceno Superior-Plioceno dominou a inversão de estruturas extensionais em resposta a uma fase tectônica maior com  $\sigma$  max de direção WNW-ESE, na Colômbia (Pasquarè *et al* <sup>56</sup> apud Tibaldi & Ferrari; 1992). O final desta fase não se conhece devido à ausência de depósitos plio-quadernários (Tibaldi & Ferrari; 1992). As atividades

atuais de deformação e soerguimento da Cordilheira Oriental estão refletidas nos terremotos que acontecem periodicamente no piemonte. O sistema de *cavalgamento* Subandino equatorial culmina no Cenozóico Superior (Aspden & Litherland; 1992) acompanhado por acumulações vulcânicas e fluviais. Desde o Plioceno até o presente as deformações da Cordilheira Oriental migram em direção a leste (reativando dobras frontais e cinturões de cavalgamento); um bom exemplo é a falha Cusiana. No final do Plioceno a região do piemonte foi afetada por deslocamentos de falhas transcorrentes, as quais desenvolveram-se na zona de transpressão e afetaram estruturas pré-pleistocênicas e geraram novas estruturas em depósitos holocênicos (Figuras 6, 9 e 11)

### Notas e Referencias Bibliográficas

- 1 Case, J. E *et al*; 1971. Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. *Geological Society of America Bulletin*, v 82: 2685-2712.
- 2 Duque-Caro, H. 1990. The Choco block in the northwestern corner of South America: structural: tectonostratigraphic and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v 3, n 1: 71-84.
- 3 Westbrook, G, *et al*; 1995. Structure of the Panama-Nazca plate boundary. *Geol. Soc. Am, Spec 295*: 91-109.
- 4 Case, J. E, *et al*; 1973. Trans-Andean geophysical profile, southern Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, v 84: 2895-2904.
- 5 Galvis J. 1980 Un arco de islas Terciário en el occidente colombiano. *Geologia Colombiana*, v 11: 43p.
- 6 Arango C, J & Ponce, M. 1982. Mapa geológico generalizado del departamento de Nariño (Colombia). Escala 1:500.000 Ingeominas.
- 7 Bourgois, J *et al*; 1982. The Andean ophiolitic megastructures on the Buga – Buena Ventura transverse (Western Cordillera Colombia). *Tectonophysics*, v 82: 207-299.
- 8 Grosser, J. R. 1989. Geotectonic evolution of the Western Cordillera of Colombia: New aspects from geochemical data on volcanic rocks: *Journal of South American Earth Sciences*, v 2: 369p.

- 9 Coleman, R. G. 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journal of Geophysical*, v 76: 1222p.
- 10 CARDER (Corporación Autónoma de Risaralda). 1998. Informe de Neotectónica, *Proyecto para la mitigación del riesgo sísmico de Pereira, Dos Quebradas y Santa Rosa de Cabal*
- 11 McCourt, W. J, et al; 1984. New geological and geochronological date from the colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *Journal of Geological Society London*, v 141: 831-845.
- 12 Toussaint, J. F. 1978. Grandes rasgos geológicos de la parte septentrional del occidente colombiano, Medellin, Universidad Nacional de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, v 3: 231p.
- 13 Schamel, S., 1991. Middle and Upper Magdalena basins, Colombia. Active margin basin. *Boletín The American Association of Petroleum Geologist AAPG, Memoir 52*: 283-302.
- 14 Baldock, J. W. 1982. Geología del Ecuador. *Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador*, 70p
- 15 Juteau, T, et al; 1977. Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien: nature pétrographique et position structurale. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, XIX, 5: 1127-1132.
- 16 Pindell J. L, Barrett, S.F. 1990. Geological evolution of the caribbean region, the geology of North America. *Geological Society of America*: 405-432.
- 17 Barrero, D. 1977. *Geology of the central Western cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia* TO: Colorado. School of Mines, 157p (Ph D Thesis).
- 18 Toussaint, J. F. 1978. Grandes rasgos geológicos de la parte septentrional del occidente colombiano; Medellin, universidad Nacional de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, v 3, 231p.
- 19 Irving, E. M., 1975. Structural evolution of the northernmost Andes Colombia. *U.S. Geol Surv 846*: 47p.
- 20 Noblet, C & Marocco, R., 1989. Lacustrine megaturbidites in an intermontane strike-slip basin: The Miocene Cuenca basin of south Ecuador. *Geology and Resources*, p 282-293.

- 21 Alfonso, C. A, *et al*, 1989. Late Tertiary northwestward-vergent thrusting in Valle del Cauca, Colombian Andes. *AAPG Bulletin*, v 73, 327p
- 22 Hall, M & Wood, C., 1985. SEGMENTACION VOLCANO-TECTÓNICA DE LOS ANDES SEPTENTRIONALES. TO Quito Monografía Universidad Politécnica, v 1, n 1, p 7-24 (Tesis de Grado)
- 23 Moody, J. D & Hill, M. J. 1956. Wrench-fault tectonics. *Bull Geol Soc Am*, 67: 1207-1246.
- 24 Zolnai, G. 1989. Continental wrench-tectonics and hydrocarbon habitat. *AAPG, Continuing Education Notes*.
- 25 Cline, K, *et al*; 1981. Quaternary activity on the Romeral and Cauca faults, northwest Colombia. *Revista CIAF*, v 1-3: 115-116.
- 26 Alvarez, J. A. 1983. Geología de la cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Mesocenoicos: Colombia Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras. *Boletín de Geología*, v 26: 175p.
- 27 Alfonso, C, *et al*; 1994. A Tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca basin, Colombian Andes. *Jour. So. Am. Ea. Sci*, v 7, n 3-4: 402p
- 28 Megard, F. 1987. Cordilleran Andes and Marginal Andes: A review of Andean geology north of the Arica Elbow (18°S). *Geodyn. Ser*, v 18: 71-95
- 29 Allen, G. P & Posamentier, H. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France: *Journal of Sedimentary Petrology*, v 63: 378-391.
- 30 Fabre, A. 1987. Tectonique et génération d'hydrocarbures: un modèle de évolution de la Cordillère Orientale de Colombie et du bassin des Llanos pendant le Crétacé et le Tertiaire: *Archive Science Genève*, v. 40: 145-190.
- 31 Pardo-Casas, F & Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time: *Tectonics*, v. 6: 233-248.
- 32 Cediél, M. F *et al*; 1981. Las formaciones Luisa, Payandé, Saldaña, sus columnas estratigráficas características. *Geología Norandina*, v 3: 12-19.
- 33 Gallo, J. 1979. The environmental facies analysis of selected Tertiary and Cretaceous outcrops along the Villeta-Honda road, in Geological fieldtrips, Colombia 1959-1978: Colombia. *Society of Petroleum Geologists and Geophysicists*: 471-487

- 34 Maze, W. B., 1984. Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perija, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. *Geological Society of America Memoir 162*: 263-282.
- 35 Etayo, F *et al*; 1969. Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia. In: PRIMER CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGIA, Bogotá. *Mem*, 217-252.
- 36 Van Der Hammen, T. 1961. Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and tectogenesis of the Colombian Andes. *Geologie en Mijnbouw*, 40: 188p.
- 37 Daly, M. C., 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador: *Tectonics*, v. 8: 769-790.
- 38 Buttler, K & Schamel, S. 1988. Structure along the eastern margin of the Central cordillera, upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Sciences*, v. 1: 109-120.
- 39 Van Houten, F. B. 1976. Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean foredeep, Colombia. *Geol. Soc. Am. Bull*, 87: 481-495.
- 40 Cedié, F. 1968. El Grupo Giron, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, v.16, n 1-3: 5-96.
- 41 Mojica, J & Dorado, J. 1987. El Jurásico anterior a los movimientos intermalímicos en los Andes Colombianos: *Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. 49-110.
- 42 Feo-codecido, G. F, *et al*; 1984. Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins, in The Caribbean-South American plate boundary and regional Tectonics. *Geol. Soc. Am. Mem. 162*: 175-187.
- 43 Boinet, T., 1985. *La frontière méridionale de la plaque caraïbe aux confins colombo-vénézuéliennes (Norte de Santander, Colombie)*. TO. Paris Univ Paris, 204p (Ph. D. Thesis).
- 44 Parnaud, F. G *et al*,. 1995. Stratigraphic synthesis of western Venezuela. In, Petroleum basins of South America. *Boletín The American Association of Petroleum Geologist AAPG Mem. 62*: 681-698.
- 45 Sarmiento, G. 1992. Estratigrafía y medios de depósito de la Formación Guaduas. *Boletín Geológico*, n. 32-1: 3-44

- 46 Numpaque, L. E. 1986. Geología regional del sector norte cuenca Llanos Orientales de Colombia. In: CONGRESO COLOMBIANO DEL PETROLEO, II, Bogotá. *Memorias* Tomo II, v. 1, p 73-102
- 47 Miller, T. 1979. The geology of the Eastern Cordillera between Aguazul-Sogamoso-Villa de Leiva. *Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, part I*: 349-396.
- 48 Haq, B. U, *et al*; 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, v. 235: 1156-1166.
- 49 Pulham, A J. 1994. The Cusiana field, Llanos basin, eastern Colombia: *High resolution sequence stratigraphy applied to late Paleocene – early Oligocene estuarine, coastal plain and alluvial clastic reservoirs*. University of Liverpool, p 63-68
- 50 Espinosa, A. 1983. *Actualización del catálogo colombiano de sismicidad histórica*. Informe Interno Ingeominas, 10p
- 51 Cooper, M. A & Williams, G. D. 1989. Inversion tectonics. *Geological Society of London, Special Publication 44*: 376p.
- 52 Litherland, M, *et al*; 1985. Andean-trending mobile belts in the Brazilian shield. *Nature* 31: 345-348
- 53 Tschopp, H. J., 1953. Oil exploration in the Oriente of Ecuador. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol*, 37: 2303-2347.
- 54 Aspden, J. A & Litherland, M. 1987. Ophiolitic rocks from the cordillera Real of Ecuador: their regional significance within the context of the northern Andes. *Terra Cognita*, 7, (2–3): 419p.
- 55 Ulloa, C & Rodriguez E. 1981. Geología del cuadrángulo K-13, Tauramena. *Boletín Geológico*, n 24: 3-30.
- 56 Pasquarè, G, *et al*; 1990. Relationships between plate convergence and tectonic evolution of the Ecuadorian active thrust belt. In: Critical Aspects of Plate Tectonic Theory. *Theophrastus Publications*: 365 - 387
- 57 Casero, P, *et al*; 1997. Multidisciplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foothills of the cordillera Oriental (Colombia). SIMPOSIO BOLIVARIANO, Vi Explor. Petrol. Cuencas Suband. *Mem.*

- 58 Vergara, H. 1996. Rasgos y actividad neotectónica de la falla de Algeciras., CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGIA VII, Bogotá. *Memorias*: p2-13
- 59 Suárez, G, *et al*; 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of Peru, Ecuador and southern Colombia. *Journ Geoph. Res*, v 88: 10403-10428.
- 60 Irving, E. M. 1971. La evolución estructural de los Andes mas septentrionales de Colombia. *Bol. Geol. Ingeominas*, 19 (2): 1-90.

#### 4. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA

A paisagem do território Colombiano compreende parte do Sistema de Cordilheiras Andino na porção oeste e das Planícies da Orinoquia e Amazônica, na porção leste (Figuras 5 e 6c). À exceção da área do cráton Guianês, as principais feições fisiográficas do território colombiano resultam de sedimentação vinculada a ambientes eólico, fluvial, flúvio-lacustre, flúvio-marinho e de fluxos gravitacionais, de vulcanismo e deposição de rochas vulcânicas, desde o Terciário Inferior até o Recente com processos de erosão, meteorização e neotectônicos, que incidiram no modelamento do relevo desde o Plio-Pleistoceno até o Holoceno, e remanentes de superfícies locais desenvolvidas desde o Terciário Inferior ou Médio. Os elementos estruturais maiores, cuja geometria controla a evolução paisagística, foram gerados em dois importantes eventos dinâmicos (Borges & Jiménez; 1998).

O movimento mais antigo é predominantemente colisional entre placas oceânica – continental, e responde pela evolução do Sistema Andino Colombiano, que remonta ao Jurássico e prossegue até o Holoceno; uma peculiaridade desse sistema é a sua divisão em três cordilheiras que representam parte de um sistema de acreção de bacias marginais, coladas por paleosuturas que marcam os atuais vales interandinos e têm direções NNE-SSW a NNW-SSE, ver figura 6. Existem, portanto, as seguintes províncias: Cordilheira Ocidental constituída por um complexo ofiolítico; Cordilheira Central correspondendo a um cinturão metamórfico-vulcânico; e a Cordilheira Oriental representando uma bacia sedimentar invertida a partir de um sistema extensional trás-arco (Figuras 6a e 6b).

As regiões compreendidas entre o limite da Cordilheira Oriental e as bacias Subandinas do Leste (Orinôquia e Amazônica), são incluídas no contexto do “hinterland” e “foreland”, respetivamente, do cinturão Andino. Entre essas províncias geológicas ocorre a frente de cavalgamento de Guaicaramo, definida como uma associação de leques imbricados. A interpretação de linhas sísmicas e as soluções de mecanismo focal de alguns sismos (Taboada *et al*; 1998) indicaram que se tratam de

cavalgamentos oblíquos com forte movimentação direcional dextral ao longo de algumas falhas, no âmbito das bacias “foreland” subandinas. A propagação dos cavalgamentos foi interpretada como do tipo “overstep” migrando para leste do sistema Guaicaramo e atingindo as paisagens do piemonte tectonizado-deposicional e as planícies baixas da Orinoquia e do Putumayo localizadas em ambiente intracratônico. De acordo com os elementos morfoestruturais dessas paisagens, as falhas são subverticais e estão presentes também nas áreas do escudo, onde evoluiriam basicamente a partir da reativação de outras falhas verticais presentes no embasamento (Figuras 9 e 11).

O movimento mais jovem está associado aos últimos eventos da orogenia Andina no Plio-Pleistoceno, com os esforços compressivos desmembrando-se também em transcorrências dextrais, que influenciaram na compartimentação morfoestrutural através da geração de áreas transpressivas (Orinoquia Colombiana) e transtensivas (Amazônia Colombiana), separadas por feixes de falhas transcorrentes dextrais, como o setor de transição entre a Orinoquia-Amazônia e o Cráton da Colômbia, além das zonas transcorrentes nas áreas de fronteira Colombo-Venezuelana e da Colômbia-Peru e Brasil (Figura 8). Esse evento neotectônico reorganizou a paisagem e gerou estruturas que controlam fortemente a geometria da rede de drenagem atual imposta no Pleistoceno-Holoceno na Amazônia e no Holoceno na Orinoquia.

O resultado da adaptação dessas bacias subandinas intraplaca aos novos traços estruturais é que alguns rios maiores foram capturados por estruturas particulares desde o flanco leste da Cordilheira Oriental até o limites com o Cráton Guianês. As drenagens de primeira ordem, que foram instaladas sob forte influência das mudanças climáticas no Quaternário que modelaram diversos tipos de dissecação de acordo com a natureza do substrato ou tipo litológico, também experimentaram os efeitos dos processos neotectônicos, a exemplo de movimentos relativos entre microblocos, inversão de relevos, capturas das drenagens e estruturas circulares, (tambem registrados por Suarez, 1985; Robertson, 1989 b; Paris & Romero; 1994 e Taboada *et al*; 1998), principalmente para a bacia da Orinoquia.

Os compartimentos morfoestruturais são definidos:

- pela geometria das estruturas do embasamento do cráton e da relação dos fragmentos de maciços independentes e com o núcleo pré-cambriano na Cordilheira Oriental.
- pela distribuição espacial de paleoaltos e das bacias sedimentares do Cretáceo-Terciário.
- e pela disposição das estruturas antigas, como "rift " que influenciam no estilo estrutural atual, sobretudo no compartimento 3.

É oportuno esclarecer que, a nível regional, existe a limitação da falta de estudos sedimentológicos detalhando a natureza dos depósitos superficiais do Quaternário na Orinoquia e na Amazônia, de modo que são apresentadas aqui apenas descrições gerais. Assim, com base na análise dos "landforms" tectônicos, dados sobre a rede de drenagem e informações sismotectônicas, propõe-se a divisão da Orinoquia e Amazônia Colombiana em quatro compartimentos morfotectônicos.

O compartimento 1 abrange parte da Orinoquia na Região Sul da Venezuela e se estende até a Colômbia.

O Compartimento 2 compreende grande parte da Orinoquia Colombiana, entre os paralelos 4°N e 6°N.

O Compartimento 3 engloba a região de transição entre a Orinoquia-Amazônia, o Escudo Guaianês a Amazônia Colombiana, localizam-se entre os paralelos 2°N e 4°S.

- O Compartimento 4 enfeixa a região de influência do Rio Solimões, na altura do paralelo 4°S, próximo à fronteira com o Equador; este compartimento não será descrito no presente trabalho.

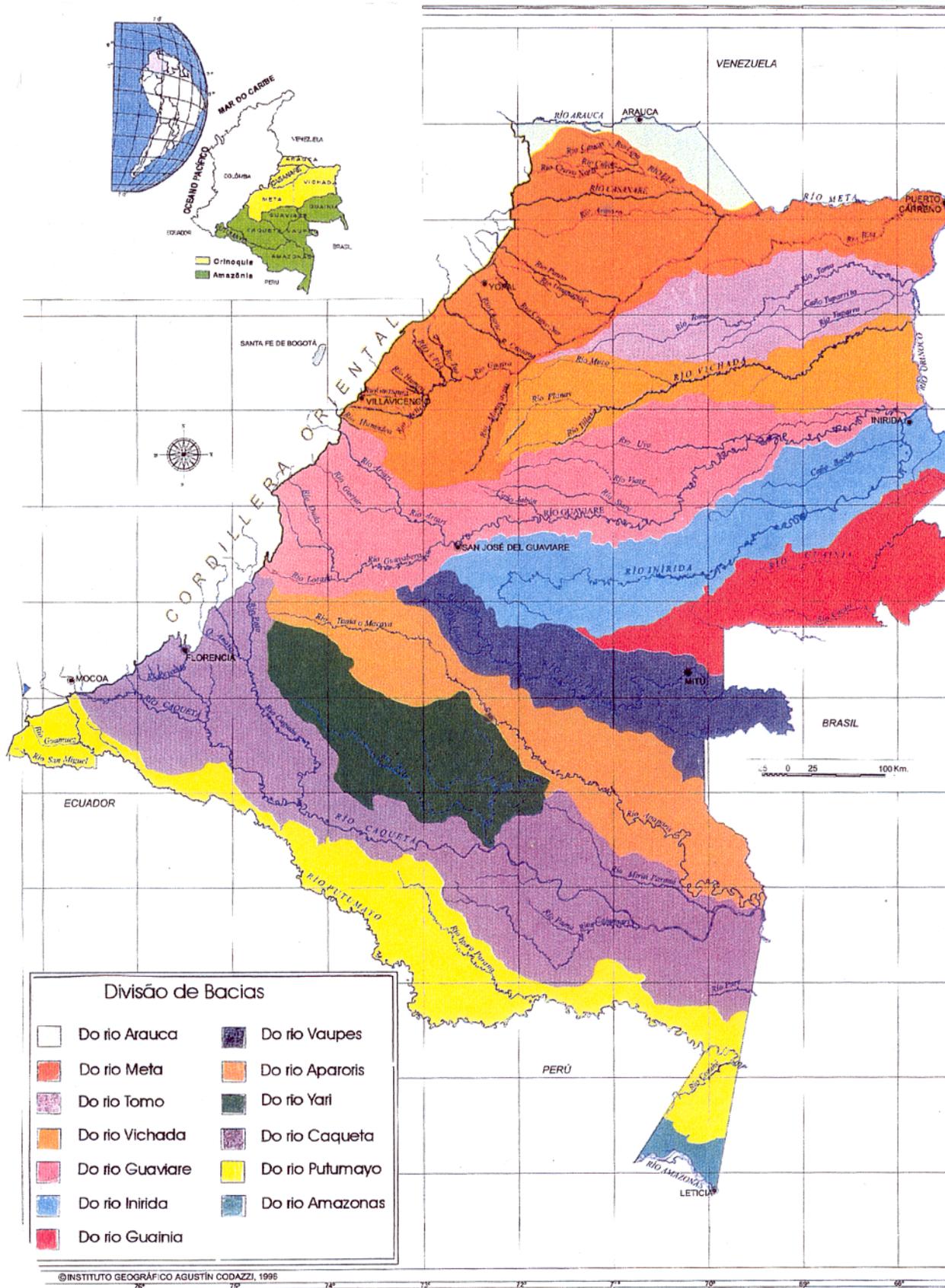


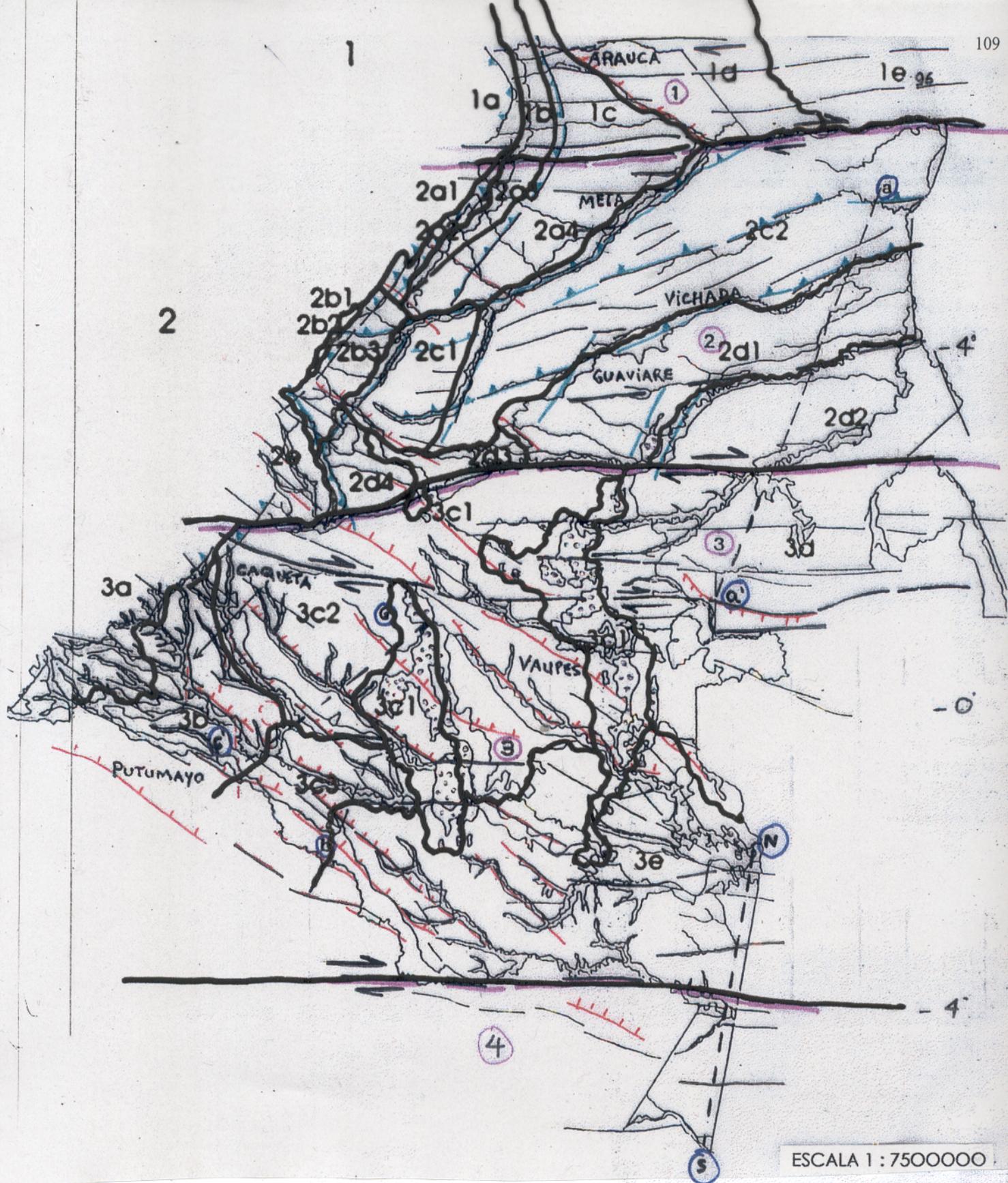
Figura 7. Mapa das Bacias Hidrográficas do Orinoquia-Amazonia Colombiana

## 4.1. COMPARTIMENTO 1

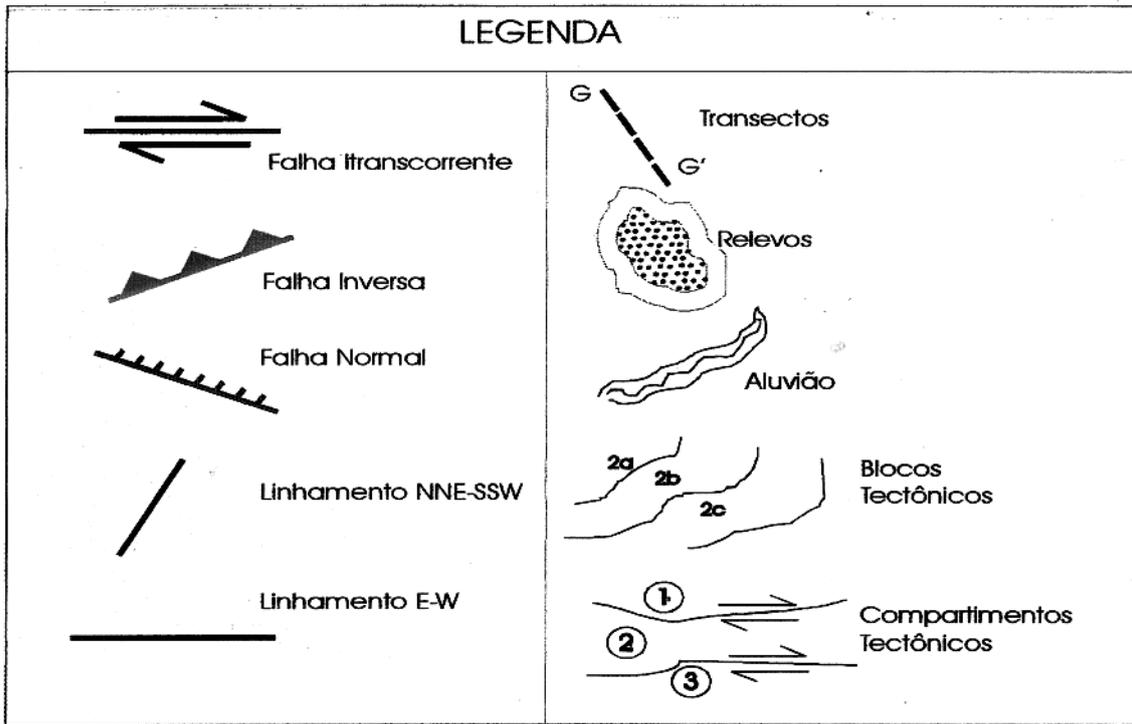
### 4.1.1. Aspectos gerais

O compartimento 1 (Figura 8) é caracterizado principalmente por falhas transcorrentes destrais de direção E-W, está localizado entre os paralelos 6°N, à altura dos rios Ariporo (54) e Baixo Meta, e 8°N, à altura do rio Sarare (Venezuela), na região limítrofe da Orinoquia Colombo-Venezuelana, e estende-se desde os Piemontes da Cordilheira Oriental e dos Andes de Merida, no oeste, até as Planícies Baixas e Inundáveis do rio Orinoco, no leste (Figuras 5 e 8).

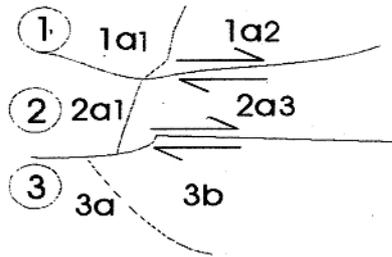
Essa área faz parte de uma enorme bacia preenchida por sequências flúvio-deltáicas, com leques coalescentes constituídos por depósitos coluviais e torrenciais (no setor oeste), fluviais e flúvio-lacustres (no setor leste) do Pleistoceno, que foram afetados por movimentos neotectônicos (Figura 10b). As áreas abatidas foram cobertas por areias eólicas do Pleistoceno-Holoceno, com espessuras cada vez menores em direção a oeste (Figura 10c). As diversas sequências sedimentares foram dissecadas e retrabalhadas por uma rede de drenagem paralela, com direção geral W-E e controlada por falhas transcorrentes durante o Holoceno Superior (Figuras 7 e 8). Atualmente, corresponde a uma área com importantes atividades sísmo-tectônica e morfodinâmica (Figura 10d e Anexo D).



LEGENDA



Blocos Tectônicos



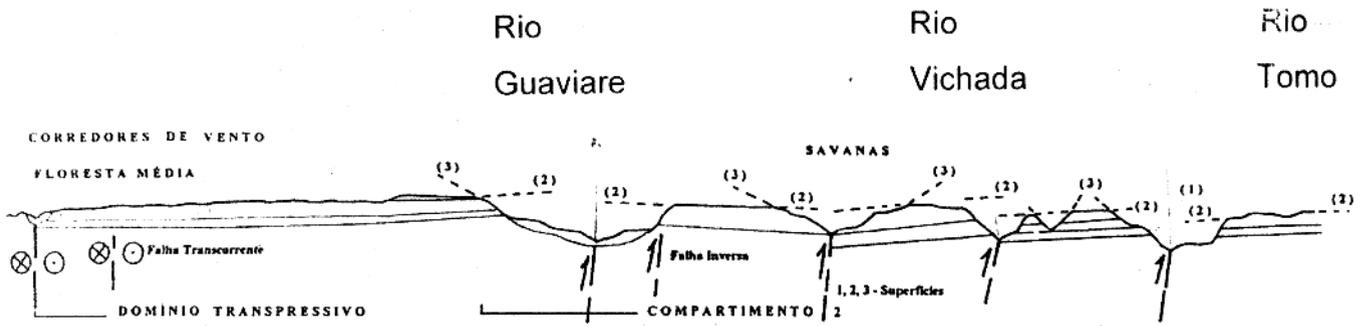
Simbolo no Mapa vs Numeral dos Sistemas de Relevos no texto  
3c3 vs 4.3.3.2.3

1a	4.1.3.1	2b1	4.2.3.2.1	3a	4.3.3.1.1
1b	4.1.3.2	2b2	4.2.3.2.2	3b	4.3.3.1.2
1c	4.1.3.3	2b3	4.2.3.2.3	3c1	4.3.3.2.1
1d	4.1.3.4	2c1	4.2.3.3.1	3c2	4.3.3.2.2
1e	4.1.3.5	2c2	4.2.3.3.1	3c3	4.3.3.2.3
2a1	4.2.3.1.1	2d1	4.2.3.4	3d	4.3.3.3
	4.2.3.1.2	2d2	4.2.3.4	3e	4.3.3.4
2a2	4.2.3.1.3	2d3	4.2.3.4		
2a3	4.2.3.1.4	2d4	4.2.3.4		
2a4	4.2.3.1.5	2e	4.2.4.5		

Figura 8. Mapa de Compartimentos morfo-estruturais da Orinoquia e Amazônia colombiana

S

N  
a



N

S  
a'

Serra de Naquen

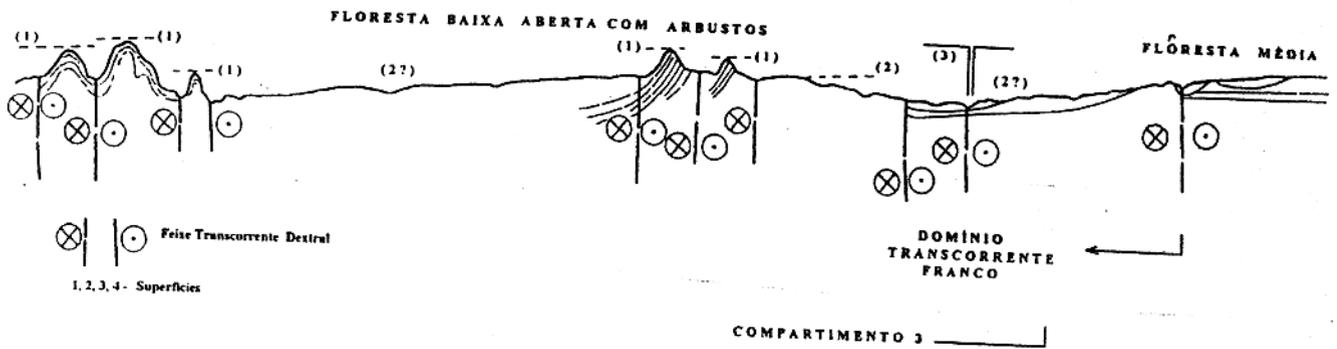
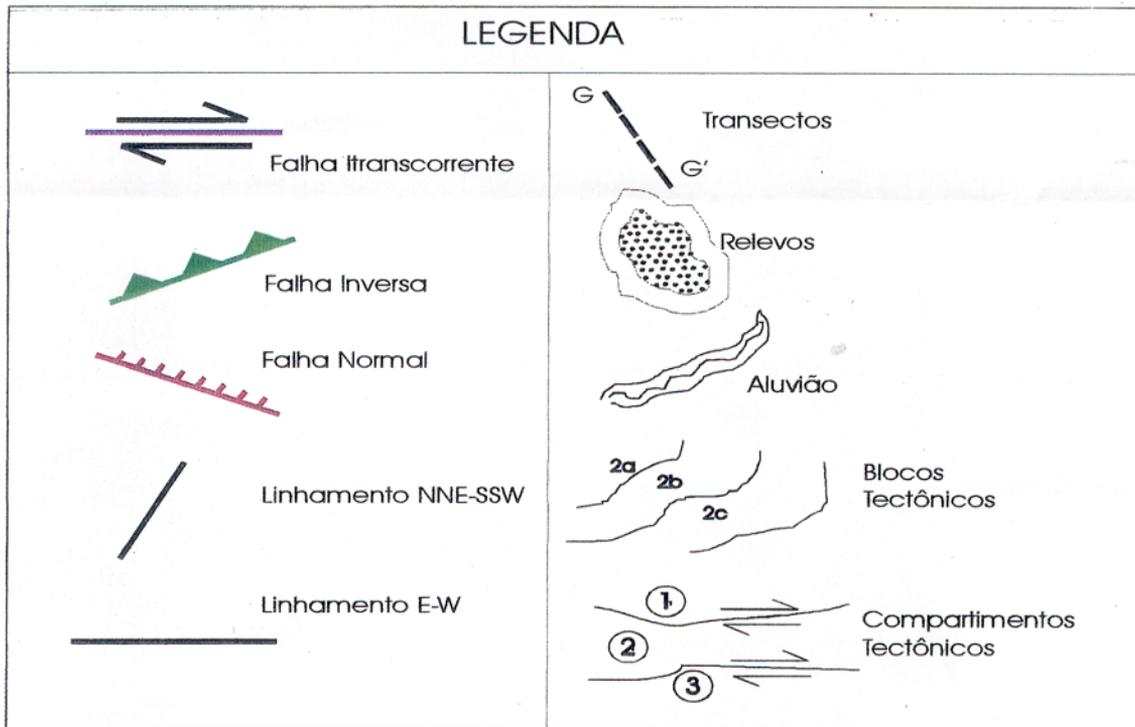
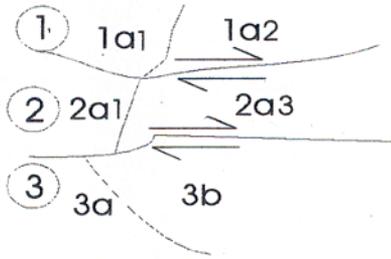


Figura 9a. Perfis morfotectônicos da região da Orinoquia Colombiana.

LEGENDA



Blocos Tectônicos



Símbolo no Mapa vs Numeral dos Sistemas de Relevos no texto  
3c3 vs 4.3.3.2.3

1a	4.1.3.1	2b1	4.2.3.2.1	3a	4.3.3.1.1
1b	4.1.3.2	2b2	4.2.3.2.2	3b	4.3.3.1.2
1c	4.1.3.3	2b3	4.2.3.2.3	3c1	4.3.3.2.1
1d	4.1.3.4	2c1	4.2.3.3.1	3c2	4.3.3.2.2
1e	4.1.3.5	2c2	4.2.3.3.1	3c3	4.3.3.2.3
		2d1	4.2.3.4	3d	4.3.3.3
2a1	4.2.3.1.1	2d2	4.2.3.4	3e	4.3.3.4
	4.2.3.1.2	2d3	4.2.3.4		
2a2	4.2.3.1.3	2d4	4.2.3.4		
2a3	4.2.3.1.4	2e	4.2.4.5		
2a4	4.2.3.1.5				

Figura 8. Mapa de Compartimentos morfo-estruturais da Orinoquia e Amazônia colombiana

S

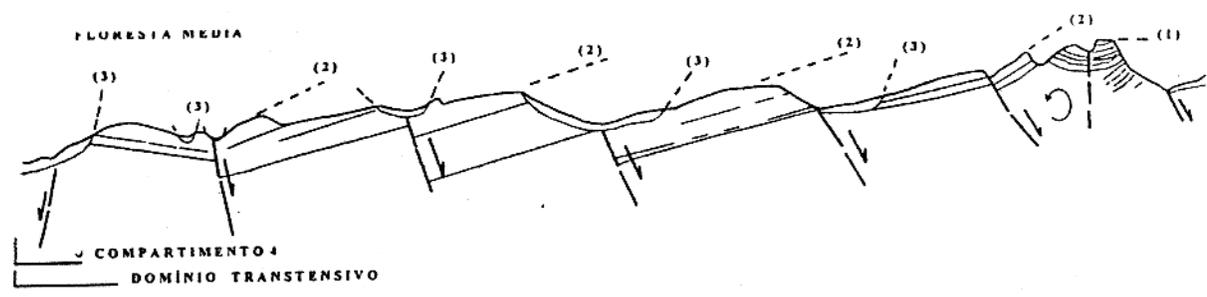
N

b'

b

Rio Putumayo

Rio Caquetá



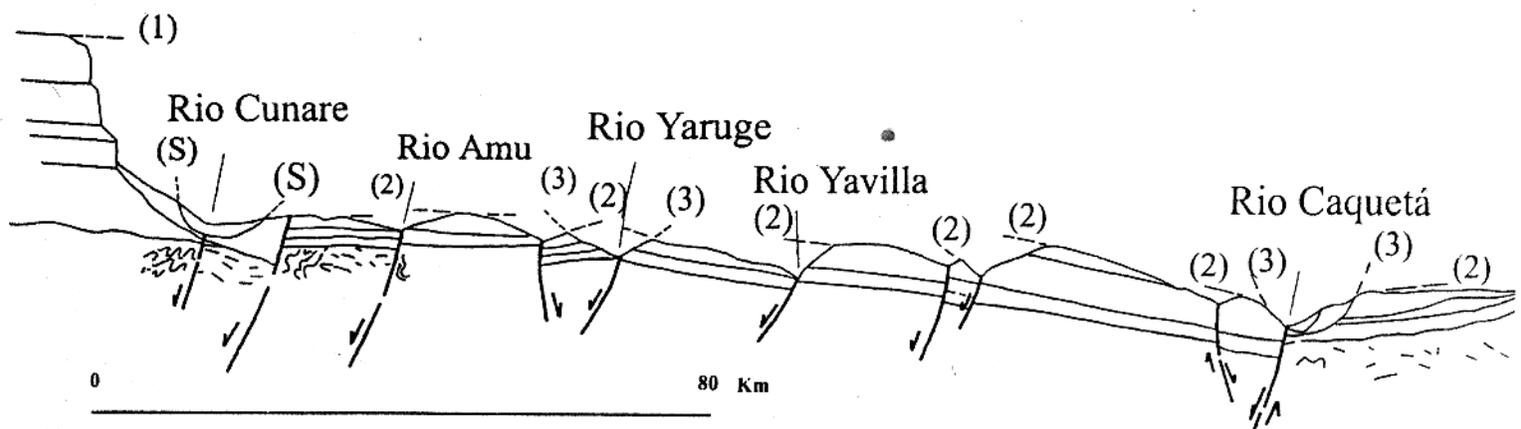
NE

SW

g

g'

Sierra de Chiribiquete



S

N

Rio Amazonas/Leticia

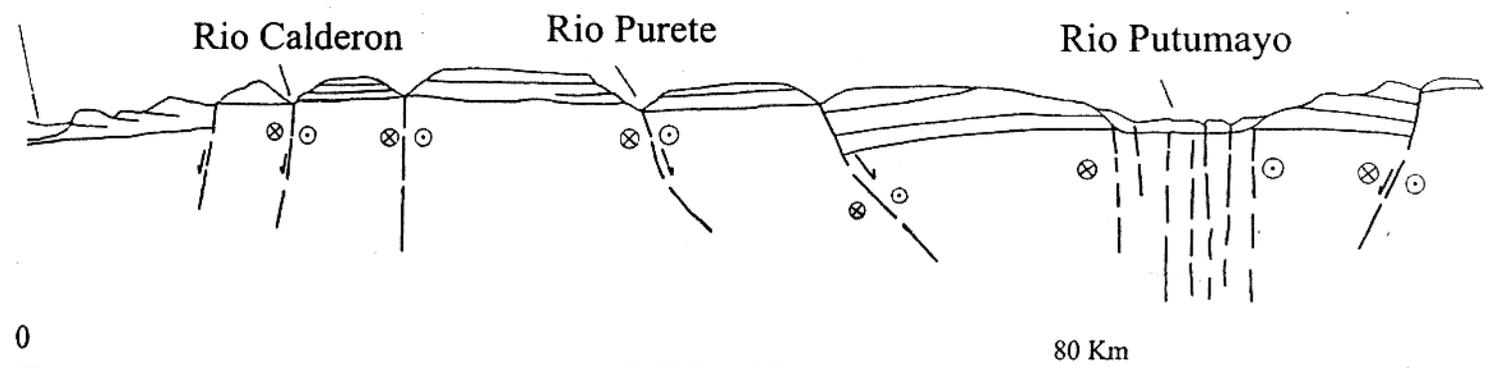


Figura 9 b Perfis morfotectônicos da região da Amazônia Colombiana

#### 4.1.2. Drenagem

Os nomes dos rios mencionados neste item aparecem no mapa de drenagens (Anexo B) listados com números, ver a legenda dos principais rios.

A rede de drenagem abrange partes das bacias hidrográficas do Sarare (Venezuela), Arauca e Meta, com destaque para os tributários Lipa (59), Cravo Norte (56), Casanare (55) e Ariporo (54), ver Anexo B. Esses rios compõem a porção média da bacia do Rio Orinoco, que, a nível regional, definem um padrão de drenagem paralelo, mas entre os rios Arauca e Casanare (55) existe uma área estruturalmente confinada com padrão de drenagem dendrítico (entre os rios Casanare (55) e Lipa (59)), encrave anelar e drenagens de primeira ordem subparalelas e direção geral W-E decorrente de forte controle estrutural (Anexo B).

O Rio Sarare (Venezuela, ver Figura 5) tem traçado retilíneo no seu alto curso e localmente apresenta meandros retangulares, mas na altura do meridiano 70°W passa a ser controlado por uma curvatura maior, que é uma feição comum nas drenagens adjacentes ao cráton.

O Rio Arauca (Anexo B) possui extensos trechos meandantes, com alguns meandros controlados estruturalmente, alternados com trechos retilíneos. O seu leito caracteriza-se por trasbordamentos bastante ativos, envolvendo mudanças no seu curso, registradas principalmente nos últimos 40 anos. A natureza do seu vale muda com a sua amplitude, indo de erosivo e bastante estreito na Cordilheira a moderadamente amplo no planalto deposicional intermediário (4.1.3.2., Figura 8), onde existe um importante controle estrutural com meandros comprimidos e meandros com ângulos retos, dominando em uma zona com grande concentração de epicentros sísmicos com magnitudes maiores de 4 Ms e profundidades menores de 40 km (Anexo D). No início do bloco abatido (4.1.3.3., Figura 8) o seu leito torna-se bastante ativo, onde parece ter invadido uma ampla depressão (unidade BI5, Anexo C); para, em seguida, voltar a seu antigo leito e continuar divagando nesta zona, chegando a formar várias ilhas ou barras ilhas. Há também alguma tendência atual para que seus leitos antigos sejam capturados por afluentes de primeira ordem da margem norte da bacia do rio Lipa (59) (Anexo B), planos nos que dominam processos de solifluxão.

Trata-se de outra zona de concentração de sismos com magnitudes maiores que 4 Ms e profundidades menores de 40 km (Anexo D). No planalto deposicional inferior (vide 4.1.3.4, Figura 8), a planície aluvial do rio Arauca praticamente desaparece, entalhando em segmentos retilíneos W-E, e no trecho inferior o curso chega ser semi-anelar e curvo; essa feição na planície parece ter sido herdada do embasamento formado por rochas pré-cambrianas, paleozóicas e cretáceas, a exemplo da Altiplanície (“*Altillanura*”) e Amazônia próximas ao cráton. Segundo Behling & Hooghiemstra, 1998, os lagos desta zona são muito superficiais fato que pode estar refletindo o processo de soerguimento desse bloco com respeito ao bloco do rio Lipa (59), no bloco 4.1.3.2 (ver Figura 8 e Anexo D).

O Rio Lipa (59) (Anexo B) nasce no planalto deposicional médio (4.1.3.2, Figura 8), integra um padrão dendrítico e é afetado por uma importante atividade neotectônica, que está refletida nos seus afluentes de primeira ordem, na margem norte, onde se acham orientados na direção NW-SE em setores próximos à planície aluvial do rio Arauca (Anexo B). Essa área é formada por planícies aluviais de infiltração bastante lenta e fenômenos de solifluxão, que dificultam a construção de obras civis na região. Neste rio só se formam vales deposicionais quando a sua direção muda para SSE. O córrego que faz parte de seu nascimento, encontra-se atualmente conectado com o córrego Caranaí (69, Anexo B), por um “novo” trecho curvo presente no setor superior do bloco abatido (4.1.3.3 ; Figura 8). O percurso deste rio tem um forte controle estrutural, já que se adapta a uma curva para confluir com o rio Cravo Norte (56, Anexo B), e assim completar um dos semi-círculos internos da geometria estrutural desta bacia. O rio Sumuaquito (70, Anexo B) forma o limite leste desta bacia confinada, apresentando um traço bastante similar ao do rio Lipa (59).

O Rio Cuiloto (68, Anexo B) constitui a parte superior do eixo da bacia confinada entre o rio Sumuaquito (70) e o rio Casanare (55) (Anexo D), caracteriza-se por apresentar muitos trechos meandantes alternados com trechos retilíneos, e possui controle angular e com meandros comprimidos. A sua corrente em geral se adapta com o traço reto e com quebras angulares no setor inferior. Os diversos

afluentes de ambas margens fazem um quebra retangular para confluir em seu curso, terminando por configurar os círculos internos e menores da grande bacia confinada.

O Rio Ele (58, Anexo B) também apresenta traçado meandrante com forte controle estrutural manifestado nos trechos angulares e na deflexão de seu afluente.

O Rio Cravo Norte (56, Anexo B) apresenta vale estreito e curso retilíneo erosivo e ao atravessar o planalto estrutural (4.1.3.1. , Figura 8) muda seu caráter para deposicional e mais amplo, com um traçado meandreante com controle estrutural definindo uma curva. No seu baixo curso torna-se ligeiramente meandrante, com meandros retangulares.

O Rio Casanare (55, Anexo B) passa de retilíneo nos planaltos estruturais (4.1.3.1. , Figura 8) para meandrante com trechos controlados por lineamentos no planalto deposicional intermediário (4.1.3.2. , Figura 8), ou o tamanho dos meandros diminui ao alcançar o bloco abatido (4.1.3.3 , Figura 8).

O Rio Ariporo (54, Anexo B) e o seu afluente, o rio Chire (71) (71, Anexo B), apresentam traçado retilíneo erosivo a meandrante com forte controle estrutural e ambos correntes têm alta energia, pois anteriormente seus fluxos tinham direção W-E e recentemente foram modificados, com o rio Ariporo (54) tendo sido capturado por uma descontinuidade de direção NE-SW (Anexo D). Desse modo, ambas drenagens confluem e prosseguem com traço retilíneo a meandrante e controle retangular e localmente curvos. O baixo curso está controlado pela disposição dos corpos de dunas (unidade BO1, Anexo C).

O baixo curso do rio Meta neste setor muda da direção SW-NE para W-E e continua com traçado linear localmente meandrante, num vale relativamente estreito e confinado entre duas escarpas baixas (Figura 7).

Entre os rios Arauca e Meta, em território venezuelano, estão os rios Cinaruco (63), Capanaparo e Gunaviche com traço retilíneo a meandrante no alto curso, com controle retangular nos cursos médio e baixo (Figura 5). Em conjunto, descrevem um semicírculo no bloco confinado nos limites com o cráton Guaianês.

### 4.1.3. Sistema de Relevo

Este compartimento está compreendido entre duas falhas transcorrentes destrais paralelas, ao longo das quais encaixam-se os rios Sorver (Venezuela) e Ariporo (54)-Meta (Colômbia), figuras 5 e 8. Em termos tectônicos, existem dois domínios: um no setor oeste, desde o piemonte até o rio Sumuaquito (70), compreendendo os blocos do planalto estrutural (4.1.3.1, Figura 8), planalto deposicional intermediário (4.1.3.2, Figura 8) e o bloco abatido (4.1.3.3, Figura 8); e o outro estende-se desde o rio Sumuaquito (70) até o rio Orinoco, com influência das estruturas do cráton, abrangendo o planalto deposicional inferior e a depressão aluvial do rio Orinoco (blocos 4.1.3.4. e 4.1.3.5. Figura 8). Assim, no interior deste compartimento, alternam-se blocos soerguidos e abatidos de direção W-E, separados por escarpas ou rampas de pouco desnível, com direções aproximadas NE-SW (Anexo D). Tais blocos correspondem ao Planalto Estrutural Superior de Arauca, Planalto Depositional Intermediário de Arauca; Planalto Depositional Intermediário do Norte de Casanare; Bloco Tectonicamente Abatido de Arauca; Planalto Depositional Inferior de Arauca; e Depressão Tectono-Aluvial do Rio Orinoco.

#### 4.1.3.1. Planalto Estrutural Superior de Arauca

O Planalto Estrutural Superior de Arauca abrange a grande paisagem do Piemonte Tectonizado (T, Anexo A), que corresponde a uma faixa de relevo estrutural-deposicional representado por vários níveis de Altiplanos Estruturais desde o Plio-Pleistoceno até o Holoceno (paisagem TA, Anexo C), com altitudes entre 650-300 m. Essa faixa é paralela ao eixo da cordilheira, com direção geral NNE-SSW, mas adjacente a fronteira com Venezuela, devido à presença de uma falha transcorrente sinistral de direção WNW-ESSE, o orógeno adquire direção NNW-SSE (Figuras 5 e 8, Anexo D). Outra transcorrência na altura do rio Arauca (Figura 8) constitui o limite norte da estrutura de maior inversão que é a Cordilheira Oriental, ou seja, na Serra Nevada do Cocuy, onde os pulsos de soerguimento-erosão geraram grandes quantidades de material para a formação dos antigos leques coalescentes (paisagem

TA1, Anexo C), que mais tarde foram soerguidos e basculados pela atividade neotectônica no sistema de falhas frontais resultando em desnivelamentos a partir do Plio-Pleistoceno (Figuras 11a e 11b). No Holoceno aconteceu nova acumulação de depósitos que, devido à sua alta intensidade, não permitiu a formação de terraços mais novos (no Piemonte Depositional, PD, Anexo A). Nesta área, os altos cursos dos rios Sarare (Venezuela), Arauca, Cravo Norte (56), Casanare (55), Chire (71) e Ariporo (54) ver Anexo B) mudam o declive, passando de alto nas montanhas a moderado e baixo no piemonte e dissecam vales estreitos e erosivos com traçados retilíneos e localmente com controle angular, nas montanhas. Na quebra do declive tendem a se juntar para gerar vales mais amplos dissecados por rios retilíneos e meandantes com trechos retilíneos e angulares, com controle estrutural e contínuo de caráter erosivo. Essas correntes contornam a cordilheira, passando de W-E (Venezuela), para SSW-NNE (rios Cobaria, Bojada e San Miguel afluentes do rio Bonadia (60) etc) até W-E (entre Ele (58), Cravo Norte (56) e Ariporo (54), Anexo B), figura 5. Nessa transição de norte a sul domina o padrão de drenagem paralelo entre os rios Sarare e Arauca, com alguns trechos retos e dendrítico com enclave anelar, entre os rios Lipa (59) -Sumuaquito (70) e Casanare (55) (Anexo B). Entre os trames altos dos rios Casanare (55) e Ariporo (54) os padrões da drenagem são dendrítico e subdendrítico, com influência retangular, angular e treliça. Esses padrões são impostos por um complexo de estruturas de cavalgamento e direcionais. No setor sul, entre os rios Casanare (55) e Ariporo (54), o relevo do piemonte (grande paisagem TM, Anexo A) muda, tornando-se mais complexo, com seqüências sedimentares finas do Terciário, diferentes níveis de Altiplanos Estruturais e leques, leques-terraços plio-pleistocênicos ( da grande paisagem TA, Anexo A) e terraços de origem colúvio-aluvial do Quaternário (do Piemonte Depositional, PD, Anexo A), cuja disposição de antigos leques coalescentes, atualmente dissecados em terraços, é considerada no contexto do Planalto Depositional Superior (Figura 8), que será descrito no próximo compartimento. Esta complexidade deve-se ao sistema de falhas frontais nesta zona, que tem um grau de inversão maior que da zona norte, onde parece estar soterrada pelos leques e altiplanos (Anexo D), onde a taxa de deposição foi maior.

Os diferentes níveis de mesas, cuestras, leques e leques-terraços que fazem parte dessas paisagens são formados por depósitos de blocos e seixos subangulosos a subaredondados, canto-suportados e com matriz areno-siltosa, cobertos por areias eólicas. Tais depósitos foram acumulados sobre as formações Necesidad, Guayabo do Neógeno e suas equivalentes na estratigrafia Venezuelana, que chegam a aflorar nas rampas dos altiplanos e nas mesas mais altas e erosivas. As superfícies desses relevos representam um planalto estrutural dentro das paisagens de maior altitude, como são as paisagens TA1, TA3 e TA5 (Anexo C) e evoluíram, de acordo com sua posição para os solos, a pois do soerguimento por movimentos neotectônicos (Plio-Pleistoceno) no frente de cavalgamento de Guaicaramo e falhas transcorrentes associadas, apresentados na Tabela 1.

Os topos estáveis refletem a influência eólica que dominou mais a oeste durante o Holoceno, desenvolvendo-se os solos psamments. Em outros setores, onde não ocorre esta cobertura e os topos são mais altos e estáveis, existem solos bastante evoluídos (udox) e formados provavelmente desde o Plioceno; os oxissolos presentes no piemonte e na zona alta da Orinoquia deposicional e inundável podem ser o resultado da erosão e deposição de amplas coberturas que existiam desde o Cretáceo ou Terciário Inferior e que vinham desde a cordilheira Central e estendiam-se ate o escudo, inclusive erosão que teve origem durante o soerguimento da cordilheira Oriental aportando parte dos sedimentos oxídicos de ampla distribuição e ficaram como superfícies remanentes formadas e estabilizadas desde o Terciário que no Quaternário sofreram rupturas e levantamentos ate dobras suaves. Em topos provavelmente mais novos e menos estáveis encontram-se solos muito a moderadamente evoluídos (udults).

Por decapitação de solos mais antigos e renovação nessas posições, por exemplo com aportes de materiais detriticos sobre horizontes B ou C, pode-se encontrar solos relativamente recentes (epts).

Tabela 1: Solos dos Altiplanos mais altos do Planalto Estrutural Superior de Arauca

Topos Estáveis	Topos Plano-Côncavos	Rampas	Glacis
Typic Tropopsamment	Aquic Paleudults	Typic Troorthents	Oxic Dystropepts
Typic Quartzipsamments		Lithic Udorthents	Udic Dystropepts
Typic Paleudults		Lithic Haporthents	Typic Kandiodults
Typic Hapludults			Typic Eutropepts
Typic Kandiodox			
Oxic Dystropepts			

Os topos plano-côncavos são posições localizadas, geradas por microblocos abatidos em novas posições relativas aos blocos mais soerguidos pela tectônica compressiva, nessas morfologias solos maduros com uma incidência de infiltração lenta por longo tempo produz características aquíacas (aquic). As rampas só podem sustentar solos pouco desenvolvidos e que estão continuamente sendo renovados (ents), onde afloram sedimentos e depósitos pedregosos do Neógeno-Pleistoceno.

Em posições de sopé de rampa e glacis predominam solos recentes moderadamente evoluídos (epts), ocasionalmente com boa fertilidade (eutropepts). Quando a erosão é forte solos maduros (ults) podem ser exumados, resultando no desenvolvimento de solos novos (epts a ults) sobre superfícies mais antigas (Neógeno?), tendo em conta que os ultisolos podem ser formados durante o Pleistoceno – Holoceno; dependendo do tamanho do horizonte argílico (Bt).

A instabilidade tectônica que dominou nessas paisagens não permitiu a formação e preservação abundante dos solos mais velhos (Oxisolos), embora o tempo tenha sido suficiente para sua formação, pode acontecer desde antes do Pleistoceno Inferior – Médio (prof. Jairo Jiménez Rueda, informação verbal).

Nos níveis topográficos mais baixos, formados por leques-terraços aluviais do Pleistoceno-Holoceno (TA2, TA4 ) e com menor grau de neotectonismo, ocorrem depósitos de conglomerados, seixos, areias e siltes, desde canto-suportados até matriz-suportados; apresentando os seguintes solos

Tabela 2: Solos dos Altiplanos baixos e Leques do Planalto Estrutural Superior de Arauca.

(continua)

Apice e Corpo		Interpretação
Topo	Typic Paleudults	Posição devida à erosão da cobertura superficial resultando na exumação de solos evoluídos a moderadamente evoluídos
	Typic Hapludults	
	Typic Quartzipsamments	Acumulação eólica em antigos topos plano-concâvos
	Typic Ustorthents	Superfícies onde afloram depósitos pedregosos ou canto-suportados do Quaternário
	Typic Troorthents	
	Typic Hapludox	Representam as posições mais estáveis que conservam os solos mais antigos.
	Inceptic Hapludox	
Ombro	Typic Kandiodults	Zona erodida com exposição de solo evoluído
	Oxic Dystropepts	Solo recente que começa a envelhecer
Rampa	Lithic Troorthents	Setor com forte declive onde ficam expostas rochas sedimentares terciárias e depósitos com alta porcentagem de clastos, quaternários.
	Typic Troorthents	

Tabela 2		(conclusão)
Base		Interpretação
Topo	Oxic Dystropepts	Pode corresponder a retrabalhamento de solos mais antigos, sobre o que se formou
	Typic Kandudults	Posições em que afloram solos evoluídos a moderadamente evoluídos; em superfícies remanentes ou blocos abatidos de planos antigos por uma tectônica compressiva.
	Typic Hapludults	
	Typic Paleudults	
	Kanhaplic	
Hapludults		
Zona de Transição a Terraços	Ustic Dystropepts	Posições em que se formam solos recentes com diversos graus de evolução. Seja por retrabalhamento de solos antigos, seja por recepção de sedimentos novos.
	Typic Dystropepts	
	Oxic Dystropepts	
Depressão e Vales	Aeric Fluvaquents	Solos novos formados no leito maior e em posições plano-côncavas, onde o continuo alagamento da zona imprime condições aquícas na evolução dos solos .
	Typic Endoaquents	
	Typic Troporthents	
	Fluventic Dystropepts	Solos recentes formados em terraços baixos
	Typic Dystropepts	Solos que ocupam qualquer posição
	Ultic Dystropepts	Solos mais evoluídos e portanto ocupando os terraços mais altos.
	Typic Tropopsamments	Posições onde a coberta eólica não foi lavada
	Aquic Paleudults *	

(\*) Solos evoluídos em condições bem drenadas e méios úmidos - temperados a tropicais subúmidos e que na atualidade poderam sofrer abatimentos e mudanças na posição do relevo ou por erosão ocupar setores estáveis sem aporte de sedimentos, nem forte erosão recente que em condições encharcadas, desenvolvem nesses solos maduros um regime aquíco.

#### 4.1.3.2 Planalto Depositional Intermediário

##### 4.1.3.2.1 Planalto Depositional Intermediário de Arauca

No Planalto Depositional Intermediário de Arauca começam as Planícies Baixas Inundáveis da Orinoquia (subprovíncia fisiográfica B, Anexo D e Anexo A) com Terraços Altos e Leitões Maiores de infiltração rápida (incluídos dentro da paisagem BI4, Anexo C), constituindo uma planície alta entre as cotas 300-200m, que se encontra suavemente inclinada ( $1^{\circ}$  à  $3^{\circ}$ ) para leste, alcançando extensões entre 30 e 75 km. Nessa região predominam topos planos e plano-convexos e o mapeamento da rede de drenagem é dificultado pela densa cobertura florestal, de tal modo que a densidade de drenagem é baixa e o espaçamento entre os seus elementos é alta, resultando em um padrão dendrítico na zona superior, com um enclave anelar caracterizado por trechos curvos nas bordas e retilíneos no centro. Outra anomalia é a deflexão de vários rios que têm direção geral W-E (entre os rios Lipa (59) e Cravo Norte (56), Anexos B e D).

Essa região foi continuamente soerguida, provavelmente desde o Neógeno, constituindo-se num planalto formado pela sucessão de depósitos de sedimentos finos acumulados em ambiente transicional contemporâneo às últimas regressões marinhas. Em direção ao lago de Maracaibo são correlacionáveis à Formação Leon, que se acha parcialmente coberta por outros sedimentos finos provenientes da Cordilheira Central e do cráton. Durante o Quaternário, com a orogenia Andina, o levantamento da Cordilheira Oriental originou conglomerados clasto-suportados, na base do perfil, a matriz-suportados, no topo, comparáveis com os da Formação Guayabo, sobre os quais foram modelados os atuais terraços de topos plano-convexos, depressões e vales. A partir dessas superfícies que formam um alto topográfico e estrutural, começaram a evoluir os solos mais antigos da região, enquanto nas depressões e vales foram transportados e acumulados materiais provenientes da erosão do relevo montanhoso da cordilheira e dos altiplanos e leques do bloco 4.1.3.1 (da grande paisagem TA, Anexo D e Anexo A). O fato de se conservar como um planalto também é evidenciado pela presença dos solos bastante

evoluídos e de uma cobertura florestal bem desenvolvida, sustentada por solos férteis, conforme mostrado na Tabela 3.

Tabela 3. Solos de terraços altos e leitos maiores no Planalto Depositional Intermediário de Arauca

Topos Plano-Convexos	Interpretação
TYpic Dystropepts	Solos recentes, com infiltração rápida, de ampla distribuição
Ustic Dystropepts	
TYpic Quartzipsamments	Paleodepressões com acúmulo de areias eólicas, que por forte erosão ocupa novas geoformas
TYpic Tropopsamments	
TYpic Hapludox (*)	Solos bastante evoluídos ocupando topos altos erodidos e relativamente contínuos
TYpic Haplustox (*)	
TYpic Kandiudults	Solos moderadamente evoluídos também em posições altas.
TYpic Kandiustults	
Superfícies Plano-Côncavas e Vales	
Aeric Fluvaquents	Solos novos em antigos canais de correntes e atuais leitos maiores com infiltração rápida
Aeric Tropic Fluvaquents	
TYpic Tropofluvents	

(\*) Já que este planalto foi afetado por soerguimentos mais leves que o anterior planalto, mas dentro do mesmo processo tectônico compressivo, esses solos mais antigos (oxisolos) diferenciam-se por ser mais contínuos abrangendo assim áreas maiores do presente bloco.

Em direção a nordeste prossegue um degrau baixo sob a forma de uma depressão plano-côncava (correspondente à paisagem BI5, Anexo C), estreita (10-30km) e a uma altitude de até 180m. Parece corresponder a um antigo canal do rio Arauca isolado por eventos neotectônicos, que respondem por falhas transcorrentes ou inversas de direção NE-SW, possivelmente herdadas do Cretáceo. Atualmente domina um padrão anastomosado, que é o setor de nascimento dos rios Lipa (59),

Negro (65) e Cinaruco (63), ver Anexo B. A passagem dessa depressão para a unidade contígua em direção a leste, ainda mais abatida; é marcada por anomalias na rede de drenagem, tais como: convergência e afastamento dos rios Arauca e Lipa (59); e deflexão dos rios Ele (58) e Guaica (72), assim como de outros rios menores (Anexos B e D). Aqui os depósitos superficiais correspondem a ambientes de pouca energia, com deposição de areias, siltes e argilas, sobre as quais geraram-se os seguintes solos .

Tabela 4: Solos da depressão plano-côncava do Planalto Depositional Intermediário de Arauca.

Superfície Plano-Côncava	
Solos	Plinthic Umbraquults, Typic Endoaquults, Typic Plintaquults
<p>Interpretação: Quando esta região fazia parte dum paleo-plano anterior ao Quaternário, desenvolveu solos maduros que involucraram a formação de horizontes com plintita e até petroplintita; em certos casos associados com horizontes argílicos (Bt) que logo os processos neotectônicos da região abateram este bloco, facilitando a captura, desvio e incursão dum braço ou do rio Arauca, gerando o alagamento permanente da nova depressão durante um tempo suficiente como para imprimir características aquicas nos solos.</p> <p>A formação de solos melânicos (umbric) atinge idades entre 10000 e 1000 A,P; dados que comprovam os recentes movimentos acontecidos nesta região.</p>	

#### 4.1.3.2.2 Planalto Depositional Intermediário do Norte de Casanare.

O Planalto Depositional Intermediário do Norte de Casanare (Figura 8) é a continuação do Planalto de Arauca, entre os rios San Ignacio (73) - Casanare (55) e Ariporo (54), ocupa uma área de 750 km por 400 km e é caracterizado por vários níveis de terraços com diferentes tipos de infiltração, desde rápida (na paisagem de terraços altos e médios, BI1, Anexo C) até lenta (na paisagem de terraços baixos e leitos maiores, BI2, Anexo C), e outros que chegam a ser inundáveis (na paisagem de leitos maiores e menores, BI3, Anexo C) com moderada a ligeira influência eólica. Em conjunto, estão rodeados por escarpas e rampas em direção aos rios San Ignacio e

Ariporo (54). Esses terraços fazem parte de várias superfícies com diferentes declives, refletidas por drenagens de primeira ordem que nascem nessa região. Assim, os afluentes subparalelos da margem norte do rio Casanare (55) são curtos num declive maior e tem direção NW-SE, enquanto na margem sul as drenagens são longas, o declive é menor e a direção é SW-NE a W-E, com as drenagens paralelas tendo controle angular representado por arcos e curvas anômalas alinhadas; a partir dessas quebras nascem outras drenagens de primeira ordem (Anexos B e D). Os rios principais que dissecam esta planície têm traçado meandrante, com trechos retilíneos e angulares (Casanare (55)), enquanto outros permanecem retilíneos (Ariporo (54)); esses rios possuem vales mais amplos que no relevo montanhoso, apresentam influência estrutural refletida em trechos de grandes curvaturas, retilíneos ou com meandros angulosos, mantendo a direção geral W-E (Anexos B e D).

Em termos gerais, todo este alto topográfico (4.1.3.2.1, Figura 8) alcança a maior extensão do piemonte, está limitado por escarpas e deve ter experimentado deslocamento induzido pelas transcorrências destrais que controlam os rios Arauca e Ariporo (54) (Figuras 8 e 9a, Anexo D).

Contém depósitos fluviais que vão desde clasto-suportados até matriz-suportados; formados por seixos, areias, siltes e argilas. De acordo com a idade, morfologia, tipo de infiltração e grau de influência eólica, cada unidade apresenta os tipos de solos identificados na Tabela 5.

#### 4.1.3.3. Bloco Tectonicamente Abatido de Arauca

O Bloco Tectonicamente Abatido de Arauca compreende terraços médios e baixos com disposição complexa e rios pequenos e grandes registrando os maiores transbordamentos ativos da Planície Aluvial Inundável. Trata-se de uma área com diversos graus de influência eólica, desde baixo nas unidades localizadas no setor superior a médio da bacia, até alto nos setores mais baixos; onde a distribuição dos depósitos é caótica, e pela mesma disposição dos diversos fragmentos de terraços devido aos movimentos neotectônicos (correspondente com a grande paisagem BI, Anexo D e Anexo A). Esses depósitos variam desde clasto-suportados até matriz-

suportados por materiais finos a grossos. Tal diversidade de materiais e idades de sedimentação é refletida na composição dos solos (ver Tabelas 5 e 6). As outras unidades estão cobertas por uma planície eólica descontínua (incluídas dentro da grande paisagem BO, Anexo D, Anexo C) no setor inferior da bacia, entre rios paralelos e com pouco declive. A exemplo dos terraços e leitos aluviais da grande paisagem BI, cada uma das unidades BO foi separada segundo sua altura relativa, condição de infiltração e tipo de dinâmica fluvial, em: Campos de Dunas Longitudinais (Médanos) (BO1); Mantos Eólicos Contínuos sobre Diques e Basines (BO2); e Mantos Eólicos Descontínuos sobre Vegas, Diques e Basines (Anexo C); paisagens constituídas por sedimentos médios a finos (areias, siltes e argilas) cobertos por camadas de areias médias a finas (loes).

Nessa área dominam solos pouco evoluídos, como: Entisolos, Inceptisolos e baixa porcentagem de ultisolos pouco desenvolvidos, (ver Tabela 7)

O bloco abatido compreende as bacias dos rios Lipa (59), Ele (58), Cuiloto (68), San Ignacio (73), Cravo Norte (56) e Casanare (55), que em conjunto formam uma enorme bacia dendrítica, confinada entre os rios Sumuaquito (70) e Casanare (55), ver Anexo B, que também é assimétrica por apresentar a margem norte com um declive maior e padrão dendrítico com direção NW-SE, enquanto a margem sul tem menor declive e o padrão definido pelos rios de primeira ordem é subparalelo e sentido NE, com as correntes de primeira ordem mostrando marcado controle retangular e localmente treliça (Anexo B). Identifica-se as seguintes anomalias: enclave anelar-paralelo, afluentes retilíneos e trechos curvos com forte controle estrutural, capturas de algumas drenagens nas cabeceiras da margem norte, próximas ao rio Orinoco, curvas e giros anômalos. Esse bloco, atualmente, está experimentando processo de subsidência, demonstrado pela morfometria de seus componentes, captura de correntes menores do rio Arauca pelos rios que formam esta bacia e acúmulo no setor inferior de mantos e dunas eólicas, indicando abatimento desde o Pleistoceno (grande paisagem BO, Anexo D e Anexo D). O setor leste também está limitado por discretas rampas com direção NE-SW que formam dois patamares mais altos (Anexo D).

Tabela 5: Solos de terraços e leitos aluviais do Planalto Depositional Intermediário.

Plano – Convexo	Terraços Altos a Médios (BI1)	Terraços Baixos (BI2)	Leitos Maiores e Menores (BI3)
	Typic Paleudults	Typic Paleudults	Typic Dystropepts
	Typic Hapludults	Kanhaplic Hapludults	Oxic Dystropepts
	Typic Kandiuults	Kanhaplic Haplustults	Fluventic Dystropepts
	Typic Dystropepts	Typic Ustipsamments	Typic Quartzipsamments
	Oxic Dystropepts	Typic Dystropeps	Ustic Quartzipsamments
	Ultic Dystropepts	Oxic Dystropepts	Typic Hapludults
	Typic Melanudans	Aeric Kandiuults	Typic Haplustults
	Typic Hapludalfs	Aeric Kandiuults	Typic Kanhaplustults
	Typic Ustipsamments	Typic Kandiuults	Typic Kanhapludults
	Typic Tropopsamments	Typic Kandiuults	Typic Ustorthents
	Typic Troporthents	Sapric Tropohemists	Typic Troporthents
	Typic Ustorthents	Typic Ustorthents	Typic Tropopsamments
		Typic Troporthents	
Plano- Côncavo E Vales	Typic Tropaquepts	Typic Umbraquults	Typic Tropaquepts
	Aeric Tropaquepts	Typic Plintaquults	Plinthic Tropaquepts
	Fluventic Dystropepts	Typic Tropaquepts	Typic Endoaquents
	Typic Paleaquults	Plinthic Tropaquepts	Typic Fluvaquents
	Oxicaquic Tropopsamments	Aeric Tropaquepts	Typic Tropofluvents
	Fluventic Eutropepts	Typic Paleaquults	Typic Paleaquults
	Typic Endoaquults	Typic Endoaquults	Typic Endoaquults
	Aeric Endoaquults	Umbraqueptic Endoaquents	Aeric Endoaquults
		Typic Tropofluvents	Oxicaquic Tropopsamments
	Typic Fluvaquents		

Na região sul, entre os rios Casanare (55) e Ariporo (54), continua formando bacias confinadas com o rio Meta, mas não estão mais influenciadas pelo encaixe anelar e sim por traços retilíneos das transcorrências E-W (Figura 8 e Anexo D). Este plano inferior está constituído por paisagens de planície aluvial que, por ser uma depressão, apresenta uma importante influência eólica, com mantos e dunas eólicas (BO1 e BO2), ver Tabela 6.

#### 4.1.3.4. Plano Depositional Inferior de Arauca

O Plano Depositional Inferior de Arauca é um bloco localmente alto (130-120 m), bordejado por escarpas ou rampas com pouco desnível, paralelas aos rios Lipa (59) e Meta (Figura 8 e Anexo D). Esta superfície se estende a leste do rio Lipa (59) e a sul do rios Arauca, Sumuaquito (70) e Cinaruco (63), ver Anexo B; em direção ao rio Orinoco com suave declive ( $0^{\circ}$ - $2^{\circ}$ ), até o meridiano  $69^{\circ}$ W, onde os rios mudam seu traçado retilíneo e padrão paralelo, pois passam a ser controlados por um encaixe semianelar (Anexo B). A superfície é constituída por planícies aluviais cobertas por planícies eólicas bem desenvolvidas (correspondente com a paisagem BO4, Anexo C), e as paisagens atuais refletem que as planícies cobertas apresentaram um sistema de drenagem pouco ativo, onde os leitos das correntes estavam bem definidos e separados por interflúvios amplos e quase planos. Tais características assemelham-se com as da paisagem da Altiplanície ("*Altillanura*"), mas com menor altitude.

Esta região tem forte influência eólica e vem sendo retrabalhada por drenagens com leitos bem definidos, que nascem neste bloco e compõem um padrão subparalelo, com as drenagens de primeira ordem sob forte controle retangular. Os registros que se tem dos solos desse planalto estrutural são muito poucos, tendo sido relatado o solo Plinthic Umbraquults, descrito numa depressão que por muito tempo correspondeu a um vale ou lago. Trata-se de um solo que já foi laterizado – latossolizado, também foi erosionado – truncado e só restou o horizonte com plintita (Plíntico); os sedimentos novamente acumulados sobre este horizonte podem estar sofrendo uma pedogéneses recente (durante o Pleistoceno – Holoceno), responsável

da formação do horizonte argílico (Bt); inicialmente baixo um ambiente sazonal forte e posteriormente, entre 1200 – 3000 AP, acontece um resfriamento do clima da região a temperado – frio e chuvoso registrado no horizonte Úmbrico.

#### 4.1.3.5. Depressão Tectono-Aluvial do Rio Orinoco

A Depressão Tectono-Aluvial do Rio Orinoco corresponde a uma bacia confinada por controle tectônico com importante dinâmica aluvial, localizada no médio curso do rio Orinoco, a norte do rio Meta na Venezuela, onde este apresenta direção NNE-SSW até virar para a direção W-E (Figura 6). Tais superfícies têm altitudes entre 80-100m, são dissecadas por uma rede da drenagem paralela com encrave semi-circular nas áreas situadas antes da confluência dos rios com o rio Orinoco, onde chegam a se formar depressões inundadas. As drenagens periféricas do semi-circulo são retilíneas enquanto as centrais têm freqüentes meandros com controle retangular, e alguns desses ângulos podem estar controlados pela disposição das dunas. As drenagens de primeira ordem chegam a ser subparalelas, confluindo em ângulo quase reto. A constituição relaciona-se a planícies eólicas descontínuas acumuladas sobre antigas planícies aluviais, que parecem corresponder a degraus menores do Altiplanície (“*Altillanura*”) colombiana; estas deposições eólicas tem a ver com um único processo deposicional e que posteriormente foi falhado ocasionando os degraus em que hoje se encontram estos depósitos de Médanos (IGAC, 1999); relacionada com uma distribuição mais recente, quase atual. Na margem norte, em direção ao rio Meta, forma-se uma escarpa que começa a descer em direção a norte até alcançar às planícies fortemente inundadas. Assim, os terraços que ocupam os atuais interflúvios estão dispostos em degraus que descem com respeito ao centro da bacia, cujo eixo coincide com o traço da falha transcorrente Arauca (Figura 8), que nesta área controla o traço do rio Capanaparo (Venezuela); a área axial do confinamento permanece encharcada (Figura 5). Como acontece na Colômbia, a acumulação das dunas está controlada pela microtopografia (Figura 9a), com os depósitos influenciando localmente no traçado da rede de drenagem (padrão colinear, ver Anexo B) correspondente com a grande paisagem BO (Anexo A).

#### 4.1.4. Estruturas

A área compreendida entre os rios Arauca-Casanare (55) e Casanare (55)-Ariporo (54)-Meta pode ser subdividida em blocos soerguidos e abatidos com direção W-E, cujos limites são quase paralelos a frente de inversão (Figura 8 e Anexo D). Esse arranjo estrutural provavelmente está relacionado com a propagação para leste do sistema de inversão frontal e/ou com a reativação de descontinuidades herdadas do embasamento (Figura 9a e Anexo D).

Os limites deste compartimento são definidos pelas falhas transcorrentes destrais W-E, que controlam os cursos dos rios Sorare, Arauca, Casanare (55) e Ariporo (54)- Meta (Anexos B e D), com destaque para as seguintes: na região norte compõem as falhas que os traços dos rios Sarare e Apure (Venezuela, Figura 5); na região oeste as falhas coincidem com o deslocamento do ramo da Cordilheira Oriental nos Andes de Merida na Venezuela; na região centro-norte, a falha que controla o rio Arauca desloca os Andes Orientais na fronteira Colombo-Venezuelana, correspondendo ao limite entre os blocos Perijá-Merida e Orinoco (Figura 5); na região leste constitui o eixo da bacia confinada com enclave aparentemente anelar do Orinoco Médio; na região sul as falhas controlam o rio Ariporo (54), definindo o limite entre segmentos da cordilheira dentro da paleo-bacia El Tablazo, maior paleo-depocentro que corresponde-se com o atual maior relevo da cordilheira Oriental, com diferente estilo geométrico no flanco leste (Figuras 5 e 8). Assim, na parte norte os lineamentos de drenagem têm orientação W-E, enquanto na parte sul apresentam direção NW-SE, inclusive no flanco leste da cordilheira Oriental. Esses lineamentos, que correspondem a falhas transcorrentes, podem estar relacionados com a colisão do bloco Panamá com os Andes Setentrionais (Figuras 6b, 6c e 11b), desde o Mioceno Superior até o presente, que nas montanhas do Caribe, na Venezuela, expressa-se através do sistema de falhas transcorrentes de Boconó-El Pilar.

Com base na natureza das estruturas, identificou-se dois domínios neste compartimento (Figuras 8, 9a e Anexo D).

O domínio oeste, entre o piemonte e o rio Sumuaquito (70), corresponde a uma área bastante complexa e ativa, a nível tectônico e sismo-tectônico (IGAC, 1998), por se encontrar associada com vários sistemas de falhas que definem a atual frente de inversão de Guaicaramo. Esse sistema tem direção N-S e apresenta inversão maior no setor sul, entre os rios Casanare (55) e Ariporo (54), onde o planalto estrutural possui uma superfície marcada por sedimentos do Terciário, mas no setor norte do rio Cravo Norte 56 aparece coberta por antigos leques, que fazem parte da grande paisagem, TA (Anexo C) e talvez deslocada pelo segundo sistema de falhas que corresponde a uma falha direcional sinistral de direção WNW-ESE, responsável pelo encurvamento da Cordilheira Oriental nesse setor (Figura 5). Esse cenário está relacionado com movimentação submeridiana que provavelmente teve taxas de movimentação irregulares ao longo da falha de Guaicaramo, pois verifica-se a existência de paleo-blocos elevados alternados com paleo-baixos estruturais indicados pela variação na profundidade do embasamento. Um bom exemplo é o arco de Arauca com paleo-altos e bacias confinadas.

No domínio oeste, na bacia confinada entre os rios Casanare (55) e Sumuaquito (70), dominam falhas transcorrentes que se estendem ao longo do rio Cuioloto e do baixo curso do Cravo Norte (56) que representam o eixo desta bacia (Anexo D). Além de ser uma estrutura confinada, apresenta um enclave anelar que pode representar reativação de falhas herdadas do embasamento. O outro sistema marca o limite do domínio leste, que está localizado nas planícies baixas inundáveis no setor oeste do rio Sumuaquito (70). Trata-se de uma falha normal com direção NNW-SSE inclinada para leste, que se estende desde a confluência dos rios Casanare (55) e Meta seguindo em direção a norte como uma escarpa voltada para leste paralela ao rio Sumuaquito (70), até o rio Arauca (Anexo D). O domínio tectônico leste vai até o rio Orinoco e seu desenvolvimento estrutural é muito mais simples pois está controlado apenas pelas estruturas herdadas do embasamento pré-câmbriano, representadas neste setor pela tendência semi-anelar; os traços curvos são feições características das margens do cráton (Figura 5). Um exemplo desse arranjo encontra-se na região leste do Altiplanície (*Altillanura*), também perto do rio Orinoco.

#### 4.1.5. Integração.

O Planalto Estrutural de Arauca e norte de Casanare engloba antigos leques soerguidos, basculados e dissecados, que foram transformados em vários níveis de mesas, cuestas e terraços atuais erodidos por correntes paralelas e retilíneas, com encraves anelares locais, dispostos em geometria convexo -côncavo - convexa no flanco leste dos Andes de Merida e da Cordilheira Oriental.

Esse cenário é produto dos movimentos compressivos contínuos desde o Plioceno até o Holoceno, ao longo da frente de inversão de Guaicaramo, cujo traço foi interrompido e deslocado, e seu movimento foi bloqueado neste compartimento pelas falhas direcionais destrais. As falhas mais a oeste estão cobertas por depósitos torrenciais, coluviais e fluviais do Plio-Quaternário. Na região sul, entre os rios Cravo Norte (56) e Chire (71), ver Anexo B, parece que a taxa de movimentação foi maior e, portanto, os leques imbricados perto do sistema de Guaicaramo levaram a superfície as seqüências terciárias (que fazem parte da paisagem TM3, Anexo C). Um dos pulsos compressivos mais importante desta falha gerou a erosão desse relevo junto com alguns planaltos da grande paisagem TA (Anexo C) e definiu a escarpa estrutural que separou essas unidades (TM3/TA) dos leques flúvio-coluviais e fluviais mais novos (atingidos pela grande paisagem PD, Anexo A). A razão para que este compartimento seja uma das áreas mais complexa e ativa neotectonicamente do piemonte dos Andes Orientais, parece ser a múltipla interação de diversos tipos de sistemas estruturais antigos, recentes e atuais.

O Planalto Depositional Intermediário de Arauca e Norte de Casanare formaram a zona proximal de leques coalescentes que foram continuamente soerguidos, levemente basculados e dissecados pelas correntes que desceram da cordilheira até resultar nos vários níveis de terraços cortados por leitos maiores e menores. Esta superfície se fraciona em sub-blocos separados por escarpas e vales com diferentes declives e com drenagens paralelas, com diversas anomalias estruturais, como: controle angular, giros anômalos, trechos semi-circulares-anelar, (Anexo B). Essas feições foram retrabalhadas e lavadas, em grande parte, pela rede

da drenagem, sugerindo uma importante dinâmica fluvial propiciada pelos movimentos neotectônicos. Esta faixa transicional entre o piemonte e as planícies mais baixas e inundáveis adapta-se às estruturas resultando em um bloco suavemente soerguido que está limitado a oeste, pela grande paisagem do piemonte deposicional (PD, Anexo A), e a leste pelas planícies baixas com cobertura eólica (BO, Anexo A) e por falhas com direção NNE-SSW quase verticais e de carácter inverso, formando leques imbricados projetados na região a leste da falha de Guaicaramo (Figuras 8 e 9a). Nessa área o traço leste é descontínuo e pouco evidente provavelmente devido aos deslocamentos associados ao sistema de falhas direcional dextral mais recente (Figura 8 e Anexo D). A disposição do planalto intermediário entre duas falhas inversas resultou no modelamento de uma superfície com baixo declive e levemente soerguida na região leste, que por sua vez define rampas que separam esta unidade da bacia confinada (Anexo D).

O Bloco Tectonicamente Abatido, compreendido entre os rios Sumuaquito (70) e Ariporo (54), facilitou a acumulação e a conservação das camadas de areia eólica sobre uma antiga planície flúvio-deltáica e flúvio-lacustre. Este bloco apresenta-se abatido porque acha-se limitado a oeste por uma falha inversa (projeção do sistema de Guaicaramo) que proporciona o afundamento suave do setor superior desta bacia, e a leste por uma falha normal com direção NNW-SSE que propicia o soerguimento da superfície a leste do rio Sumuaquito (70) e afunda levemente a região oeste. O eixo desta bacia parece ser a extensão para leste da falha direcional sinistral responsável pela virada da Cordilheira Oriental em direção a NNW (Anexo D). É provável que o abatimento do presente bloco seja o resultado da reativação desta descontinuidade e que a estrutura anelar tenha sido também herdada do substrato pela interação de múltiplas descontinuidades com diversas direções, ou esta estrutura é produto de novos sistemas formados durante o abatimento desta bacia.

O Plano Depositional Inferior de Arauca,  
Os setores norte e noroeste dos blocos conservam terraços altos bem drenados,

como redutos de antigas superfícies aluviais anteriores aos últimos movimentos de blocos.

## 4.2. COMPARTIMENTO 2

### 4.2.1. Aspectos gerais

No compartimento 2 dominam estruturas compressivas/ transpressivas orientadas nas direções NE-SW e ENE-WSW, compreende a área localizada entre os paralelos 3°N e 6° N (Figura 8), e reúne grande variedade de feições morfológicas, pois engloba quase toda a Orinoquia Colombiana, desde o Piemonte Tectonizado (subprovíncia fisiográfica T, Anexo D) e Depositional (subprovíncia D, Anexo D) da Cordilheira Oriental, passando pelas planícies baixas inundadas (subprovíncia B, Anexo D) e prosseguindo em direção a leste com as planícies altas não inundadas ou Altiplanície (“*Altillanura*”, subprovíncia A, Anexo A). Em direção a sul abarca as superfícies transicionais entre a Orinoquia-Amazônia e o Cráton, (incluídas na grande paisagem de associação de planícies, ES, Anexo A), e atravessando o rio Guaviare chega-se ao cráton Guaianês (representado pela província C, Anexo A). Na parte sudoeste sobressai-se a serra da Macarena (corresponde à província M, Anexo A).

Em termos gerais, este compartimento está dissecado por drenagens paralelas e com direção preferencial NW-SE nos piemontes e W-E nas planícies, e engloba vários blocos com características geológicas e geomorfológicas próprias, e limitados por escarpas dispostas na direção NE-SW e N-S (Figura 8). Esta área corresponde a uma antiga bacia sedimentar preenchida por sedimentos derivados de ambientes marinho raso e transicional com o escudo funcionando como área fonte até as proximidades do rio Orinoco, durante o Neógeno (Figuras 6b, 6c e 11).

A partir do soerguimento da Cordilheira Oriental (Neógeno Superior-Plioceno) mudou o sentido de transporte dos sedimentos, passando a ser de oeste para leste no Quaternário, com a sedimentação tornando-se basicamente continental e representada

por variados sistemas fluviais, tais como: torrenciais; flúvio-deltáicos, flúvio-coluviais, flúvio-lacustres e fluviais (Figura 10). Desse conjunto de processos sedimentares resultou uma espessa alternância de grandes leques coalescentes, dominando depósitos conglomeráticos (torrenciais e coluviais) nas proximidades do piemonte que passam gradativamente para depósitos de lamitos (lacustres) nas regiões central e distal leste, nas atuais planícies baixas e altas da Orinoquia. No Plioceno os eixos desses leques ainda alcançavam os arredores do rio Orinoco, mas no Pleistoceno a extensão da sedimentação começou a recuar, ficando cada vez mais restrita a área central; devido a mudanças no declive causadas por movimentos neotectônicos e também pelo aporte local maior de sedimentos do escudo. O transporte fluvial nesta área encerra-se no Pleistoceno Superior, como consequência do soerguimento das planícies a leste do rio Meta. Entre o Pleistoceno e o Holoceno a sedimentação ativa fica restrita a região noroeste do rio Meta, que corresponde a uma planície aluvial que foi coberta por uma planície eólica, posteriormente retrabalhada e parcialmente erodida pela dinâmica fluvial recente que apresenta uma importante influência neotectônica. A intensidade da atividade neotectônica e sismo-tectônica aumenta a medida que se aproxima à Cordilheira Oriental (Figura 10d e Anexo D).

#### **4.2.2. Drenagem**

As principais bacias hidrográficas que fazem parte deste compartimento são: na região norte comparece o rio Meta com os seus afluentes, no caso representados pelos rios Manacacias, Metica, Guatiquia (13), Humea (18), Upia (21), Tua (22), Cusiana (31), Charte (33), Cravo Sur (39), Guanapalo (47), Pauto (48) e Ariporo (54); na região central ocorre o rio Vichada e os seus afluentes, Muco, Planas e Tillava; e o rio Guayabero que recebe as águas dos rios Duda, Losada, Guejar e Ariari; na região sul domina o rio Guaviare que é formado a partir dos rios Guayabero, Jabón, Siare, Viare, Uva e Inirida. Todos os rios principais, juntamente com os rios Tomo, Tuparrito e Tuparro, são afluentes do baixo curso do rio Orinoco (Figuras 5 e 7).

Dentre as bacias hidrográficas, destacam-se:

#### 4.2.2.1. Os principais afluentes da bacia a noroeste do rio Meta.

Trata-se dos rios que cortam o piemonte e as planícies baixas inundadas da Orinoquia, e estão controlados pelo declive, estruturas e depósitos. Na área compreendida pelos rios Humadea (2), no sul, e Ariporo (54), no norte, as drenagens mudam gradualmente sua direção de W-E no sul, para NW-SE no centro até W-E no norte; esse arranjo acompanha a disposição das feições morfológicas entre o edifício cordilheirano e a borda noroeste do Cráton, correspondendo ao substrato do Altiplano (*"Altillanura"*, grande paisagem AE, Anexo A).

Na faixa montanhosa inferior do flanco leste da Cordilheira Oriental, os rios têm traçado retilíneo-erosivo, com o padrão dendritico retangular controlado pelas estruturas deste relevo. Alguns rios (Guatiquia (13), Guayuriba (9) e Humadea (2), etc) chegam a ter traçado localmente anastomosado quando alcançam o piemonte e em muitos casos ambos arranjos ultrapassam os Piemontes Tectonizado (subprovíncia fisiográfica T, Anexo D) e Depositional (subprovíncia fisiográfica P, Anexo D) até a parte superior das planícies baixas (da grande paisagem BI, Anexo D), com os rios Humadea (2), Guatiquia (13), Humea (18), Upia (21), Tua (22), Cusiana (31), Ariporo (54) e Casanare (55), que atingem os compartimentos 2 e 1 (Figura 8 e Anexo B). Tais drenagens parecem adaptadas aos traços das falhas transcorrentes destrais que controlam a segmentação do sistema frontal de cavalgamento (Anexo D). Em outras situações, quando estes rios atingem o piemonte deposicional (grande paisagem PD, Anexo D), mudam o seu traçado para meandrante (Cusiana (31), Cravo Sur (39) e outros rios menores), e localmente podem apresentar controle retangular (rios Tua (22) e Charte (33)), que continua sobre as planícies baixas inundáveis (da subprovíncia fisiográfica B, Anexo D). Porém, quando se aproximam dos terraços estruturais do rio Meta (grande paisagem PN, Anexo D), adquirem um maior controle retangular (entre os rios Guatiquia (13) e Cusiana (31)) ou apresentam trechos retilíneos e localmente retangulares antes de se juntarem ao rio Meta (entre os rios Cusiana (31) e Pauto (48)), onde estão associados com a disposição dos corpos de dunas. Os rios Humea (18), Upia (21), e Cusiana (31), quando atingem seu curso inferior, mudam para meandrante sinuoso que está associado com saltos estruturais em baixos topográficos (Anexo B). Um outro rio

que se apresenta meandrante muito sinuoso é o Pauto (48), que é influenciado pela atividade fluvial deste setor.

As formas anômalas registradas nesses rios são: controle angular e retangular, trechos curvos, meandros comprimidos e mudanças bruscas de traçado ao longo do seu curso.

#### 4.2.2.2. Principais afluentes da parte sudeste da bacia do rio Meta.

Esses rios dissecam as superfícies do Altiplano ("*Altillanura*") e os afluentes menores desta bacia se concentram nas escarpas norte e oeste destas planícies (Figs 5, 7 e Anexo A).

O rio Metica nasce na cordilheira e desce pelo planalto deposicional (da grande paisagem PD, Anexo A) com direção SE para ser capturado por uma descontinuidade com direção N-S que o leva até o rio Meta;. nesse trecho recebe os afluentes entre os rios Guaitiquia (13) e Humadea (2). Da região leste (bloco oeste do Altiplano, "*Altillanura*") recebe pequenos afluentes e seu traçado tem trechos retilíneos e outros meandrantés com controle angular.

O rio Manacacias (Figuras 5 e 7): nasce e morre no Altiplano ("*Altillanura*"), seus principais afluentes são os rios Santa Barbara, Melua e Yucao na margem oeste, os afluentes da margem leste são pequenas drenagens que dissecam superfícies onduladas da escarpa do bloco leste da Altiplanície ("*Altillanura*"). Ainda, apresenta traçado misto, sendo retilíneo no seu alto curso, com direção W-E, e tornando-se meandrante e localmente com controle estrutural; o seu percurso completo tem uma configuração semi-anelar que termina com direção S-N, onde apresenta traço linear influenciado por depósitos de dunas eólicas (Anexo A).

O rio Meta constitui o limite entre as planícies baixas inundáveis e as planícies altas não inundáveis Altiplanície ("*Altillanura*") da Orinoquia. Em todo seu percurso mostra forte controle estrutural, seu traço é basicamente retilíneo com certas quebras angulares, e seu alto curso tem direção W-E, mas adquire direção SW-NE na parte central e volta a ter direção W-E no seu baixo curso, até confluir no rio Orinoco.

#### 4.2.2.3. Outros afluentes do rio Orinoco

Os rios Tomo e Vichada são os principais afluentes do rio Orinoco, nascem nas planícies mais altas não inudáveis ou Altiplano ("*Altillanura*") e têm traços retilíneos, a exemplo dos rios Planas, Tillavá e Muco, que são afluentes do rio Vichada (Figuras 5 e 7). Os rios principais, nos seus cursos médio e baixo possuem traçado meandrante, e, a nível local, alguns meandros têm controle angular e em determinadas áreas o curso apresenta encaves semi-circulares, que corresponde a uma feição herdada do embasamento pré-cambriano. Os rios menores, Tuparro e Tuparrito, têm traçado mais retilíneo e também possui poucos meandros com controle angular e trechos semi-circulares (Anexo A).

#### 4.2.2.4. Principais afluentes da parte norte da bacia do rio Guaviare:

Os rios Guayabero e Duda são os principais afluentes da margem esquerda do rio Guaviare, drenam a parte oeste da serra Macarena, com direção N-S influenciada pelas estruturas regionais, e apresentam traçado linear-erosivo, mas na área do baixo curso tornam-se meandantes, pouco sinuosos, controle angular e uma importante dinâmica fluvial (Figuras 5 e 7). Essas características estão associadas com um declive moderado perto da Cordilheira e com movimentos neotectônicos de microblocos que respondem pelo desenvolvimento das serras baixas (serra de Chamusa) a oeste da serra Macarena. Na parte sul dessa serra o rio Guayabero passa de N-S para W-E e adquire traçado meandrante com controle retangular e com trechos retilíneos associados com afloramentos de rochas sedimentares paleozóicas; esse controle se repete na área antes da confluência entre os rios Guayabero e Guaviare, na serra Lindosa (Anexo A).

Os rios Ariari e Guejar também integram a bacia do rio Guaviare, têm direção NW-SE, possuem traço retilíneo no alto curso, controlados pelo forte declive, passando a meandrante pouco sinuoso e com um certo controle angular na área do baixo curso, quando entram no domínio do Altiplano ("*Altillanura*") e são capturados por um

lineamento E-W, no caso do rio Guejar, e NW-SE, no caso do rio Ariari (Figuras 5 e 7 e Anexo A). Desse modo, fluem para o rio Guaviare (Robertson, 1995). A amplitude das planícies aluviais deve-se aos antigos períodos mais úmidos que o atual, além da posição dos cursos adjacentes às margens leste e norte do Altiplano (“*Altillanura*”) que foram deslocados gradualmente nestas direções em função do basculamento de blocos em direção a norte.

O rio Guaviare se forma a partir da confluência dos rios Ariari e Guayabero (Figuras 5 e 7), apresenta traçado tipicamente meandrante com alguns meandros com controle angular, também sobre rochas do Paleozóico, como acontece na serra das Palomas (trecho intermediário), onde os meandros com trechos retilíneos mudam da direção W-E para S-N e configuram um semi-círculo, associado com o cráton. Quando o rio passa a drenar outros terrenos, forma uma planície aluvial ampla e bem desenvolvida. Nesta área o rio Guaviare marca o limite com as planícies transicionais entre Orinoquia, Amazônia (grande paisagem de Planícies Transicionais, ES, Anexo A) e o Cráton (subprovíncia fisiográfica do escudo C, Anexo A) e o rio Orinoco tem direção N-S e possui semelhante ao do rio Meta..

O rio Inirida apresenta um regime meandrante com controle retangular localizado (Figuras 5 e 7). Quando seus trechos são retilíneos o vale se torna estreito e chega a desaparecer, ficando seu curso encaixado em migmatitos e granitos pré-cambrianos, para finalmente se alargar antes de confluir para o rio Guaviare. Os terraços recentes dos afluentes desta bacia mostram que nas épocas mais úmidas o nível das águas dos rios aumenta consideravelmente e alcança as superfícies mais antigas que o vale atual (Anexo A).

#### **4.2.3. Sistemas de Relevo**

Com base nos sistemas de relevo, este compartimento é dividido em cinco domínios morfotectônicos, a saber:

Nas áreas a oeste e norte do rio Meta distinguem-se dois domínios, denominados aqui, para fins de descrição, de Noroeste e Centro-Oeste. Na Figura 8 foi

feita uma Tabela com os domínios e compartimentos tectônicos, com uma simbologia curta e seu numeral equivalente no texto, por exemplo: 1a = 4.1.3.1, 2b2 = 4.2.3.2.2

O domínio Noroeste (4.2.3.1) compreende uma área em forma de cunha (Figuras 8 e 10), com o lado mais longo paralelo ao rio Ariporo (54) e baixo rio Meta, e o mais curto ao longo do rio Upia (21), e engloba o Relevo estrutural-erosivo do Casanare (4.2.3.1.1), Planalto estrutural superior de Casanare (4.2.3.1.2), Planalto deposicional superior de Casanare (4.2.3.1.3), Planalto deposicional intermediário de Casanare (4.2.3.1.4), Bloco deposicional abatido ou basculado inferior de Casanare (4.2.3.1.5). Nessa região as altitudes variam entre 1300-150m e apresenta uma importante incidência de atividade neotectônica e dinâmica fluvial. Esse domínio é separado do domínio Centro-Oeste pela falha paralela aos rios Meta e Guatiquia (13) (Figuras 7 e 8).

O domínio Centro-Oeste (4.2.3.2) é o prolongamento para sul da cunha referida no domínio Noroeste, que se caracteriza por uma faixa estreita de terreno entre os rios Upia (21) e Guejar (nordesta da serra de La Macarena, Estado de Meta), sendo também formado por relevos estruturais-erosivos e planaltos estruturais superiores do Estado do Meta, mas diferencia-se do domínio Noroeste pela presença do planalto deposicional de Meta com altitudes variando entre 750m e 200m (Anexo D). Especialmente nas proximidades do piemonte há registro de importante atividade sísmo-tectônica.

Entre as bacias do rio Meta e dos rios Vichada e Manacacias (Figuras 5 e 7), encontra-se o domínio 3 (4.2.3.3), que é a continuação para sul da área do compartimento 1. É formado apenas pelo planalto estrutural intermediário Meta-Vichada, alcança altitudes médias entre 250m e 100m, corresponde a uma região estável (Altiplano "Altiplanura") e está separado dos domínios da parte sul por um lineamento ENE-WSW, que constitui o divisor de águas dos rios Vichada-Manacacias e Guaviare, e Guejar e Guayabero (Figuras 5 e 8).

O domínio quatro (4.2.3.4) está situado na porção sudeste, entre os rios Vichada e Guaviare-Inirida (Figuras 5, 7 e 8), onde estão as superfícies baixas e transicionais entre a Orinoquia-Amazônia e o Cráton (grande paisagem ES, Anexo A), que são áreas relativamente estáveis.

O domínio cinco (4.2.3.5) ocupa a porção sudoeste, dominado pela serra de La Macarena, com altitudes entre 1500 m e 400 m, constituindo a maior elevação do piemonte. As superfícies baixas que a contornam são o prolongamento do piemonte e portanto mais instáveis (Figura 8).

#### 4.2.3.1. Domínio Noroeste (Domínio 1)

Esse domínio compreende duas áreas com características distintas; uma na parte norte, entre os rios Guanapalo (47) e Ariporo (54) e correspondendo a um bloco abatido, e outra no sul, entre os rios Upia (21) e Guanapalo (47) e representando um bloco menos abatido (Anexo D, Anexos B e C). ●

A área norte está compreendida entre as escarpas que definem as margens sul do rio Ariporo (54) e norte do rio Guanapalo (47), e no extremo oeste se concentram as seguintes grandes paisagens: relevo montanhoso (TM, Anexo D e Anexo C) pouco extenso, onde se encontra a maior altitude do piemonte (1300 m), cujos topos estão modelados sobre mesas e cuevas sustentadas por remanescentes de antigos leques (TA, Anexo D e Anexo C).

No piemonte dominam os terraços baixos (da grande paisagem PD, Anexo D), de infiltração lenta e planícies com leitos maiores (da grande paisagem BI, Anexo D). Quase a totalidade dessa área encontra-se em um bloco basculado, com altitudes entre 250 m e 90 m e declividade de 1° à 2°, configurando-se superfícies plano-côncavas. Trata-se de uma área quase plana inundada por um sistema de drenagem aqui chamado de reticular, mais outros autores como Robertson (1995) denominam estas drenagens como anastomosada a multibasinal, com o desenvolvimento uma planície aluvial de desborde com cobertura parcial de mantos eólicos e dunas locais (das

paisagens BO2-BO3, Anexo C) na porção centro-oeste, e um campo de dunas (paisagem BO1, Anexo C) depositado sobre antigos terraços do rio Meta (paisagem PN5, Anexo C) na porção leste.

A área sul acha-se entre os rios Pauto (48) e Upia (21) (Anexo B), dispõe-se na forma de uma escada mais elevada, ocupa uma posição relativamente alta, inclui um piemonte tectonizado e deposicional (subprovíncias fisiográficas T-P, Anexo D) bem desenvolvido e com um complexo de terraços altos, baixos e leitos maiores (da grande paisagem BI, Anexo D), e é mais extensa que a área norte. Encerra ainda planícies baixas com forte influência eólica, desenvolvidas em superfícies menos extensas e com declividade entre 1° à 5°, refletida nos padrões subdendríticos a paralelos (Anexo B). A influência eólica é moderada, pois essas planícies não contêm campos de dunas, dominando os terraços alúvio-estruturais do rio Meta (correspondente com a paisagem PN5, Anexo C).

Os principais sistemas de relevo desse domínio são descritos, a seguir.

#### 4.2.3.1.1. Relevo Estrutural-Erosivo de Casanare

O relevo estrutural-erosivo de Casanare está modelado em uma faixa estreita, onde se encontram as últimas vertentes do extremo leste da Cordilheira Oriental, com direção geral NE-SW e paralela ao eixo da cordilheira. As altitudes variam entre 1300 m e 350 m, de modo que na área norte, entre os rios Pauto (48) e Ariporo (54) desenvolvem-se montanhas com altitudes de 1300m e entre os rios Ariporo (54) e Casanare (55) (Compartimento 1, Figura 8) atingem altitudes de até 1000 m. Por outro lado, na área sul, entre os rios Pauto (48) e Upia (21), o relevo colinoso alcança altitudes de até 750 m; tais diferenças de altitudes são interpretadas aqui como variações na taxa de movimentação ao longo do sistema de cavalgamento frontal.

As paisagens dessas áreas são referidas como Piemonte Tectonizado com um relevo montanhoso-colinoso modelado em rochas sedimentares do Paleozóico até o Terciário (grande paisagem TM, Anexo D), ou em posição topográfica intermediária

com os topos distribuídos em diferentes altitudes, representando os Altiplanos estabelecidos sob a forma de mesas e cuevas sustentadas por restos de leques e terraços do Plio-Pleistoceno (da grande paisagem TA, Anexo A) de restrita extensão. Os relevos montanhosos (incluídos nas paisagens TM1 e TM2, Anexo C) estão dissecados por padrões de drenagens dendrítico, dendrítico retangular, retangular, subparalelo e treliça, todos com forte controle estrutural (Anexo B). Os relevos colinosos estão dissecados por padrões de drenagem dendrítico-dicotômica (paisagem TM3, Anexo C).

Nos relevos com rampas fortemente inclinadas é comum encontrar afloramentos rochosos com sedimentitos do Neógeno, associados a solos pouco evoluídos (entisolos, ent), mas nos topos estão preservados solos mais evoluídos, e em menor proporção nos glaciais, tem solos jovens, moderadamente evoluídos, conforme mostrado na Tabela 6.

Tabela 6. Solos do Relevo Montanhoso e Colinoso Estrutural – Erosivo de Casanare.

Topos	Rampa	Pie de Rampa e Glacis
Typic Paleudults	Typic Troporthents	Typic Dystropepts
Typic Kandiuudults	Ustic Troporthents	Ustic Dystropepts
Kanhaplic Haplortox	Lithic Troporthents	Vertic Dystropepts
Tropeptic Haplortox	Lithic Ustorthents	Typic Paleudults
	Typic Ustorthents	
	Lithic Dystropepts	

Os topos que permaneceram estáveis e onde a erosão ainda não desgastou a cobertura superficial, houve a conservação de solos cujo desenvolvimento remonta ao Plioceno, após os últimos pulsos da orogênia Andina, como os Haplortox.

Nas rampas e outros declives fortes os perfis de solos são delgados, descontínuos e correspondem aos solos menos evoluídos, onde se desenvolve um horizonte de matéria orgânica sobre o material da rocha encaixante. Tratam-se de entisolos (cuja designação é caracterizada pelo vocablo formativo ent), que passam

para solos um pouco mais evoluídos, como os inceptisolos (ept) e ocasionalmente em algumas degraus ou declives suaves localizados dentro destas rampas evoluindo para solos mais maduros, como os ultisolos (caracterizados como ults).

Como os glaciais encontram-se em posições baixas, recebem aportes de sedimentos que geram solos recentes como os Inceptisolos.

#### 4.2.3.1.2. Planalto Estrutural Superior de Casanare

Por se encontrar em relação complexa com o relevo estrutural-erosivo, as características gerais do Planalto Estrutural Superior de Casanare foram apresentadas no anterior item. A composição de solos está nas Tabelas 1 e 2.

#### 4.2.3.1.3. Planalto Depositional Superior de Casanare

O planalto deposicional superior de Casanare corresponde a uma faixa estreita de 10 km à 20 km de largura, que se estende a partir da base do planalto estrutural superior de Casanare, ou seja, da região a oeste do sistema de falha de Guaicaramo, entre os rios Cravo Norte 56 (parte sul do compartimento 1, Anexo D) e Upia (21), com altitudes entre 400 m à 200 m. Nessa área dominam os últimos leques coalescentes formados pela deposição de materiais provenientes de rochas friáveis, fraturadas ou frágeis que sustentam o relevo jovem adjacente (correspondente com a paisagem TM3, Anexo C), que, em seguida, foi dissecado pela rede fluvial e basculado por movimentos neotectônicos, resultando na formação de dois níveis de terraços com pouca diferença de altitude (10 m – 15 m).

O fato desses terraços serem mais restritos que os terraços do domínio centro-oeste, situado a sul (Anexo D), é reflexo dos depocentros do embasamento associados com a dinâmica morfotectônica da área, pois as bacias da parte norte experimentaram maior abatimento. O limite leste deste planalto caracteriza-se pela presença de segmentos retos paralelos ao traço da falha de Guaicaramo, o qual é interpretado como uma das projeções para leste ou leque imbricado desse sistema de cavalgamento frontal (Figura 9a).

#### 4.2.3.1.4. Planalto Depositional Intermediário de Casanare

O planalto deposicional intermediário de Casanare estende-se do compartimento 1, compreende uma faixa irregular e estreita na parte norte, com largura de 20 km à 50 km, e na parte sul acha-se compreendido entre os terraços do planalto deposicional superior (grande paisagem PD, Anexo D) até as planícies baixas inundáveis do bloco deposicional basculado inferior (grande paisagem BO, Anexo D), atingindo altitudes entre 250 m e 180 m. Essa planície apresenta menor influência eólica e abrange vários níveis de terraços com distribuição irregular, onde os terraços baixos, plano-côncavos e de infiltração lenta receberam um importante aporte de areias eólicas (pertencentes às paisagens BI2-BI3, Anexo C). Há ainda ocorrências de planícies nas porções mais elevadas e contornadas por unidades mais altas e com maior infiltração, como acontece entre os rios Humea (18) e Upia (21). Os terraços mais altos, plano-convexos, de infiltração rápida e menor influência eólica (paisagem BI1, Anexo C), também estabeleceram-se nas altitudes mais baixas, próximas à planície mais inundável (da grande paisagem BO, Anexo D) ou em meio a outros terraços baixos (da grande paisagem BI, Anexo D). Os leitos maiores com trasbordamentos ativos geralmente se estendem nas porções mais a leste, entre terraços baixos que chegam até às planícies baixas mais inundáveis (da grande paisagem BO, Anexo D); ocasionalmente, próximo ao piemonte deposicional (da grande paisagem PD, Anexo D) não apresentam trasbordamento ativo e têm processos de fossilização de meandros abandonados, recobertos ou enterrados. Em geral, formam faixas alongadas nas direções NW-SE e W-E. A porção norte, entre os rios Ariporo (54) e Pauto (48), está ocupada por terraços baixos e leitos maiores, ambos de extensões reduzidas em comparação com a porção sul, entre os rios Pauto (48) e Upia (21) (Figura 8 e Anexo B). Tem processos de mudanças de regimens e conseqüentemente de abandono de meandros, originando assim uma drenagem típica.

As planícies de inundação ativas que deram origem a essas paisagens continuaram sendo formadas após a acumula o dos leques do piemonte (grande paisagem PD) e foram contemporâneas aos movimentos neotectônicos. Na transi o do Pleistoceno-Holoceno as planícies foram cobertas por mantos eólicos e durante o

Holoceno continuaram sendo afetadas por movimentos de blocos menores, nos quais se desenvolveram diferentes padrões de drenagem modelados sobre depósitos eólicos e antigas planícies de inundação (formadas em toda a Orinoquia), até configurar os atuais blocos que terminaram se diferenciando pela dinâmica fluvial, pela disposição das escarpas, pela direção e pelo grau do declividade (Figura 9a). A área entre os rios Tua (22) e Charte (33) - Cusiana (31), com declive relativamente alto ( $3^{\circ}$  -  $7^{\circ}$ ) e padrão subdendrítico com controle angular, é marcada por lineamentos, sobretudo nas proximidades do piemonte, onde também aparecem cursos de águas esporádicos; a direção das drenagem é NNW- SSE, as drenagens de primeira ordem nascem no próprio planalto e os rios principais nascem na porção leste do piemonte deposicional (da grande paisagem PD, Anexo D). Os outros rios nascem nas escarpas da margem sul dos rios Cusiana (31) e Charte (33), ver Anexo B.

O outro bloco está compreendido entre os rios Charte (33)-Cusiana (31) e Cravo Sul (39), tem declividade entre  $2^{\circ}$  e  $5^{\circ}$ , menor que no bloco anterior, e apresenta padrão que muda de dendrítico a subparalelo na porção superior do bloco a paralelo na porção média a inferior. O rio Charte (33) marca uma quebra morfoestrutural que separa esta bacia da outra mais sul, e tem a sua margem norte definida por uma escarpa com direção NNW-SSE, onde nascem algumas das drenagens que prosseguem com direção ESSE-WNW e outras que representam a continuação do padrão distributário do leque de Yopal que terminam confluindo para o rio Cravo Sul (39), ver Anexo D. A principal anomalia de drenagem é o controle angular alinhado de alguns segmentos de rios (Anexo B).

Um terceiro bloco ocorre entre os rios Cravo Sul (39) e Pauto (48), possui declividade de  $1^{\circ}$  a  $5^{\circ}$ , acha-se dissecado por um padrão de drenagem subdendrítico com enclave anelar-radial, que define uma morfologia de terraços baixos e leitos maiores e menores com distribuição complexa. Esta anomalia deve ser decorrente da presença de um alto estrutural herdado do embasamento, que foi erodido após os movimentos neotectônicos. Na porção inferior a drenagem é paralela com controle retangular antes de confluir para o rio Meta (Anexo B).

Finalmente, o bloco entre os rios Pauto (48) e Ariporo (54) esta porção superior e média apresenta declividade entre 1° e 3° e é caracterizado por um padrão de drenagem paralelo, que no limite norte nasce na escarpa sul do rio Ariporo (54) para confluir numa corrente cuja trame superior está recentemente estabelecido, ver Anexo B.

Segundo a posição dentro dos diferentes níveis de terraços e dos leitos maiores e menores são acumulados depósitos grossos (seixos, areias e siltes) geralmente clasto-suportados em superfícies plano-convexas ou depósitos finos (areias médias a finas, siltes e argilas) em superfícies plano-côncavas. Os solos desenvolvidos nessas planícies já estão descritos nas Tabelas 5 e 7.

#### 4.2.3.1.5. Bloco Depositional - Basculado Inferior de Casanare

Esse bloco apresenta a forma de franja que se amplia de sul (200 km) para o norte (700 km) e está limitado a oeste pelo planalto deposicional intermediário (4.2.1.4.) e pelo rio Meta a leste, entre as altitudes de 200m a 100m (Anexo D).

No Pleistoceno Superior - Holoceno o limite leste deste bloco atual Altiplanície ("Altilanura"), já estava soerguida, definindo-se na margem oeste do rio Meta, uma planície aluvial confinada, com trasbordamento e migração ativa dos leitos. No Holoceno, sobre essas paisagens, acumularam-se enormes quantidades de areias eólicas que constituíram mantos eólicos e campos de dunas nas áreas mais abatidas e em menor quantidade nas demais áreas (Figura 10 c).

Os pulsos de movimentação mais recente continuaram definindo pequenos blocos com direções W-E e N-S e proporcionaram a instalação das atuais drenagens que se distribuem de acordo com o movimento neotectônico que incide em cada bloco. Atualmente, essas planícies são formadas por corpos de dunas e mantos eólicos, estes últimos em complexo arranjo com os leitos maiores e menores, com uma importante dinâmica fluvial de trasbordamento ativo; o conjunto gera intercalação de cordões ondulados e longitudinais de direção E-W, paralelos com as drenagens de forma plano-convexas e infiltração rápida com formas plano-côncavas e com infiltração lenta ou

encharcadas. Essas paisagens cobrem parcialmente a margem oeste do rio Meta, bordejada por uma faixa de terraços alúvio-estruturais altos e com infiltração rápida, que acompanham o deslocamento dos segmentos do rio Meta. Essa última superfície pode ser considerada um outro domínio tectônico de área restrita (Anexos C e D).

Entre os rios Guanapalo (47) e cano La Hermosa (50) dominou a drenagem anastomosada que atualmente é classificada como multibasinal (Robertson et al, 1995), onde é comum certo controle angular e curvo de direção NNW-SSE, implantado em decorrência de barreiras constituídas por corpos de areias eólicas que foram acumuladas em sentido SSE e na parte oeste formam um padrão de rampas NW-SE que separam sub-bacias. O padrão muda lateralmente devido à captura por correntes bem definidas entre os Canos Totumo e de La Hermosa e Ariporo (54) (Anexo B). Nos terraços da margem oeste do rio Meta, os depósitos eólicos controlam a mudança da drenagem para subparalela, retangular e colinear (Anexo C).

Entre os rios Guanapalo (47) e Cusiana (31) a drenagem também é paralela, com alguns giros e curvas anômalas e quando alcançam o terraço estrutural do rio Meta os leitos desse padrão tornam-se mais retos (Anexo B).

Entre os rios Upia (21) e Cusiana (31) foi esculpido um padrão de drenagem subdendrítico, com controle angular com direção NNW-SSE. Entre as anomalias existem meandros comprimidos, trechos curvos e giros e curvas anômalas, e nesta planície também é comum a presença de correntes esporádicas. No terraço que bordeja o rio Meta, a rede de drenagem conflui com controle retangular com direção W-E (Anexo B).

A cobertura descontínua de mantos com areias médias a finas eólicas, sobre planícies aluviais de desborde, gera uma mistura de depósitos grossos (seixos e areias) até finos (areias finas, siltes e argilas). Sobre esses depósitos evoluem solos recentes sob diversas condições, conforme apresentados na Tabela 7.

Tabela 7. Solos das Planícies Eólicas do Bloco deposicional - basculado inferior de Casanare e Arauca.

Planície Aluvial de transbordamento com cobertura parcial de uma planície eólica (BO2-BO3)	Topos plano-convexos	Depressões plano – côncavas
	Typic Tropopsamments	Aquic Tropopsamments
	Typic Quartzipsamments	Typic Psammaquents
	Oxic Dystropepts	Typic Trophaepts
	Typic Kandiuults	Typic Endoaquents
	Typic Kandiuults	Typic Kandiaquents
		Plinthic Umbraquents
		Typic Endoaquents
		Umbric Paleaquents
Campos de Dunas (BO1)	Typic Quartzipsamments	Aquic Tropopsamments
	Ustic Quartzipsamments	Aquodic Quartzipsamments
	Typic Tropopsamments	Aeolic Trophaepts
	Oxic Dystropepts	Typic Endoaquents

Alguns topos plano-convexos ainda conservam restos dos depósitos eólicos (psammentic), e em outros os depósitos aluviais antigos já foram alterados, tendo sido desenvolvidos solos moderadamente evoluídos (Dystropepts). Nas superfícies onde os solos são mais evoluídos, como os ultisolos ainda estão preservados os depósitos aluviais antigos, pois ocupam posições altas e estáveis que não estão sujeitas a erosão e nem recebem novos aportes de sedimentos. Outra possibilidade é que os solos ou depósitos mais recentes tenham sido erodidos.

As depressões e topos plano-côncavos, possuem todos os tipos de solos, desde atuais (entisolos), recentes (inceptisolos) até antigos (ultisolos), por exemplo os solos Plinthic Umbraquents, que apresentam o horizonte plíntico bem desenvolvido podem ser testemunhos de épocas pretéritas (Terciário Inferior a Médio) quando existiu uma ampla planície desde o atual vale do Magdalena até os Llanos (Figura 6c) sob a qual ocorriam processos de latossolização e laterização (prof Jairo Jiménez Rueda,

informação verbal). Todos os solos aquents, aquents e aquults foram desenvolvidos em posições relativamente altas sob condições de circulação da 'água – aire e num clima sazonal; no caso dos aquults com horizonte argílico (Bt) pode ter-se formado sob condições úmidas alternantes, provávelmente durante o Pleistoceno – Holoceno.

A idade do horizonte Umbrico depende de sua espessura, assim:

< 1m apresenta idades entre 1200 – 3000 a.p, quando tem aproximadamente 1 m sua idade pode estar entre 3000 – 10000 a.p e > 1m está entre os 10000 – 30000 a.p

Nos campos de dunas dominam os solos psammenticos.

#### 4.2.3.2. Domínio Centro – Oeste (Domínio 2)

Os principais sistemas de relevo do domínio centro-oeste, são:

##### 4.2.3.2.1. Relevo Estrutural – Erosivo do Meta

O relevo estrutural-erosivo do Meta restringe-se a um cordão colinoso com sedimentos do Terciário, encontra-se entre os rios Upia (21) e Guacavia (17), ver Anexo B, apresenta altitudes variando entre 700 m e 400 m, e acha-se dissecado por um padrão de drenagem dendrítico com controle retangular, que faz parte da grande paisagem TM (Anexo D). Entre os rios Humea (18) e Guejar (Figura 5 ou 7) a área fonte das planícies corresponde a um segmento mais elevado da cordilheira (4600 m), que forneceu grande quantidade de clastos parcialmente depositados nestas superfícies. Os tipos de solos nessa área estão mostrados na Tabela 6.

##### 4.2.3.2.2. Planalto Estrutural Superior do Meta

No planalto estrutural superior do Meta os altiplanos (da grande paisagem TA, Anexo D) adquirem dimensões importantes tanto a nível individual como em conjunto. No extremo noroeste, entre os rios Upia (21) e Tua (22), ver Anexo B, ocorre uma das morfoestruturas mais proeminente do piemonte tectonizado, representada por um altiplano pliocênico-pleistocênico (Anexo D), com o relevo invertido localizado no flanco sudoeste de uma dobra regional; o seu eixo tem direção NNE-SSW, apresenta

continuidade para sul, passando pelo topo de outro altiplano disposto sob a forma de mesa (Anexo D), entre os rios Tua (22) e Upia (21, Anexo B). Essa feição morfológica na porção sul coincide com o limite entre outra mesa alta (correspondentes com as paisagens TA5 e TA3, Anexo C) e terraços baixos (das grandes paisagens PD e BI, Anexo D), que se acha deslocada para NW por uma falha direcional dextral, paralela ao curso do rio Upia (21), o qual parece prosseguir sobre as superfícies planas da Altiplanície ("*Altillanura*") (Anexo D). Esse arranjo de elementos estruturais e morfológicos, juntamente com a escarpa da margem sul do rio Upia (21), forma o limite entre os domínios noroeste e centro-oeste (Figura 8). Entre os rios Guacavia (17) e Ariari (Figura 5 ou 7), na base de um forte relevo montanhoso, formou-se uma faixa estreita de antigos altiplanos, atualmente dispostos sob a forma de terraços altos, com importantes aportes coluviais e flúvio-coluviais (da grande paisagem TA, Anexo A). Os solos formados nessa área são apresentados nas Tabelas 1 e 2.

#### 4.2.3.2.3. Planalto Depositional Superior do Meta

O planalto deposicional superior do Meta ocupa uma faixa entre os rios Upia (21) e Guejar (leste da serra de La Macarena, Estado do Meta), constituída por três níveis de terraços, agrupados em terraços altos, PD1 e PD2 (com maior basculamento) e baixo, PD3 (com escarpas melhor definidas, Anexo C).

As superfícies neste domínio são mais extensas, indo desde o piemonte até o rio Metica, chegando até 60 km – 80 km, estão dissecadas por padrões de drenagens paralelos com direção W-E, entre os rios Guejar e Guaitiquia (13, ver Anexo B), e NE-SW, entre os rios Humea (18) e Upia (21) (na grande paisagem PD, Anexo D).

O substrato deste planalto pode representar o mais importante prolongamento de um bloco alongado na direção NW-SE da plataforma pericratônica e do cráton Guaianês, que foi soerguido pelo sistema de cavalgamentos nas proximidades do piemonte e por falhas subverticais resultantes da reativação de estruturas do embasamento na porção leste (Figura 9a). O controle lito-estrutural do embasamento

proporcionou o desenvolvimento dos atuais planaltos deposicionais e provavelmente dos antigos planaltos estruturais; sobre esses planaltos desenvolveu-se um sistema de leques coalescentes que alcançou toda a Orinoquia, mas foram bloqueados no Pleistoceno Superior – Holoceno, pelo soerguimento da Altiplanície (“*Altiplanura*”) a partir do sul do rio Meta até o leste do rio Metica e sul da serra de Talanqueras, a leste da serra da Macarena (Figura 10 b). Durante o Holoceno estas superfícies foram afetadas por basculamentos neotectônicos, gerando vários níveis de terraços com declives locais contrários à inclinação geral dessas superfícies (Figura 10 c). Dentre as anomalias da drenagem estão as curvas e giros anômalos a nível local, deflexões e encraves semi-anelares. A nível mais regional, destaca-se a captura do rio Ariari pelo rio Guaviare, pois parece que seu antigo leito continuava ao longo do rio Manacacias (Figuras 7 e 8 e Anexo A).

Entre os rios Guatiquia (13) e Humea (18) se formou uma bacia confinada, com padrão de drenagem paralelo e de direção WNW-ESE e encrave anelar (Anexo B), marcando uma zona de depressão na parte leste. ●

O bloco norte, entre os rios Humea (18) e Upia (21), apresenta um padrão de drenagem subdendrítico com influência retangular e subparalela (Anexo B), controlado por lineamentos de direções E-W e NE-SW que geraram o abatimento de um terraço com influência eólica e infiltração lenta perto de um altiplano estrutural (da grande paisagem TA, Anexo D). Esse bloco parece que está limitado por uma falha transcorrente destal que controla o rio Upia (21), em cuja margem oeste desenvolveram-se escarpas pouco expressivas, feição comum nos terraços mais baixos (antes de confluir com o rio Metica, Figura 8, Anexos B e D). Os diferentes blocos deste compartimento devem estar refletindo a interação da geometria do cráton com a da cordilheira. Os solos desta área estão resumidos na Tabela 8.

Sobre os solos, é importante destacar os seguintes aspectos nos Terraços Altos:

- no Nível Alto os topos mais estáveis apresentam solos bem evoluídos representados por diferentes tipos de ultisolos (ults) e oxisolos (ox). São solos bastante antigos para

ocupar esta posição, sugerem a acumulação de materiais oxídicos (Hapludox) e em certos casos até com desenvolvimento de caolinita (Kandiudox); sua presença pode indicar que foram paleosolos desenterrados pelos levantamentos neotectônicos de microblocos, gerando a erosão dos sedimentos ou solos novos que os cobriram; ou o contínuo soerguimento de microblocos que modelou planos altos, antigos e bastante estáveis sem aporte de materiais, nem erosão forte. Outros solos de posições anômalas são os Plithic Hapludults e Plithic Hapluox nos níveis altos dos terraços baixos, pois sugerem Paleo-Laterização (Plithic) com recobrimento de sedimentos oxídicos.

Outros topos têm recebido aportes aluviais recentes ou áreas com depósitos de leito mais antigos e apresentam os solos menos evoluídos ou entisoles (ents). Um caso especial é a presença de solos com características andicas que caracterizam os andisolos, ou seja que estão enriquecidos pelo aporte de cinza vulcânica a partir da Cordilheira Central em direção a Venezuela, durante o Holoceno (ands).

- no Nível Baixo, nos topos mais estáveis, aparecem solos moderadamente evoluídos (Hapludults, Entic Kandiudults e Oxic Dystropepts)●

Nas Depressões algumas porções antigas e estáveis encontram-se encharcadas chegam a influir no desenvolvimento do solo a nível de subgrupo (Aquic), mas quando as superfícies são mais novas formam-se os solos Aquic Dystropepts.

Em outros casos a área corresponde a antigos depósitos fluviais sobre os quais se desenvolveu um solo relativamente novo (epts). Em superfícies plano-côncavas localizadas acumulam-se argilas expansivas (vertic) sob baixas condições aquosas.

Os Plinthic possivelmente relacionam-se com o evento de compressão originado pelo cavalgamento do frente Andino e por tanto aparecimento dum plinthico do mais o menos Terciário Inferior – Terciário Médio e ou Terciário Médio a Terciário Superior?

Quando nessas mesmas superfícies se acumulam e permanecem as areias eólicas ou fluviais podem se formar solos pouco evoluídos (psamments).

Tabela 8. Solos dos diversos níveis de terraços no Planalto Depositional Superior de Meta e Casanare

	Terraços Altos	Terraços Baixos <sup>st</sup>
Nível Alto	Typic Paleudults	Plinthic Hapludults
	Typic Kanhapludults	Umbric Kandiuults
	Typic Kandiuults	Entic Kandiuults
	Kanhaplic Hapludults	Typic Hapludults
	Inceptic Hapludox	Plinthic Hapludox
	Typic Hapludox	Typic Dystropepts
	Typic Kandiuox	Oxic Dystropepts
	Typic Troporthents	
	Typic Ustorthents	
	Typic Melanudans	
Nível Baixo	Typic Hapludults	Aeric Kandiaquults
	Plinthic Hapludults	Typic Hapludults
	Entic Kandiuults	Plinthic Paleudults
	Oxic Dystropepts	Ultic Dystropepts
	Typic Dystropepts	Oxic Dystropepts
		Aquic Dystropepts
Depressões e Zonas Transicionais a Terraços Aluviais	Aquic Paleudults	Aquic Kandiuults
	Oxic Aquic Dystropepts	Umbric Kandiaquults
	Fluventic Dystropepts	Plinthic Tropaquepts
	Vertic Tropaquepts	Typic Plintaquepts
	Typic Tropaquepts	Typic Troporthents
	Aquic Tropopsamments	
	Typic Tropopsamments	

Nos Terraços Baixos destacam-se as seguintes características:

- nos Níveis Altos os solos são menos evoluídos que os anteriores, além de ter horizontes mais particulares de ambientes de acumulação de matéria orgânica umbricos, com movimento do nível freático num material rico em ferro plinthicos. Os solos mais evoluídos podem ter se conservado como superfícies elevadas por movimentos neotectônicos e permanecerem estáveis até hoje (Hapludox), sendo afetados apenas por efeitos climáticos. Alguns solos menos evoluídos apresentam as condições mínimas para serem classificados como Entic, e outros típicos desta posição são os Dystropepts, sendo os mais antigos os Oxic e os mais comuns são os Typic.
- nos Níveis Baixos o conteúdo de solos desta unidade mostra que embora ocupem uma posição baixa, que deveria ter mais influência aluvial, corresponde a solos com posições mais altas e estáveis (ults), sendo os demais típicos desta posição.
- nas Depressões a situação é similar ao descrito para os níveis baixos.

#### 4.2.3.3. Domínio Leste (domínio 3)

Os sistemas de relevo do domínio Leste são descritos, a seguir.

##### 4.2.3.3.1. Planalto Estrutural Intermediário de Meta e Vichada

O planalto estrutural intermediário de Meta e Vichada compreende os "landforms" tectônicos primários das áreas das bacias do Tomo, Vichada e Guaviare, entre os paralelos 4°N e 6°N (Figuras 7 e 8),

Esse sistema inclui uma extensa planície estrutural-erosiva, Altiplanície ("Altillanura"), ou planícies altas não inundáveis da Orinoquia (correspondente à grande paisagem AE, Anexo A), com altitudes e graus de dissecação variados, em que as superfícies mais altas estão entre 280 m à 200 m, bordejam a margem sul do rio Meta, são planas e apresentam infiltração rápida. A superfície plana da região a leste do rio Manacacias chega a ser localmente plano – côncava, com infiltração lenta e grande influência eólica, e ocupa altitudes médias entre 210 m (no oeste) e 150 m (no leste); na parte central ocorrem superfícies algo onduladas (pouco a moderadamente

dissecadas) que contornam as superfícies planas, fazem parte das cabeceiras das drenagens de primeira ordem e geram formas arredondadas. As superfícies mais baixas, entre 200 m e 120 m, possuem formas de relevo mais diversificadas, tais como, mesas e colinas tabulares com várias altitudes, rodeadas por glacis e vales, franjas que bordejam os rios Metica, Yucao, Melua, Manacacias, Planas, Tomo, Tuparro, Tuparrito e Vichada (Figuras 5 e 7), e configuram as escarpas e rampas mais expressivas, resultando em um conjunto de feições lineares de direção ENE-WSW, que a nível regional são interpretadas como falhas inversas reativadas a partir de falhas verticais herdadas do embasamento (Figura 8). Essas feições dispõem-se em faixas compreendidas entre os rios Meta e Yucao – Tomo, e entre os rios Yucao – Tomo e Manacacias – Vichada (Figuras 5 e 7), onde os topos têm pequeno declive e escalonamento para SE, provavelmente decorrentes de basculamentos induzidos por essas falhas (Figura 9a e Anexo D).

Os sistemas de falhas paralelas aos rios Metica e Manacacias e de direção N-S dividem este planalto em dois blocos (Figuras 7 e 8). O bloco oeste, entre os rios Metica e Manacacias (bloco 2C1, Figura 8), é caracterizado por uma extensa superfície fortemente ondulada; e bloco leste, a leste do rio Manacacias até o rio Orinoco (bloco 2C2, Figura 8), possui superfícies onduladas que se restringem sobretudo à borda do escudo (Figura 7 e Anexo A).

Nas superfícies planas os padrões de drenagem são subdendríticos (entre os rios Metica e Manacacias) a subparalelos (entre os rios Manacacias e Orinoco, Figura 7). Nas superfícies moderada a fortemente dissecadas os principais rios têm um arranjo subparalelo, enquanto os rios de primeira ordem configuram redes pinadas, e nas escarpas principais o padrão é subdendrítico. As principais anomalias de drenagem são: encaves anelares, giros e curvas anômalas, trechos semi-curvos (arcos), cotovelos, confluência em pinça e controle angular e retangular apenas nos cursos dos rios principais. Algumas dessas feições podem ser relacionadas com o substrato.

As formações superficiais dessas planícies foram acumuladas desde o Plioceno – Pleistoceno, fazendo parte da zona intermediária a distal dos leques coalescentes que se estendem desde o piemonte da Cordilheira Oriental, enquanto na porção mais

oriental domina o aporte de areias provenientes do escudo (Figuras 11 a e 11 b). Ao longo dos eixos desses leques depositou uma alternância de materiais grossos (conglomerados geralmente clasto-suportados) e lamitos geralmente enriquecidos com partículas ferrosas. Durante o Pleistoceno Superior até o Holoceno essas superfícies foram soerguidas até alcançar as atuais altitudes, quando os basculamentos contribuíram para a movimentação do nível freático, passando de um clima úmido no Pleistoceno a um clima seco no Holoceno, e recentemente passou a dominar períodos úmido e secos bem definidos. A combinação dos fatores litológicos, neotectônicos e climáticos geraram solos que também condicionaram a cobertura de savanas. Outros atributos dos solos são a formação de “corações petroféricas”, seixos petroféricos, horizontes plinticos, as quais tem um significado geopedocronológico, e são característicos nesta região de áreas que sofreram processos de latossolização – laterização e plintificação dependendo do tamanho destes horizontes desde o Cretáceo Superior até o Terciário Superior Pleistoceno Médio (professor Jairo Jiménez Rueda, informação verbal). Esses solos são referidos na Tabela 9.

Tabela 9. Solos da Altiplanície ("Altilanura") Estrutural do Planalto Estrutural Intermediário de Meta e Vichada.

(continua)

	Altilanura Estrutural pouco ondulada a ondulada	Altilanura Estrutural muito ondulada a quebrada
	Typic Kanhaplustults	Typic Kandiudults
	Plinthic Kanhaplustults	Typic Kandiustults
	Typic Haplustults	Typic Paleudults
	Typic Hapludults	Petroferric Hapludults
	Inceptic Haplustults	Petroferric Haplustults
	Inceptic Hapludults	Ustoxic Dystropepts
	Ocreptic Hapludults	Plinthic Kandiudox
	Typic Kandiustults	Plinthic Kandiustox
	Typic Kandiudults	Typic Hapludox
	Acrudoxic Kandiustults	Typic Haplustox
	Acrudoxic Kandiudults	Petroferric Hapludox
	Plinthic Kandiudults	Petroferric Haplustox
TOPOS	Typic Hapludox	Typic Kandiudults
	Typic Haplustox	Lithic Kanhaplustults
	Inceptic Hapludox	Typic Kandiudox
E	Inceptic Haplustox	Petroferric Dystropepts
	Typic Kandiustox	Oxic Dystropepts
RAMPAS	Plinthic Hapludox	Typic Troporthents
	Petroferric Haplustox	
	Petroferric Hapludox	
	Ustic Dystropepts	
	Petroferric Dystropepts	
	Lithic Ustorthents	
	Typic Troporthents	
	Typic Ustipsamments	

Tabela 9

...(conclusão)

BASE RAMPAS  E  GLACIS INTERONDULAR	DE	Typic Paleudults	Plinthic Kandiodox
		Typic Hapludox	Plinthic Kandiuistox
		Typic Haplustox	Plinthiquiç Kandiuistox
		Plinthic Hapludox	Inceptic Haplustox
		Plinthic Hapludox	Typic Paleudults
		Plinthic Kandiodox	Xanthic Hapludox
		Typic Kandiaquults	Typic Troporthents
		Xanthic Hapludox	Lithic Troporthents
		Typic Troporthents	Lithic Ustorthents
		Oxic Dystropepts	
	Tropeptic Haplortox		
Altillanura Estrutural Plana de topos planos e plano – convexos		Altillanura Estrutural Plana de topos planos e plano - côncavos	
Typic Paleudults		Umbric Paleaquults	
Typic Paleustults		Plinthic Paleaquults	
Typic Kandiodults		Oxiaquic Paleustults	
Typic Kandiuistults		Plinthic Kandiuistults	
Typic Hapludults		Plinthic Kandiaquults	
Typic Haplustults		Typic Haplaquox	
Kanhaplic Haplustults		Aquic Hapludox	
Kanhaplic Hapludults		Typic Tropaquepts	
Inceptic Hapludox		Typic Troporthents	
Typic Kandiodox		Umbric Endoaquods	
Oxic Dystropepts		Typic Melanudans	
Typic Tropopsamments			
Lithic Ustropepts			
Typic Melanudands			

#### 4.2.3.4 Domínio Sul (Domínio 4)

Essas superfícies baixas e transicionais entre a Orinoquia –Amazônia e o Cráton se estendem ao longo da parte norte das bacias dos rios Guaviare e Guayabero, incluindo seus próprios leitos, e na região sudeste alcança o igarapé Guiña - Inirida, prosseguindo em direção a leste e cortando a serra de Caranacoa (Figura 7). Esta faixa encontra-se entre as altitudes de 200m, no Oeste, a 90m, no Leste. Nesta área confluem diferentes províncias geológicas (cráton, bacias sedimentares da Orinoquia e da Amazônia e maciço complexo de La Macarena) e existem zonas climáticas transicionais (de quente subúmido a quente úmido), razão pela qual desenvolveu-se uma composição de solos e vegetação contrastante.

A porção leste tem superfícies ligeiramente onduladas que bordeja o cráton e é definida por uma cunha de sedimentos Neógenos e quaternários que se adelgaçam até passar para superfícies e relevos sustentados por rochas paleozóicas e pré-câmbrianas. Essas rochas fazem parte do Complexo Migmatítico do Mitu e são modeladas por superfícies forte a suavemente onduladas e com relevos tabulares que dominam na região sul do rio Guaviare. Na região central ocorrem extensos glacis, formados por sedimentos procedentes da erosão da Altiplanície (“*Altillanura*”), sobre sequências paleozóicas que se sobressaem como uma continuação da serra Lindosa (sul do rio Guaviare) e camadas delgadas de sedimentos terciários. Na porção leste da serra de Macarena, se formou uma pequena bacia sedimentar com acumulação de materiais provenientes da serra homônima e da Cordilheira Oriental, desde o Plio – Pleistoceno até o Holoceno, sendo estes últimos representados por enormes terraços do rio Ariari (Anexo A).

Na região leste os rios principais são subparalelos confluindo em pinça, enquanto os afluentes dos rios de primeira ordem são subdendríticos e localmente apresentam encaves anelares. Na porção central esses afluentes são subparalelos, apresentam alguns trechos retilíneos na direção NW-SE e outros têm certo controle angular. Na bacia leste domina o padrão subdendrítico, com certo controle angular.

As superfícies planas, ligeiramente onduladas e pediplanos (correspondentes com a grande paisagem ES, Anexo A) da porção leste são produtos de uma sedimentação na zona distal dos leques coalescentes provenientes dos piemontes, mas

recebendo uma importante carga de sedimentos provenientes da erosão do cráton durante o Neógeno - Plioceno e provavelmente até o Pleistoceno, representada por uma delgada cobertura de sedimentos depositados sobre rochas do cráton, que chegam a aflorar em certos setores, perto do rio Guaviare. Nas áreas de ocorrência de rochas paleozóicas também dominam algumas superfícies mais antigas associadas com a plataforma pericratônica.

O basculamento ou soerguimento da parte sul da Altiplanície ("*Altiplanura*") decorre de um importante evento de erosão gerando superfícies mais dissecadas, que configuraram as paisagens AE4 e AE5 (Anexo A), ao mesmo tempo em que se formaram planos com extensos glaciais e outros interondulados (correspondentes com a grande paisagem AD, Anexo A); aqui foram formados os solos que são mencionados na Tabela 10.

A parte oeste tem grande influência de movimentos neotectônicos (Holoceno) que geraram a captura do rio Ariari (Robertson, 1989), com formação de extensos terraços (representados pela grande paisagem SN, Anexo A) que sugerem migração de leitos em direção a leste (rio Ariari) e a norte (rio Guejar, Figura 7). No interior da bacia, onde dominam superfícies onduladas (da grande paisagem SF, Anexo A), ou seja entre os rios Guejar e Guayabero, expõem-se sedimentos um pouco mais antigos, do Neógeno – Plioceno até Pleistoceno, devido ao pequeno soerguimento.

Tabela 10. Solos dos Glacis e Terraços das Superfícies Transicionais Baixas

	Altilanura Depositional com Glacis	Altilanura Depositional com Terraços
NÍVEL ALTO E PLANO- CONVEXO  (AD)	Plinthic Haplustults	Typic Tropopsamments
	Typic Haplustox	Typic Psammaquents
	Kanhaplic Haplustox	Typic Hapludults
	Kanhaplic Haplustults	Typic Haplustults
	Typic Kanhaplustults	
	Typic Kandiudox	
	Typic Kandiustults	
	Typix Quartzipsamments	
	Typic Tropopsamments	
NÍVEL BAIXO E PLANO CÔNCAVO  (AD - NA)	Oxic Dystropepts	Humaqueptic Psammaquents
	Ustoxic Dystropepts	Typic Psammaquents
	Fluventic Dystropeps	Aeric Tropaquepts
	Plinthic Tropaquepts	Typic Endoaquents
	Aquoxic Plinthustults	Fluventic Dystropepts
	Plinthic Paleaquults	
	Plinthic Kandiaquults	
	Plinthic Hapludox	
	Plinthic Umbraquults	

## 4.2.3.5 Domínio Sudoeste (Domínio 5)

O maciço complexo da serra de La Macarena faz parte do piemonte subandino da Colômbia, localiza-se entre os rios Duda – Guayabero (no oeste) e Guejar (no leste),

na zona de transição entre as regiões da Orinoquia – Amazônia – Andina, alcança altitudes entre 700 m à 1300 m, em cujo intervalo existem climas desde tropical chuvoso de floresta moderadamente úmida a muito úmida até temperado úmido de período frio – seco superúmido, tem morfologia alongada na direção N-S e apresenta o topo irregular (Figura 5).

Na parte sul o maciço é tabular, caracterizado por cuevas e cristas modeladas em sedimentos, acha-se dissecado por padrões de drenagem dendrítico com influência retangular e subparalelas. Na parte norte do maciço dominam sistemas montanhoso e colinoso sustentados por complexo ígneo-metamórfico, e padrões de drenagem dendrítico, retangular, subparalelo e localmente encaves anelares; encontra-se bordejado por escarpas longas e inclinadas que terminam em cones, glacis e terraços colúvio-aluviais. Tais feições estão dissecadas por padrões de drenagem dendrítico, dendrítico retangular e paralelo, as suas altitudes vão diminuindo em direção sul, até alcançar o nível do rio Guayabero (Figuras 5 e 7, e Anexo A).

Do ponto de vista litológico, trata-se de um complexo formado por diferentes tipos de rochas pertencentes às províncias geológicas adjacentes, dominando rochas ígneo-metamórficas do Pré-Cambriano que podem estar vinculadas aos maciços da Cordilheira Oriental ou ao Cráton Guaianêz; rochas sedimentares do Paleozóico (Unidade Pz, Figura 5), que representam a continuação da plataforma pericratônica denominada “saliente” de Vaupés (na serra Lindosa); rochas sedimentares do Cretáceo aflorantes na Cordilheira Oriental (Unidade Ks, Figura 5) e presentes no subsolo das bacias dos Llanos e do Putumayo; e sedimentos do Terciário (Unidades Tp, Tb e Te, Figura 5) que compartilha com a Altiplanície (“*Altillanura*”, Unidade TQ, Figura 5).

Esse complexo litológico tem continuidade entre o Cráton Guaianêz e os maciços cordilheiranos de Garzon e Quetame (Unidade Pmi, Figura 5), sugerindo que esta área fez parte de uma bacia marginal com depósitos epicontinentais no Paleozóico (resalto, “saliente” de Vaupés, rio Guaviare, Figura 5), e que durante o Mesozóico Inferior a Médio a margem oeste experimentou subsidências devido à incidência de movimentação extensional, e atualmente corresponde às áreas da bacias de Putumayo

e Llanos. Portanto, no Cretáceo essa área representava uma bacia confinada e de bordas irregulares, limitada a leste por um planalto Paleozóico, onde se acumularam seqüências sedimentares ligadas a transgressões marinhas do Cretáceo Médio a Superior. Em seguida, no Terciário, essa área alcançou o mesmo nível topográfico das superfícies adjacentes, inclusive do resalto (“*saliente*”) de Vaupés, recebendo materiais transportados desde o piemonte durante o Neógeno, tendo sido soerguido ao mesmo tempo que a Altiplanície (“*Altiplanura*”).

Entre os principais solos até o momento registrados nesta zona temos aqueles apresentados na Tabela 11.

Tabela 11. Solos da Serra de La Macarena

Rampas e Talude	Piemontes e Terraços
Lithic Troorthents	Typic Hapludults
Typic Troorthents	Typic Kandudults
Typic Dystropepts	Typic Dystropepts
Typic Kandudults	Fluventic Dystropepts
Typic Dystropepts	Antrosoles (Plaggepts)
Fluventic Dystropepts	Typic Quartzipsamments
Lithic Troorthents	
Typic Troorthents	Typic Tropofluvents
Typic Eutropepts	Oxic Humitropepts
Typic Humitropepts	Oxic Dystropepts
Petroferric Hapludox	Typic Eutropepts
Typic Paleudults	Typic Hapludalfs
Typic Hapludults	Lithic Quartzipsamments
Typic Tropopsamments	

#### 4.2.4. Estruturas

As principais estruturas vinculadas a este compartimento são duas transcorrências destrais com direção E-W, que controlam o traçado dos rios Ariporo (54) – Meta (curso inferior), na parte norte, e Guayabero - Guaviare e o córrego Guiña, na parte sul (Figura 8).

Os domínios Noroeste e Centro-Oeste apresentam estruturação ligada ao sistema de cavalgamento de Guaicaramo. Nos limites com o domínio Leste e a nível local, existem estruturas associadas com transcorrências E-W, enquanto nos domínios Leste e Sudeste há grande influência das estruturas herdadas e reativadas do embasamento, mas no próprio domínio Sudeste também existe a influência do sistema transcorrente E-W. No domínio Sudoeste dominam estruturas herdadas do embasamento e provavelmente reativadas por eventos associados com a frente de cavalgamento (Figuras 8 e 9a).

O regime tectônico geral do compartimento é transpressivo, caracterizado por sistemas de falhas inversas e de cavalgamentos de Guaicaramo com direção NNE-SSW, (Figura 8); já descrita no item 4.1.1.4.

##### 4.2.4.1. Domínios Oeste e Centro-Oeste

Essas áreas fazem parte da bacia “*foreland*” cujas estruturas principais correspondem a um sistema de leques imbricados que representa a projeção para leste da falha de Guaicaramo (Figura 9a). A falha principal do sistema define o limite entre o relevo montanhoso estrutural e os Altiplanos Estruturais (respetivamente as grandes paisagens TM e TA, Anexo D) na margem oeste da falha, com uma faixa cordilheirana inferior do Planalto deposicional superior (grande paisagem PD, Anexo D), disposto sob a forma de escada. Mas nas áreas do compartimento 1 e do domínio Centro-Oeste deste compartimento, acha-se encoberta pelos depósitos que modelam os planaltos estruturais superiores, onde encontra-se o maior desnível da área investigada (Figura 9a e Anexos C e D). Em direção a leste ocorre a falha interpretada como a primeira

projeção do leque imbricado frontal, que caracteriza o limite entre os planaltos deposicionais Superior (da grande paisagem PD, Anexo D) e Medio (da grande paisagem BI, Anexo D), correspondendo ao primeiro declive na bacia. Essa estrutura vem do compartimento 1 e prossegue nos domínios Centro-Oeste e Sudoeste, concentrada no planalto deposicional superior, separando os terraços altos (incluídos nas paisagens PD1 e PD2, Anexo C) e localmente apresenta associada com falhas menores que respondem pelo soerguimento e basculamento dos terraços PD2 (segundo IGAC, 1999), que passaram a ocupar posições similares aos níveis mais altos e ocasionalmente invertendo o declive dos topos (Figura 9a).

O segundo leque imbricado, projetado para leste, do sistema de Guaicaramo, separa os dois últimos degraus entre o planalto deposicional intermediário (da grande paisagem BI, Anexo D) e o bloco Inferior abatido, basculado e confinado (da grande paisagem BO, Anexo D). O prolongamento para sul dessa falha não está claro, na altura dos rios Guatiquia (13) e Meta é deslocada, onde parece corresponder mais a uma separação entre terraços do nível alto (paisagem PD2, Anexo C) e de nível baixo (paisagem PD3, Anexo C), salto que no bloco localizado ao sul do rio Guejar é deslocado em direção a sul por uma falha transcorrente sinistral.

As outras feições associadas com as estruturas principais são os desníveis impostos aos terraços, mais altos na porção a sul do rio Guejar (margem leste da serra de La Macarena, Figuras 5 e 7) e descem gradualmente em direção a norte até o rio Ariporo (54), onde se nivelam o bloco abatido inferior de Arauca (Figura 9a). Esses blocos estão separados por um sistema de falhas menores que controlam os altos cursos das drenagens que descem da cordilheira com direção geral NW-SE, tais como: Guejar, Ariari, Upia (21), Cusiana (31) e Pauto (48) – Guana Palo, enquanto no compartimento 1 apresenta direção W-E (Figuras 8 e 9a). As falhas que respondem a segmentação do sistema de cavalgamento são devidas às diferentes taxas de movimentação ao longo do sistema de cavalgamentos da frente Andina. Essas falhas continuam na porção inferior, ou seja, nas planícies baixas, como escarpas com orientação NW-SE, paralelas a falha normal que separa os domínios oeste e leste do

compartimento 1; que resultam na formação de rampas entre os níveis dos diferentes blocos, estando o mais alto entre os rios Guejar – Ariari, Humadea (2) – Humea (18), Humea (18) – Upia (21), Upia (21) – Cusiana (31), Cusiana (31) – Pauto (48)/Guanapalo (47), e o mais baixo entre os rios Pauto (48)/Guanapalo (47) - Ariari (Anexos B e D).

Um outro sistema estrutural mais localizado é formado por falhas direcionais destrais e sinistrais, em menor proporção, concentrado na margem oeste do rio Meta (entre os rios Ariporo, 54 e Guanapalo, 47, Anexo D), enquanto no domínio Centro-Oeste uma importante falha direcional dextral E-W controla o rio Guaitiquia e o rio Meta. Essas falhas afetam diretamente o terraço estrutural do rio Meta e poderiam corresponder a estruturas antigas que se estendiam desde este bloco até as margens leste do rio homônimo, ou seja, com a Altiplanície (“*Altillanura*”) plana, quando formavam a mesma superfície (Figura 9a).

Outra estrutura importante nessa área é a falha inversa que separa os domínios Noroeste e Leste, formando um lineamento controla o curso do rio Meta e se expressa como uma escarpa na sua margem sul. Essas feições estruturais são subverticais, sugerindo sua relação com estrutura herdada do embasamento (Figuras 9a e 11c).

#### 4.2.4.2. Domínio Este

Nestas Altiplanícies (“*Altillanuras*”) continuam se apresentando traços (falhas) inversos mas com uma direção NEE-SWW, que também separam morfoestruturas em escadas, assim; o topo mais alto constituem as superfícies planas e altas, que bordejem a margem sul do rio Meta estão separadas de um escalão inferior e mais dissecado pela feição mais norte que corre ao longo dos rios Tomo – Muco e Yucao; entre os rios anteriores e os rios Vichada – Tillabá e Manacacias (Figuras 5 e 7), no sul se estendem as superfícies mais dissecadas e baixas da Altiplanície (“*Altillanura*”), paralelos com esses traços se modelaram as escarpas e divisores de águas que separam estas bacias (Figura 8).

Estas planícies também se individualizam por blocos em sentido W-E, separados por traços NNW-SSE dispostos ao longo do rio Metica delimitando o planalto deposicional intermediário do Meta, do planalto estrutural intermediário de Meta e Vichada Altiplanície (*"Altillanura"*); outro traço está ao longo do rio Manacacias, que divide a Altiplanície (*"Altillanura"*) em bloco W (mais dissecado) e E (menos dissecado); continuando em direção leste encontramos outro traço a modo de um segmento curto (Figura 8), no limite entre o bloco estrutural intermediário Altiplanície (*"Altillanura"*) e as superfícies transicionais (da grande paisagem ES, Anexo A); por último serve de limite entre as superfícies transicionais e um relevo em sedimentitos do Paleozóico (da grande paisagem EM, Anexo A). O presente sistema parece estar relacionado com o embasamento, por continuar em direção leste deixando em contato unidades estratigráficas com diferenças de idades cada vez maiores, até levar sedimentitos do Paleozóico em contato com sedimentitos Terciários na serra das Palomas (trecho médio do rio Guaviare), ver Figura 8.

#### 4.2.4.3. Domínio Sudeste

O regime tectônico muda neste domínio pois apresenta transcorrências destrais com direção E-W, que controlam o trecho inferior do rio Guaviare e o divisor de águas entre os rios Vichada e Guaviare, e o trecho E-W do rio Guejar; no setor norte e sul do rio Guaviare algumas das correntes principais mostram uma direção W-E que poderiam estar controladas pela recente implantação de traços transcorrentes (Figuras 7 e 8). A nível das grandes paisagens este traço pode deixar em contato superfícies da Altiplanície (*"Altillanura"*, grande paisagem AE, Anexo A) com Superfícies transicionais e estruturais da Amazônia (ES, Anexo A) no setor centro – leste; separa dentro da mesma Altiplanície (*"Altillanura"*) superfícies deposicionais (da grande paisagem AD), no setor central; enquanto no setor sul do rio Guejar foi gerada uma pequena bacia, basculada em sentido sul a partir desse traço, que nesta área controlou mais a captura e migração do curso do rio Guejar.

#### 4.2.4.4. Domínio Suroeste

As estruturas responsáveis do soerguimento do relevo da serra de La Macarena se correspondem com estruturas atuais de inversão de direção NNW-SSE e cujo plano está inclinado em sentido W, e localizadas nas margens leste e oeste da serra (Figura 8); são o produto da reativação de antigas estruturas de distensão herdadas do embasamento, mas implantadas numa bacia de evolução recente e inclusive atualmente ativa. Os sedimentitos do Neógeno – Plioceno localizados no topo sul desta serra sugerem um tempo de soerguimento entre Plioceno – Pleistoceno, provavelmente contemporâneo com o soerguimento das Altiplanícies (“*Altiplanícies*”), tanto da Orinoquia como da Amazônia (grande paisagem AE, Anexo A). No setor oeste da serra encontra-se uma bacia com sedimentação Neogena a Holocénica, que por ser parte do piemonte tem uma evolução sedimentológica e tectônica bastante recente e ativa, com traços NNW-SSE que soergueram a serra Chamusa (noroeste da serra de La Macarena) e outras superfícies onduladas na margem oeste do rio Duda; existe um outro sistema NW-SE que afeta um enorme terraço Holocénico (Anexo A).

#### 4.2.5. Integração

Os domínios NW, Centro-Oeste e SW fazem parte da bacia “*foreland*” subandina, onde as atuais morfoestruturas dispostas numa geometria romboidal são resultado da superposição de componentes direcionais e de sistema transcorrente destras sobre o sistema compressivo frontal de cavalgamento (leques imbricados), chegando a configurar de W para E o frente da cordilheira e dois níveis de terraços que a escala regional formam duas franjas de terreno paralelos com essa frente; e de N para S se definem blocos localizados a uma maior altitude perto da serra de La Macarena e vão descendo a modo de escadas desde o rio Guejar até o rio Ariporo–Meta, esta compartimentação parece estar mais controlada pela geometria do embasamento, ou seja, as saliências que definem planaltos e depocentros que continuam definindo posições de blocos abatidos (Figuras 5, 8 e Anexo A). A anterior

estruturção controlou e compartimentou a sedimentação da molassa Plio-Pleistocénica e dos depósitos fluviais, fluvio-lacustres e eólicos do Holoceno.

O bloco mais afundado deste domínio está limitado por duas escarpas, no setor norte pela escarpa com direção E-W e NE-SW no setor médio, que configura a margem sul do rio Ariporo (54), onde nascem a maioria dos afluentes desta bacia, e vai até a escarpa norte do rio Guanapalo (47) - cano Duya (45), com direção NW-SE; onde se conformam superfícies baixas, menores de 5 m, com planos aluviais de forte influência eólica e com declives entre  $0^{\circ}$  -  $3^{\circ}$ , configuração que favorece os trasbordamentos ativos (mudanças de leitos), tal dinâmica reflete uma certa instabilidade herdada do subsolo sismicamente ativo (com grau moderado, ver mapa ameaças sísmicas do IGAC, 1998) que é favorecido pelos depósitos superficiais e gera morfoestruturas, tais como: escarpas ou rampas curtas e internas localizadas nas margens dos rios maiores e no interior de alguns bacias que ocupam zonas superiores, com direções NW-SE, esses traços conformam um sistema paralelo com a escarpa ou falha normal que separa os diferentes domínios no compartimento. Nos trechos inferiores de alguns afluentes do rio Meta estão controlados por traços retilíneos E-W com deslocamentos locais do leito do rio homônimo e dunas eólicas. No setor oeste se encontra o maior relevo da faixa do piemonte (1100 m); o que sugere uma alta taxa de mobilização diferencial neste segmento da frente de cavalgamento.

O outro bloco está menos afundado que o anterior, entre o cano Duya (45) e o rio Guaitiquia (Anexo B), configuram superfícies baixas, menores de 10 m, com planos aluviais que apresentam uma influência eólica menor que o bloco anterior (sem campos de dunas) e com declives entre  $1^{\circ}$  -  $5^{\circ}$ , configuração que diminui as mudanças de leitos, existindo um maior domínio de drenagens com seu leito bem definido, esta dinâmica também reflete uma certa instabilidade herdada do subsolo onde tem-se registrado uma sismicidade menor que no anterior bloco. Está formado por "escadas" de superfícies escalonadas que vão descendo de sul para o norte; entre os seguintes rios: Guaitiquia - Humea (18) drenagem com enclave anelar, Humea (18) - Upia (21) contem superfícies soerguidas e abatidas bastante próximas, um altiplano (incluído na

paisagem TA5, Anexo C) com uma altitude de 550 m próximo a terraços baixos com influência eólica (da paisagem BI2, Anexo C) a uns 200 m de altitude; separados por um traço paralelo ao sistema de falhas de Guaicaramo; as superfícies baixas do leste estão afeitadas por um sistema de traços E-W, provável continuação do domínio que existe no bloco sul entre os rios Guaitiquia e Humadea (2); no setor NW este bloco está limitado pela escarpa da margem sul do rio Upia (21), com um declive em sentido W-E (Figura 9a e Anexo D). Entre os rios Upia (21) – Cusiana (31) se apresenta um controle retangular em trechos das drenagens com direções NW-SE e NEE-SWW, que mudam no piemonte a múltiplas direções, o sentido geral do declive é NW-SE; entre os rios Cusiana (31) – Duya aqui parece existir um controle linear NWW-SEE, mesma direção do declive; rampas ou escarpas com direção NNW-SSE ao longo do cano Duya e outro NW-SE na margem sul do rio Cusiana (31) (pertencem ao mesmo sistema da falha no rio Sumuaquito (70) do compartimento 1, Figuras 8 e 10 e Anexos B e D), soerguem o bloco compreendido por esses rios, também no rio Upia (21). Paralelas com as falhas do rio Ariari (Figuras 7 e 8).

O padrão geométrico dos compartimentos 1 e 2 foram definidos por duas macro-tendências nas estruturas regionais; o sistema de inversão frontal Andina leste (cavalgamentos) NE-SW, localizado no piemonte; que vai se projetando em direção leste (modelo over ou pig-back?) provavelmente chegando a inverter ligeiramente falhas ou descontinuidades quase verticais, herdadas do embasamento, na região central e marginal leste da bacia dos Llanos Orientales; e os sistemas transcorrentes E-W (Figura 9 e Anexo D).

- O domínio NE entre os rios Meta – Guaitiquia (13) e Vichada – Manacacias – Guejar, representam a continuação mais leste da influência compressiva da frente de inversão do sistema Guaicaramo (Figuras 7, 8 e 9), onde falhas praticamente verticais originadas num sistema de extensão sobre uma plataforma pericratônica, em tempos recentes (Pleistoceno – Holoceno Superior até Inferior?) foram ligeiramente invertidas, movimento que alcançou um estado incipiente, portanto não chegou a soerguer ou a mudar as superfícies localizadas nas margens oeste, ficando como uma planície

estável, sem inversão nenhuma (ver unidade AE Figuras 10 e 11 e Anexo D); como aconteceu no piemonte tectônico - deposicional (pertencentes às subprovíncias T e P, Anexo D) e nos terraços superiores da planície aluvial de inundação (da subprovíncia B, Anexo D). Aqui o rio Meta marca o limite entre os domínios NW e NE, mudando as direções dos traços principais a NEE-SWW paralelos com os rios Tomo – Yucao e Vichada – Manacacias – Guejar neste traço a margem leste chegou a um nível superior das paisagens leste, marcando a separação entre as Altiplanícies (“*Altillanuras*”) estruturais e as Altiplanícies (“*Altillanuras*”) deposicionais (trecho superior do rio Guaviare, AE e AD respectivamente, Anexo A e Figura 8) e as Altiplanícies (“*Altillanuras*”) com as superfícies de associação da grande paisagem ES (Anexo A e Figura 8); este traço parece continuar em direção oeste ao longo do rio Guejar e nos níveis de Altiplanícies (“*Altillanuras*”) superiores (Figura 8). Um outro sistema de descontinuidades que se manifestam como escarpas NNE-SSW que levantam as margens lestes dos rios Metica e Manacacias, também faz parte dum traço que separa as Altiplanícies (“*Altillanuras*”) das superfícies transicionais (divisor de águas entre os rios Vichada e Guaviare); no trecho médio do rio Guaviare muda a direção de E-W para NNE-SSW, direção paralela com as escarpas da colina tabular em sedimentitos do Paleozóico; o caráter deste traço pode ser inverso com planos inclinados em sentido leste a verticais?. (Figura 9a). Outros traços estruturais interessantes são os encraves anelares e os trechos curvos nos rios principais e em correntes menores, cuja ocorrência é bastante comum nestas planícies, assim como no domínio SE (superfícies transicionais); esses traços estão associados (ou herdados) com o embasamento (plataforma pericratônica e o craton); tendência que continua no domínio leste do compartimento 1.

- Domínio SE desde as cabeceiras dos afluentes dos rios Guaviare, Guayabero e do trecho inferior do rio Inirida (Figuras 5, 7, 8 e Anexo A).

Se chega a uma zona de transcorrências destrais com direção E-W tendo por substrato o craton, aqui a drenagem tem alguns encraves anelares e trechos curvos, em geral o padrão é típico do escudo; a nível morfológico é notória a presença de aluvio – estruturais nas margens NE dos afluentes com orientação NW-SE a W-E, o que sugere

um deslocamento dos rios em sentido SW pelo aumento do declive NW (Figuras 8 e 9a), as formações superficiais desta zona sugerem uma atividade neotectônica do Pleistoceno – Holoceno e de fato não fazem uma cobertura unicamente terciária como sugerem os diferentes mapas geológicos.

A partir do rio Guaviare, em direção norte os blocos do piemonte vão descendo em escadas de sul para norte, sendo as escadas mais altas, as localizadas entre os rios Guejar e Ariari e as mais baixas entre os rios Ariporo (54) e Cravo Norte. Enquanto em direção sul os blocos vão descendo de norte para o sul, sendo os mais altos entre os rios Guaviare e Tunia – Inirida e os mais baixos entre os rios Putumayo e Amazonas (Figura 7 e Anexo A)

### 4.3. COMPARTIMENTO 3

#### 4.3.1. Aspectos gerais

O Compartimento 3 abrange a megabacia sedimentar da Amazônia Colombiana e localiza-se entre os paralelos 2<sup>o</sup>N e 3<sup>o</sup>S (Figuras 1 e 8), estendendo-se desde os limites da morfoestrutura da Serra de La Marcarena até o Rio Orinoco (limite com o compartimento 2) até o curso inferior do rio Putumayo (Figuras 5 e 8). Apesar de ser uma imensa planície, é constituída por grande variedade de macrorelevos, reconhecendo-se as seguintes grandes paisagens: Relevos Residuais do Cráton (CM), Peneplanos Ondulados do Cráton (CP), Relevos Estruturais do Paleozóico (EM), Superfícies Estruturais Amazônicas (EE), Superfícies Associadas da Orinoquia – Amazônia e Cráton (ES), Superfícies Dissecadas da Amazônia (S), Piemonte com Influência Vulcânica (SV), Planícies Aluviais de Rios Andinos (SN), ver Anexo A.

Os “*landforms*” tectônicos primários, bem como o traçado das bacias da região do cráton a nordeste, têm direção W-E, e a partir das planícies Amazônicas Centro-Leste adquirem orientação NW-SE, e das bacias entre os rios Apaporis – Putumayo voltam a ter direção W-E (Figuras 7 e 8). Eles fazem parte de diversos blocos com

características geológicas e morfológicas próprias, e são limitados por divisores de águas, cursos de rios e escarpas ou rampas N-S e E-W. Essa grande planície Amazônica é o resultado de uma longa história de sedimentação epicontinental, desde o Paleozóico.

As rochas paleozóicas, junto com o embasamento pré-cambriano, constituíram um planalto (superfície orogênica) durante o Cretáceo e Terciário Inferior, enquanto na borda oeste individualizaram-se as bacias do Putumayo e Orinoquia, que foram preenchidas por sedimentos marinhos do Cretáceo – Paleoceno e continentais do Pré-Neógeno provenientes do escudo e transportadas na direção E – W. No Neógeno, a orogenia Andina gerou a inversão dessas bacias e os episódios de dobramentos e cavalgamentos promoveram espessamento das seqüências sedimentares espessadas, foram seguidos pela deposição de sedimentos de ambientes transicionais ou parálico, tipo flúvio-lacustrino com influência estuarina (IGAC, 1999, ) e acumulações marinhas (IGAC, 1999) em complexo com sedimentos depositados em planos de inundação de rios meandantes (IGAC, 1999) no Neógeno; tal episódio foi bastante extenso, atingindo a planície Amazônica da Colômbia, Peru e Brasil. Nesta época a região a leste dessas superfícies, antigos planaltos, ainda não tinham sofrido deformação (Figuras 6a e 6b). Durante o Mioceno Superior-Plioceno a Cordilheira Oriental foi soerguida e a bacia foreland constituída, onde a antiga rede da drenagem foi bloqueada e invertida, gerando os leques fluviais, flúvio-vulcânicos, flúvio-torrenciais e enormes terraços aluviais do Quaternário (Figuras 6c e 11).

A atividade neotectônica e sismo-tectônica é maior no piemonte, mas os lineamentos neotectônicos estão presentes em toda a planície Amazônica, com menor intensidade na plataforma pericratônica e pouco freqüentes no cráton (Figura 8).

#### **4.3.2. Drenagem**

As bacias hidrográficas que formam este compartimento, de nordeste para sudoeste, são: rios Inirida, Guainia, Vaupes com os afluentes Unilla e Itilla; Tunia -

Apaporis, Yari com os afluentes Yavilla, e Mesay, Caqueta com os afluentes Caguan, Orteguzza, Cahuinari, Miriti Parana e Pure, na região central; e rios Putumayo com os afluentes Guamuez, San Miguel, Igara Parana e Cotuhé, na região sul (Figura 7).

As principais características desses rios são:

- Rio Inirida: apresenta seu curso superior com direção W-E, tem alguns trechos meandantes e outros com forma retangular e retilíneo quando atravessa relevos sustentados por rochas paleozóicas, formadoras das grandes paisagens de relevos estruturais (EM, Anexo A) e planícies estruturais (EE, Anexo A). No seu curso médio domina o traçado meandrante, com moderada sinuosidade na transição de superfícies estruturais com o cráton (da grande paisagem ES, Anexo A); e no curso inferior muda a sua orientação para SW-NE, com traçado caracterizado por meandros pouco sinuosos a retilíneos ao longo de afloramentos rochosos, e localmente sinuoso, quando atravessa o cráton (grande paisagem CP, Anexo A).
- Rio Guainia: O curso superior a médio tem orientação SWW-NEE é ligeiramente meandrante e no curso inferior com direção SWW-NEE é basicamente lineal, nasce e morre no craton (grande paisagem CP, Anexo A).
- Rio Unilla e Itilla: ao longo de todo o curso são meandantes, com meandros pequenos e sinuosos, possuem direção geral WNW-ESE e drenam superfícies estruturais (da grande paisagem EE, Anexo A);
- Rio Vaupes: apresenta curso superior meandrante e sinuoso nas superfícies estruturais (EE, Anexo A) tem direção geral WNW-ESE, e tem a terminação do curso inferior orientada na direção W-E e traçado retilíneo, quando atravessa o cráton (CP, Anexo A);
- Rio Tunia: tem direção W-E, possui curso superior retilíneo, enquanto o inferior é meandrante com controle angular ao atravessar tanto as Altiplanícies (*"Altillanura"*, grande paisagem AE, Anexo A) como as superfícies estruturais (EE, Anexo A).
- Rio Apaporis: apresenta direção NNW-SSE, corta litologias paleozóicas no seu curso superior, onde torna-se retilíneo, é meandrante no curso médio, com controle retangular, enquanto o curso inferior tem direção N-S, é retilíneo e contém poucos meandros.

- Rio Yari: possui o curso superior com direção N-S e regime retilíneo a ligeiramente meandrino, enquanto seu curso médio tem orientação NW-SE com regime meandrante e controle estrutural, no limite sul das savanas do Yari encravadas na floresta (Anexo A).

#### **4.3.3. Sistemas de Relevô**

Esse compartimento compreende extensas planícies que se estendem entre duas falhas transcorrentes destrais com direção W -E, no norte controlam os rios Losada, Guayabero e Guaviare, corresponde ao prolongamento para sul do compartimento 2 e no sul ao longo do trame intermediário do rio Putumayo; inclui quatro domínios tectônicos (Figura 8):

##### **4.3.3.1. Domínio Oeste - Suroeste**

Esse domínio pode ser dividido em duas zonas, de acordo com as altitudes e a origem da parte superior, a saber:

###### **4.3.3.1.1. Planalto Depositional Superior de Caquetá e Putumayo**

Essa zona ocupa o Piemonte Depositional com influência vulcânica e atividade neotectônica, e é formado por vários níveis de terraços, leques e restos de leques flúvio-colúviais, fluviaes e flúvio-vulcânicos (da grande paisagem SV, Anexo A) e superfícies estruturais relito (da grande paisagem SR, Anexo A). O piemonte de Caquetá encontra-se entre os rios Caguan e Caqueta e constitui uma faixa estreita entre as altitudes de 500 m e 350 m e pouco inclinada ( $2^{\circ}$  -  $5^{\circ}$ ), enquanto no Putumayo as áreas são extensas entre as altitudes de 500 m e 250 m, alcançam a confluência dos rios Ortegua e Caquetá, apresentam grande variedade de declives ( $2^{\circ}$  até  $15^{\circ}$ ) e possuem padrões de drenagem subdendrítico, subparalelo e localmente distributário (Figura 5 e Anexo A). Tratam-se de áreas de antigos fluxos hidrovulcânicos e flúvio-torrenciais do Quaternário acumulados sobre sedimentos do Terciário e Cretáceo, e

outros se encontram encobertos por terraços aluviais e os mais recentes são leques do piemonte. Esses foram soerguidos por movimentos do sistema frontal de cavalgamentos, levados a posições de terraços e têm sido afetados por lineamentos neotectônicos que controlam os rios principais com direções NW-SE e W-E (Figura 8). Na parte mais próxima à cordilheira, tem-se registrado uma importante atividade sismo-tectônica, mas a atividade neotectônica destas paisagens é menor que no piemonte da Orinoquia, onde, por exemplo, alguns leques ainda conservam restos da morfologia original. Também não chegam a se formar altiplanos em meio ao relevo montanhoso ou com inversão do seu relevo.

#### 4.3.3.1.2. Bloco Basculado Superior de Putumayo

A parte inferior desse domínio está representado pelo bloco basculado superior de Putumayo, conhecido como bacia do Putumayo (Figura 5), que apresenta distribuição paralela ao planalto do piemonte. Assim, entre os rios Caguan e Orteguzaza, o bloco estende-se até o curso superior do rio Sunsiyá, cobre por completo a bacia entre os rios Orteguzaza e Caquetá e entre os rios Caqueta e Putumayo vai até o local de maior aproximação entre seus cursos. Entre as altitudes de 400 m a 250 m, é caracterizado por superfícies dissecadas uniformemente onduladas, com um declive aproximado de 5° - 12°, com drenagens subdendríticas a subparalelos com certo controle estrutural na direção NW-SE nos cursos superiores, que muda para W-E nos cursos médios e inferiores dos afluentes entre os rios Caqueta e Putumayo. Neste bloco e no inferior encontram-se as margens de um rift (Ingeominas, 1978) definindo assim, um antigo depocentro na extremidade oeste da plataforma pericratônica, onde se acumularam grandes quantidades de sedimentos do Cretáceo e Terciário, convertidos numa bacia de inversão pela orogenia Andina. Portanto, o constante levantamento impediu a acumulação de sedimentos quaternários que formariam um piemonte de maior extensão. Entretanto, os fluxos flúvio-torrenciais, fluviais e flúvio-vulcânicos, em grande parte, foram desagregados por meio dos rios principais, chegando a constituir planícies aluviais bem desenvolvidos (Anexo A).

É provável que no interior das pequenas bacias existam sedimentos do Quaternário e do Neógeno em relação complexa com os sedimentos da Formação Pebas ou Formação Solimões. Estas planícies estão afetadas pelas mesmas feições e movimentos neotectônicos que o planalto anterior, além de apresentar na zona inferior um controle na direção W-E, localmente alinhados com divisores de águas, que no setor mais sul serve de limite para esta unidade. Sua dinâmica parece ter influenciado no basculamento dos blocos fazendo migrar os rios principais de sul para norte.

#### 4.3.3.2. Domínio Central

O limite norte desse domínio atinge a metade oeste da falha transcorrente paralela ao rio Guaviare, desde o piemonte até as savanas de La Fuga, enquanto o limite sul tem um traçado em escada ao longo do rio Putumayo e no setor leste da serra de Chiribiquete. Esse domínio integra grande diversidade de paisagens, onde se tem duas zonas com características diferentes; as planícies estruturais do Caqueta (4.3.3.2.1 e 4.3.3.2.2.) e o bloco inferior do Caqueta (4.3.3.2.3.) localizado na parte sudeste do domínio (Figuras 5, 8 e Anexo A).

##### 4.3.3.2.1. Relevo Estrutural Superior do Caqueta

A serra de Chiribiquete dispõe-se como uma franja alongada na direção N-S, está localizada no centro da Amazônia, estende-se desde a serra do Guaviare, na confluência com os rios Ariari e Guaviare, no norte, até o médio curso do rio Igara Parana, no sul, e encontra-se paralela a outra franja mais a leste, compreendida entre os rios Guaviare, no norte, e Apaporis, no sul. Essa feição de relevo faz parte do domínio Nordeste e serve de limite com o presente domínio (Figura 8 e Anexo A).

Ambas as franjas são paralelas com outra franja N-S localizada a oeste e formada pela serra da Macarena e as savanas de Yari. Embora sejam sustentadas por uma mesma unidade litológica (sedimentitos paleozóicos, Pz, Figura 5), as franjas central e leste são atribuídas a domínios diferentes por apresentarem sistemas de

fraturas diferentes. Tratam-se de relevos tabulares que geram morros, mesas e colinas que fazem parte da grande paisagem de relevos estruturais (EM, Anexo A) com altitudes entre 1000 m e 250 m, constituídas por sedimentos arenosos de praias de um mar raso, acumuladas durante o Paleozóico sobre a margem oeste do complexo ígneo-metamórfico do cráton Guianês. Esta sequência sedimentar formou uma superfície orogênica ou planalto entre o Cretáceo – Terciário, e no Neógeno foi soerguida em meio a uma planície estrutural, que no setor oeste constitui o resalto (“saliente”) do Vaupes; seguindo descontinuidades N-S herdadas do embasamento, e talvez representem as margens e blocos que foram soerguidos a partir de antigos sistemas de rifts (Ingeominas, 1978).

#### 4.3.3.2.2. Planalto Estrutural Intermediário de Guaviare, Vaupes, Caqueta e Amazonas.

Essa área compreende extensas planícies que bordejam e conectam os sistemas de relevo descritos anteriormente, entre altitudes de 350 m e 200 m. Elas estão delimitadas pelos rios Caguan, a oeste, Guaviare, a norte, Yari e Cara Parana, a sul, e pela faixa de relevo leste, a leste (Figura 7 e Anexo A). Em termos gerais, dispõem-se como escadas inclinadas para sul, com declividades de 3° a 12°, e acham-se dissecadas por padrões de drenagem subparalelo, paralelos, subdendríticos e dendríticos, geralmente apresentando trechos retangulares, que compõem uma das anomalias mais notórias, além dos encaves anelares, que, no caso, também estão associados com o embasamento.

Essos rios, em geral, têm traçado retilíneo, mas em certos trechos são meandrantés, com controle retangular e a nível mais local, chegam a ser sinuosos. Os patamares regionais estão separados por vertentes e rampas curtas e dissecadas, expressando os movimentos e instabilidade que lhes afetaram, enquanto o grau de dissecação dos patamares é mais espaçado.

Durante o Terciário Inferior essas planícies foram cobertas por sedimentos provenientes, principalmente, da erosão do escudo e, em seguida, durante o Neógeno,

também foram retrabalhados por sistemas flúvio-lacustres a flúvio-estuarinos ou fluviais com influência marinha, em relação complexa com depósitos essencialmente fluviais, os que dominaram com a polaridade de sedimentação invertida, em decorrência do soerguimento da cordilheira Oriental. A ocorrência isolada e a pouca instabilidade dessa planície estrutural (grande paisagem EE, Anexo A) se reflete na pouca extensão das planícies aluviais, cujos cursos nascem e percorrem os seus domínios.

Entre as superfícies a norte e a sul do rio Caqueta existem diferenças quanto às morfologias geradas por dissecação, sendo as da região norte mais tabulares, com topos amplos e rampas inclinadas e escalonadas, entretanto as superfícies da região sul são homoganeamente onduladas, com uma densidade de dissecação muito maior e algumas rampas menos profundas. Tal diferença parece ser devida à existência de coberturas sedimentares diferentes, pois no sul domina a acumulação de sedimentos da formação Pebas, enquanto no norte esta litologia encontra-se em relação complexa com os sedimentos fluviais do Terciário Superior (Unidade TE, Figura 5) da região amazônica.

Nas partes oeste e norte deste domínio destaca-se a presença de savanas em meio a floresta, tanto as savanas de Yari (sul da serra da Macarena), como a da Fuga (margem sul do rio Guaviare) ver Anexo A; a qual indica uma antiga fisiografia do embasamento, correspondendo a um bloco um pouco mais abatido nessa área, que permitiu acumular sedimentos similares aos presentes na Orinoquia. Em seguida, devido aos diferentes movimentos de blocos, as falhas N-S que bordejam e levantaram o bloco das savanas do Yari seriam a continuação do mesmo sistema da serra da Macarena, e as savanas da Fuga foram levadas pela continuação da feição presente ao longo do rio Ariari. Essas posições altas favoreceram as condições necessárias para a acumulação de material ferroso na superfície e condicionou a cobertura vegetal. Em outras palavras, a origem das savanas deve-se as condições climáticas estáveis e podem ter um significado mais neotectônico.

#### 4.3.3.2.3. Bloco Basculado Médio e Inferior do Caqueta

Esse bloco estende-se como uma faixa entre os rios Caguan – Orteguaza/Caqueta, Yari-Caqueta e Caqueta – Putumayo, desde o contato com o bloco superior (curso superior do rio Sunciya) até o curso médio do rio Caqueta, atingindo altitudes entre 300m – 200m, representando a continuação para sudoeste deste domínio (Figuras 5 e 7). Estas superfícies também estão dispostas em escada, com maior declive para sul ( $2^{\circ}$  -  $12^{\circ}$ , localmente até  $25^{\circ}$ ) e padrões de drenagem subparalelos a paralelos, enquanto as drenagens de primeira ordem compõem padrões subdendríticos muito densos. Fazem parte da zona inferior da bacia do Putumayo e abrange uma pequena bacia com litologia da formação Pebas (Unidades Tp e Tb, Figura 5)

Entre os rios Caguan e Orteguaza/Caqueta a extensão dos patamares destaca-se pelo forte controle estrutural, sendo dissecados por padrões de drenagem dendrítico, retangular, subparalelo e localmente paralelo e desordenado. Nos rios principais predominam o traçado retilíneo e, em termos gerais, observa-se um forte controle estrutural que nos terraços é retangular. O controle de feições tectônicas N-S e NNW-SSE sobre os rios principais e seus terraços revelam-se como a continuação mais para oeste das feições do domínio central, que chegam a capturar o curso do rio Putumayo, interagindo com um outro sistema de direção W-E. Tais feições produzem variadas superfícies onduladas com topos e rampas de formas e distribuição irregulares. Estas bacias de morfologia diferente do resto do domínio sugerem que durante o Neógeno essa área permaneceu em uma posição um pouco mais elevada e estável, limitada pela serra da Macarena, savanas de Yari, rio Yari e serra de Chiribiquete, que fazem parte de diferentes grandes paisagens como planícies dissecadas e estruturais da Amazônia (SF, SD, ST, EE, ES, Anexo A). Assim, essa bacia correspondeu ao prolongamento do bloco superior que atualmente a bordeja, domínio W; e que se adaptou como um corredor que transportou e acumulou sedimentos torrenciais, fluviais e flúvio-vulcânicos procedentes da parte oeste e que cobriram os sedimentos da Formação Pebas (Unidade Tb, Figura 5) e outros depósitos mais antigos. Essa tendência continuou até o

Quaternário e se observa nas planícies aluviais dos rios principais, cujos cursos exibem forte controle neotectônico, como é o caso do rio Caguan que foi capturado e passou a interagir com o rio Luisa com direção WNW-ESE e, em seguida, foi capturado por um lineamento com direção W-E a N-S, (Figura 8).

#### 4.3.3.3. Domínio Nordeste

Abrange as Superfícies Residuais Baixas da Guainia e Relevos Estruturais do Paleozóico e Pré-Cambriano do Guaviare, Vaupes e Guainia; que fazem parte do Craton Guianes (subprovíncia P, Anexo A).

Essas superfícies cobrem as bacias entre os rios Inirida e Vaupes até os rios Negro (65) e Orinoco, localizadas no setor leste dos Estados de Guaviare e Vaupes, assim como o Estado de Guainia (Figuras 1 e 7).

Com altitude entre 600 m e 100 m, esse domínio é a continuação para sul do domínio SE do compartimento 2 (Figura 8), nos quais as falhas transcorrentes destrais controlam os "landforms" primários dos principais cursos de águas, bem como os relevos sustentados por sedimentos do Paleozóico e as superfícies estruturais que lhe bordejam, paisagens também presentes no domínio central, com a diferença de que neste setor leste as camadas de sedimentos terciários formam cunhas que se adelgamam (superfícies Amazônicas associadas com o cráton) até o afloramento do cráton. Por outro lado, na região leste ocorre de forma continua os peneplanos, pedimentos e relevos residuais e tabulares em rochas do Pré-Cambriano. Essas superfícies, em termos gerais, apresentam declives variados, entre 2° e 25°; estão dissecadas por padrões de drenagem dendrítico irregular, dendrítico e dendrítico angular, localmente anelar, subparalelo retangular e paralelo, sendo o controle estrutural localizado (Figura 9b). Atualmente, esta área foi cartografada como um complexo de rochas ígneas e metamórficas de alto grau, resultado da erosão sobre um relevo originalmente montanhoso.

#### 4.3.3.4. Domínio Sudeste

##### 4.3.3.4.1. Plano Depositional Inferior do Amazonas

Esse domínio é constituído por duas bacias com características distintas, a saber:

A bacia Norte, entre os cursos inferiores dos rios Apaporis – Caqueta, tem por limite oeste a serra de Chiribiquete (Unidade Pz, Figura 5), possui superfícies onduladas com altitudes entre 300m – 200m, com declive irregular entre 5° - 25° e ocasionalmente maior que 25°, acha-se dissecada por padrões de drenagem dendrítico a subdendrítico com controle retangular e angular, com trechos retilíneos. A proximidade desta bacia no setor sudeste do domínio central lhe confere algumas semelhanças com a bacia localizada na parte sudoeste do mesmo domínio, enquanto a disposição das superfícies é sob a forma de longos patamares. Na parte superior desta bacia existe um certo controle estrutural do domínio central com direção NW-SE, que se liga com o domínio SE direcional desde os cursos médios dos rios Popeyaca e Miriti Parana (Figuras 5 e 7), onde muda sua direção para E-W (Figura 8). Dentro desta bacia se encontram diferentes paisagens, tais como: colinas residuais em rochas pré-cambrianas (pertencentes à grande paisagem CM, Anexo A), superfícies com sedimentos fluviais do Neógeno – Plioceno (na grande paisagem SF, Anexo A), terraços da planície aluvial do rio Caqueta (na grande paisagem SN, Anexo A) afetados por feições neotectônicas, terraços do rio Ariporo (54), cujo curso tem migrado para oeste até ficar encostado contra a margem leste de sedimentos do Neógeno – Plioceno, e no setor mais leste estão as superfícies amazônicas associadas com o cráton.

Este depocentro teve uma origem complexa, pois fez parte da zona subsidente de um paleo-rift (Ingeominas, 1978), que desde então condicionou essa área a ocupar zonas baixas e a receber aportes inicialmente do escudo durante o Terciário Inferior e posteriormente no Neógeno foi também ocupada por ambientes transicionais flúvio-lacustres a flúvio-estuarinos e fluviais com sedimentos da extensa Formação Pebas (Unidade Tb, Figura 5). Em seguida, é provável que tenha recebido aporte aluvial, com

sedimentos transportados e espalhados pelo rio Ariporo (54) e antigo curso do rio Vaupes, que desciam com direções N-S e NE-SW passando pelas proximidades dos atuais relevos do Paleozóico e Pré-Cambriano, localizados entre os rios Vaupes e Ariporo (54), quando pareciam estar conectados com os piemontes da Cordilheira Oriental, de acordo com o tamanho das planícies aluviais. Em seguida, esses cursos mudaram sua orientação até adquirir a configuração atual, devido ao soerguimento dos relevos, acompanhado pelo levantamento e basculamento de blocos no Pleistoceno, que ficam expostos à erosão até o presente (Figura 8). Nas planícies aluviais atuais e terraços baixos ocorrem as últimas grandes acumulações aluviais nos rios Caqueta, e Ariporo (54) (Anexo A).

A bacia sul está compreendida entre os rios Caqueta e Putumayo e se estende desde os cursos superiores dos rios Cahuinari e Miriti Parana (Figuras 7 e 8), com altitudes entre 250 m – 200 m e declives entre 2° - 15°, cortada por padrões de drenagem dendrítico a reticular, subdendrítico desordenado, subparalelo e localmente retangular e outras vezes retilíneos, formando extensas superfícies com ondulação bastante homogênea (parte da grande paisagem SD, Anexo A), constituídas principalmente pelos sedimentos da Formação Pebas (Unidade Tb, Figura 5). Existe apenas uma variação no extremo leste, na fronteira com Brasil, onde ocorrem superfícies mais altas provavelmente residuais de planaltos do escudo. Ocupam as posições mais baixas dentro dos paleo-rifts, de modo que os volumes de preenchimento foram muito maiores do que os da bacia norte, e parece que as quantidades de sedimentos da Formação Pebas acumulados aqui foram bem maiores do que nos outros domínios.

Neste domínio o controle morfo-estrutural exercido pelas feições tectônicas direcionais E-W não está muito marcado, pois só há controle em alguns cursos principais, principalmente no setor mais a leste, mas no setor oeste se apresenta outra feição NE-SW que controla os cursos dos rios principais dessa área (Figura 8).

#### 4.3.4. Estruturas

A exemplo dos compartimentos 1 e 2, a geometria do embasamento controla a distribuição e a natureza dos domínios desse compartimento, que também está compreendido entre duas transcorrências destrais (Figura 8). A transcorrência norte corresponde ao limite com o compartimento 2 e se estende ao longo do rio Guaviare (no paralelo N), a transcorrência sul controla o curso inferior do rio Putumayo e prossegue em direção a oeste definindo a orientação geral do rio Napo no Peru, próximo ao paralelo 2°S.

Dentre as estruturas regionais (Figura 8) destacam-se: as transcorrências destrais E-W, presentes nas regiões NE e SE; os lineamentos de direção NW-SE presentes na região SE e que são uma continuação do domínio Central, além de outros lineamentos com direção NE-SW; as falhas normais de direção NW-SE que constituem as estruturas amplamente distribuídas na região central; o sistema de cavalgamento de direção NNE-SWW, que a nível de América do Sul estende-se ao longo de todo o piemonte leste da cadeia Andina e está presente na parte oeste, junto com algumas falhas direcionais destrais e sinistrais controlando os cursos superiores de alguns rios que descem da Cordilheira Oriental, no domínio SW, dentro do qual também são observadas falhas direcionais E-W que desviam e controlam segmentos de rios, como é o caso do rio Caquetá. Essas estruturas são apresentadas e discutidas no contexto das várias áreas referidas, as quais constituem domínios estruturais.

##### 4.3.4.1. Domínio Oeste - Suroeste

O domínio WSW ocupa a área entre a faixa de leques e terraços altos a aproximadamente a 500 m de altura, paralelo a cordilheira, e seu relevo montanhoso é controlado pelo Sistema de Cavalgamento de Guaicaramo com orientação NNE-SWW (Figuras 5 e 8). De acordo com as morfo-estruturas, é a feição principal, podendo existir uma outra projeção para leste localizada no contato dos leques e terraços com as superfícies dissecadas da bacia do Putumayo. Um outro sistema controla os cursos

superiores dos rios Guayas – Oaya, o limite entre as bacias dos rios Orteguzza e Caqueta e as vertentes dos rios Caqueta e San Miguel, sendo definidos por falhas direcionais destrais com direções NNW-SSE a NW-SE, cujo prolongamento no relevo montanhoso da cordilheira separa blocos com altitudes diferentes ou com deslocamento da frente montanhosa. Tal compartimentação é produto de uma taxa de inversão diferenciada na frente andina, resultando em segmentos mais soerguidos, rodeados por outros mais baixos e separados por falhas transcorrentes tipo rampas laterais. Esse processo também se apresenta no piemonte da Orinoquia.

Outro sistema de lineamentos com orientação E-W, prováveis transcorrências, apresentam-se desde a região superior deste bloco, nos cursos dos rios San Miguel (fronteira Equador-Colômbia), Guamuez, Caqueta e Mecaya, onde controlam segmentos curtos dos cursos. Tratam-se de lineamentos que passam a se manifestar na bacia SW do domínio Central, nos rios Caqueta, Luisa e segmentos do rio Caguan, e é possível que este sistema seja uma continuação do domínio leste, propagado mediante o rio Caqueta ou desde o piemonte superior de Equador, (Figuras 5, 7 e 8).

#### 4.3.4.2. Domínio Central

A geometria do embasamento dessa região é definida pelos “rifts” que se formaram nas partes sudeste e sudoeste da Amazônia Colombiana (Ingeominas, 1978), que resultaram no abatimento de blocos correspondentes as atuais bacias do Putumayo e dos cursos inferior do rio Apaporis, curso médio do rio Caqueta e bacia do rio Cahuinari (Figuras 5 e 7); e ao mesmo tempo promoveram o soerguimento de um bloco compreendido entre os dois rifts, que atualmente está representado por esse domínio, e na região a leste do rift oriental originou os sistemas de relevo do escudo. Os relevos que formam as três franjas N-S deste domínio, de oeste para leste, são: a serra da Macarena e savanas de Yari, no centro, serra de Chiribiquete – serra de Guaviare e relevos do oeste (Figura 9b); relevos soerguidos em meio a uma área distensiva com estruturas N-S, herdadas do embasamento que foi reativado até ser invertido e levantar os blocos entre elas. Esse evento tectônico é anterior à implantação

da atual rede de drenagem, portanto plio-pleistocénico, segundo o soerguimento de blocos com savanas.

As "landforms" mais recentes são controladas por feições distensivas (falhas normais), com orientação geral NW-SE e mergulho para NE, configurando blocos, cuja altitude varia de altos na parte oeste, a baixo na parte leste (Figura 8). Assim, na parte oeste (bacias entre os rios Yari e Putumayo) essas feições controlam os rios Orteguzza, Caguan e Yari, e seus afluentes, mas com direção NNW-SSE, que parece se prolongar até o rio Putumayo (Figura 9). Na parte central passam no meio da serra de Chiribiquete e continuam a oeste na área da bacia do rio Yaya – Ayaya e alcançam as savanas do El Yari, onde são deslocadas, e nos arredores exerce um forte controle retangular. Entretanto, na parte oeste, entre os rios Amu e Yavillari, existe uma importante anomalia que gera uma rede de drenagem com diversas direções e um padrão com enclave anelar sobre o rio Yavillari, que são feições ocasionadas pelo soerguimento local de rochas pré-cambrianas (Figura 9b). Portanto, a feição distensiva com orientação NW-SE ao chegar neste setor fica bloqueada e só continua no extremo leste destas bacias sobre o curso superior do rio Miriti Parana (Figuras 7 e 8). O mesmo acontece com a feição que controla o rio Yari que fica bloqueado pelo relevo da serra de Chiribiquete, para continuar no curso médio do rio Caqueta, que são zonas de influência mais a leste das feições distensivas (Figura 9b).

Já ao norte desta bacia volta a aparecer claramente essa feição ao longo do curso superior do rio Apaporis, assim como das drenagens dos terraços antigos, pois no curso inferior começa o domínio das feições W-E. Por último, no curso superior do rio Vaupes são deslocadas por segmentos W-E, onde começa o domínio das falhas transcorrentes E-W; os relevos localizados na parte norte foram segmentados pelas falhas W-E, enquanto na área do curso superior do rio Inirida ainda existem influência das feições NW-SE, que parece coincidir com o sistema que controla o rio Ariari, mas algo deslocados pela transcorrência que controla o rio Guaviare (Figuras 8 e 9b).

#### 4.3.4.3. Domínio Sudeste

Esse domínio corresponde a área de interação entre os domínios central e leste (território Brasileiro), com as feições distensivas do domínio central com direção NW-SE, controlando os cursos superiores dos afluentes principais das bacias Apaporis – Caqueta e Caqueta – Putumayo. No limite mais a oeste há predominância de feições direcionais W-E, que controlam os cursos médios e inferiores dos rios Popeyaca, Miriti – Parana, Caqueta, Cahuinari, Pure e Putumayo (Figuras 8 e 9b).

## 5. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA – TECTÔNICA DA BACIA “FORELAND” SUBANDINA DA ORINOQUIA, ENTRE O PLIOCENO - QUATERNÁRIO

As idades aqui consideradas para os diferentes períodos do Neógeno são as registradas pelo Dr., Professor Thomas Van Der Hammen a partir de dados palinológicos para reconstrução paleo-climática em diferentes regiões do NW da América do Sul.

### 5.1. PLIOCENO (5.3 – 1.8 M.a)

No Plioceno dominaram períodos climáticos muito mais frios que o atual (Van Der Hammen, 1992) concentrados nos flancos tropicais da cadeia Andina Oriental, que ainda estava sendo soerguida, foram gerados fluxos de águas superficiais que promoveram erosão mecânica de fragmentos de rochas, solos e vegetação descendo as encostas sob a forma de avalanches. Esse fluxo responde pelo processo inicial de formação dos canais nas encostas desse relevo montanhoso até evoluir para leques coalescentes em bacias de sedimentação sob influencia de mar raso do Neógeno. Nessa área a dinâmica fluvial foi completamente alterada, devido ao soerguimento e estabelecimento dos novos sistemas de relevo (Figura 10 a).

Assim, na região leste, a distribuição da rede da drenagem ainda reflete a geometria do embasamento, com paleo-altos (bordas e *salientes* do cráton e seqüências mais soerguidas ou espessadas de sedimentos cretáceos) e depocentros (eixos de sinclinais terciários), quando as drenagens corriam para oeste, em direção ao centro da bacia Neogena.

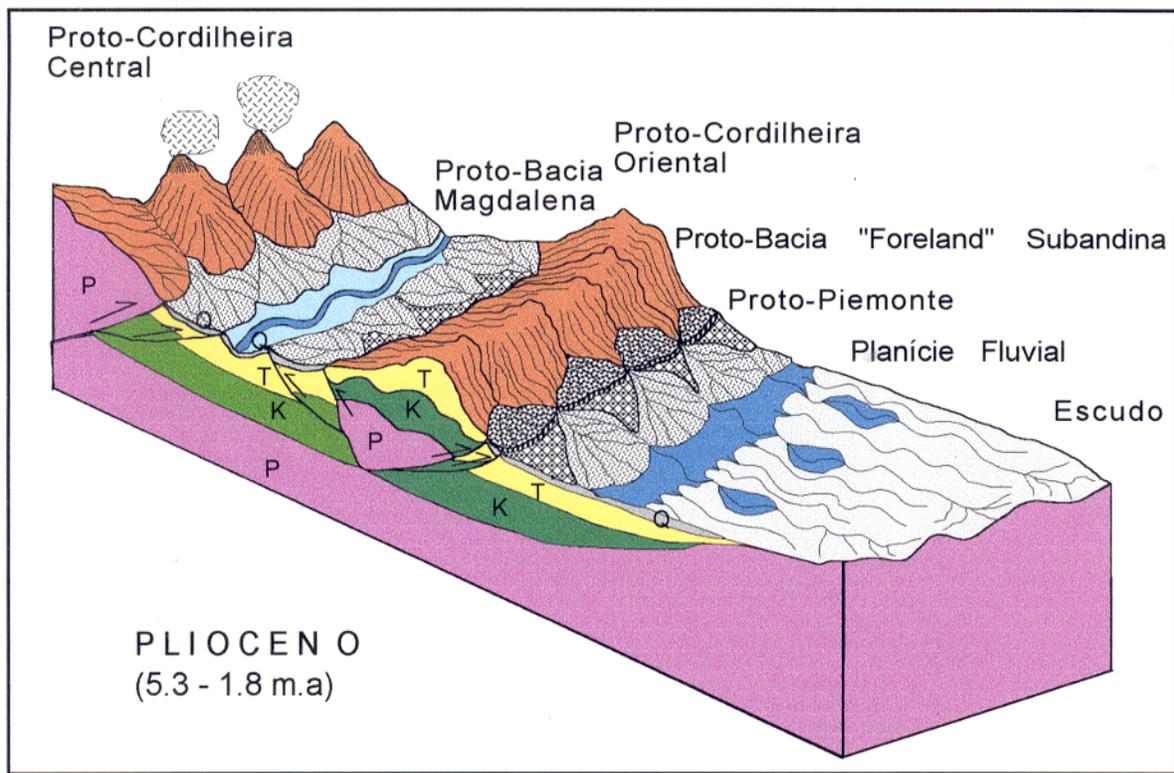
A partir do Plioceno, a drenagem tem experimentado episódios de represamento e desorganização dos padrões, migração de canais, desenvolvimento de sistemas lacustres nos arredores dos primeiros piemontes e ao longo de alguns cursos. Em seguida, a rede de drenagem foi rapidamente mudada pela constante formação de enormes leques flúvio- torrenciais que se projetam por entre as encostas escarpadas das montanhas, cortando e cobrindo parcialmente os primeiros cones e leques do

“proto – piemonte”, contribuindo assim para o desenvolvimento do preenchimento da parte oeste da nova bacia subandina.

Os enormes volumes de materiais depositados durante o Neógeno - Plioceno representaram um importante aumento na carga vertical promovendo a rápida subsidência da bacia. Esse movimento contribuiu também para o desenvolvimento da frente de cavalgamento do cinturão que está intimamente associado ao processo de dobramento que incide na Cordilheira Oriental, definindo-se, dessa forma, o traço principal do proto – sistema de Guaicaramo que afetou os sedimentos cretáceos e terciários. Por outro lado, a região leste continuou recebendo aportes de sedimentos do escudo, em menor proporção e com um raio de sedimentação cada vez menor.

Este período se encerra com o desenvolvimento das montanhas que se acham cobertas por uma flora neotropical e as planícies do leste revestidas por uma floresta na Amazônia e nos corredores dos principais cursos de água na Orinoquia, e savana nos interflúvios, com migração de canais e outros processos de dinâmica fluvial desta planície.

Nesse cenário, as superfícies de maior altitude coincidem com cones e leques restritos a uma faixa a oeste, em contato com as últimas encostas do relevo montanhoso, correspondentes às atuais paisagens dos altiplanos mais elevados (TA1, TA3, TA5, ver Anexo C). Outras feições estavam associadas com paleo-altos mais baixos e ocupando áreas próximas aos leques flúvio-torrenciais e nos arredores do proto – piemonte, no sul (atuais paisagens PD1, PD2, ver Anexo C) e norte da Orinoquia Colombiana, e áreas distais na região leste, representadas pelas Altiplanície (“Altillanura”) atuais (paisagens AE1, AE3, AE4 e AE5, ver Anexo A). Essas últimas posições são as que têm alcançado maior estabilidade até o momento, começando a se desenvolver os primeiros solos da bacia subandina. É possível que algumas dessas superfícies estáveis estivessem soerguidas desde o Neógeno e receberam pouco ou nenhum aporte dos leques flúvio – torrenciais, uma vez que já apresentavam solos tão antigos como os oxissolos que se expõem nas superfícies atuais do planalto deposicional intermediário de Arauca (4.1.3.2), correspondente com um terraço médio (paisagem BI4, Anexo C), enquanto nas outras posições os solos podem ter evoluído até oxissolos incipientes.



### LEGENDA

- P Embasamento (Cráton do Precâmbrico e Plataforma Pericratônica do Paleozóico)
- K Sedimentos de ambientes marinho na base a transicional no topo do Cretáceo
- T Sedimentos de ambientes transicional na base a fluvial no topo do Terciário
- Q Depósitos de ambientes torrencial, fluvial, lacustre e flúvio-lacustre do Quaternário
- Proto - Relevo Andino
- Primeiros leques - terraços
- Cones de detritos
- Leques fluvio - torrenciais
- Zonas alagadas e lagos em complexos sistemas lacustres já transladados em direção leste do proto - piemonte
- Planície fluvial com aportes do escudo e com alguns lagos
- Paleo-vale do Magdalena
- Sistema de inversão incipientes

Figura 10.a. Situação Morfotectônica no Plioceno

## 5.2. PLEISTOCENO INICIAL - MÉDIO (1.8 M.a – 200.000 a.p)

As glaciações do Pleistoceno englobam 25 ciclos de períodos glaciais - interglaciais durante os quais a vegetação aberta de páramo é deslocada, ascendendo e descendo nas encostas cordilheiranas. Geralizando, tem-se que o clima no Pleistoceno Inicial é mais frio que do Pleistoceno Médio (Van Der Hammen, 1992), ainda quando o período todo estava associado com alternâncias de fases frias e quentes, as quais produziram o descongelamento parcial de algumas geleiras que geraram a formação de depósitos flúvio-glaciais (lahares), que quando alcançam as planícies leste são acumulados na base do proto-piemonte como aglomerados alúvio-torrenciais. Tais depósitos representam a continuação do processo de subsidência e assim evidenciam novas taxas de movimentação orogênica (soerguimento) - erosão da Cordilheira Oriental (Figura 10 b).

Provavelmente, desde o Plio-Pleistoceno a orogenia dos Andes, a leste do bloco noroeste Andino, apresenta em seu sistema frontal de cavalgamento uma importante componente de partição do strain, no caso direcional dextral, manifestando-se na geometria sinuosa do traço principal da falha de Guaicaramo, na área do maciço de Garzon, localizado à altura do piemonte de Caqueta, onde a direção da falha muda de NE-SW (na Orinoquia) para N-S (limite entre a Orinoquia e a Amazônia), e, em seguida, para NE-SW (na Amazônia). A progressão da partição do strain devido à compressão exercida desde a zona de subsidência, favoreceu o soerguimento da serra da Macarena, compreendida por falhas inversas que parecem ser antigas estruturas reativadas e paralelas a sinuosidade da falha de Guaicaramo N-S. Contemporâneo com tais elevações iniciou-se o soerguimento das margens NE do escudo Guaines.

No cinturão transpressional o encurtamento do embasamento continuou como um sistema de propagação "overstep" em direção a leste, na bacia "foreland" Subandina, assim o primeiro leque imbricado manifesta-se com pouca deformação e desnivelamentos que se imprimem no novo piemonte constituído por cones-terraços alúvio-torrenciais e leques colúvio-aluviais, além de promover a erosão dos depósitos

antigos. O soerguimento desses depósitos impede sua cobertura por materiais mais novos (Pleistoceno Inferior - Holoceno), que são transportados em direção às planícies baixas.

Nos patamares mais altos deste piemonte (representados pelas paisagens TA1, TA3 e TA5, Anexo C) continuaram evoluindo os solos mais antigos e nas outras posições estáveis um pouco mais baixas (os altiplanos baixos TA2 e TA4 e os terraços altos PD1 e PD2, Anexo C) começou a se formar lateritos que resultaram em oxissolos incipientes ou ultissolos evoluídos. A carga sedimentar que ocorre entre esses níveis formam cones coalescentes de espriamento que se adaptam aos eixos de leques que parecem seguir antigos lineamentos nas planícies baixas, onde continuam formando grandes leques aluviais em sistemas fluviais a fluvio-lacustres, os quais em suas porções mais distais, a leste, chegam a interagir com lagos (complexo de transbordamento), onde são acumulados sedimentos finos, com o aporte do escudo cada vez mais restrito. Há indicações de períodos de fluxos aquosos mais canalizados, tipicamente fluviais vinculados com diferentes pulsos de soerguimento e erosão da Cordilheira Oriental (Figura 10b).

A compressão que gerou as primeiras deformações do piemonte colúvio-aluvial começaram a se projetar na região leste através de incipiente soerguimento dos blocos que deram origem à Altiplanície (*Altillanura*). Nesta região também continuaram a individualização de altos estruturais sob a forma de interflúvios com solos em evolução a partir de sedimentos finos gerando Oxissolos e Ultissolos. Assim, a presença de paleo-altos continuaram ocupando posições relativamente elevadas, recebendo pouca quantidade desses sedimentos e conservando os solos mais evoluídos.

### 5.3.PLEISTOCENO TARDIO (200.000 ap – 14.000 ap)

De acordo com Van Der Hammen (1992), no Pleistoceno Tardio aconteceu o último ciclo interglacial - glacial – interglacial, com destaque para os seguintes:

130.000 – 70.000: Periglacial Inicial, com períodos curtos de frio intenso;

60.000 - 26.000: Periglacial Médio, com clima um pouco menos frio e muito úmido;  
26.000 - 14.000: Periglacial Tardio, com o máximo da glaciação coincidindo com as temperaturas mais baixas.

14000 - 10000: Tardiglacial, representando a transição da última glaciação para o último período interglacial,

No início deste período dominaram condições muito frias, com glaciações longas e curtos períodos úmidos gerando fluxos flúvio-glaciais que foram acumulados ainda nas proximidades do piemonte da bacia subandina do leste. Mas, a partir da metade deste tempo, o clima se tornou mais úmido e, portanto, aumentaram os fluxos flúvio-glaciais nos Andes, resultando na formação de terraços na zona Andina (entre 50.000 e 30.000 a) e cones nos planos baixos do "proto-piemonte", que mais tarde formariam as paisagens TA2, TA4, PD1, PD2 (ver Anexo C), além de importantes terraços e barras aluviais (correspondentes com as atuais paisagens PD3, PN5 e BI4, Anexo C) ao longo dos rios principais daquela época. Esses períodos úmidos estão intercalados com climas frios e secos, quando também diminuiu a precipitação pluviométrica na região Subandina, gerando um maior desenvolvimento das planícies baixas flúvio-lacustres. Nos momentos finais desse período (21.000 - 14.000) as glaciações deram lugar bruscamente para condições muito secas e frias (Van Der Hammen, 1992), resultando em descongelamentos que aumentaram o fluxo dos rios, alcançando as planícies orientais, onde definiram melhor os canais de fluxos aquosos e em outros locais transbordaram gerando fluxos laminares desenvolvendo novos planos aluviais (Figura 10 b).

Os esforços compressivos gerados na microplaca do Noroeste da América do Sul, principalmente pela acresção do bloco Panamá - Choco, definiram cada vez melhor a atuação da componente direcional dextral a nível regional nos piemontes a leste das Cordilheiras Central e Oriental. Nesta última proseguiu o melhor desenvolvimento da frente de inversão, definindo-se novas lascas no sistema "overstep" (projeção do leque imbricado em direção ao foreland, Anexo E). Esses movimentos, em superfície, expressam-se através do aumento do escalonamento e deformação inicial dos depósitos mais antigos do piemonte, gerando soerguimentos diferenciais dos leques que passaram a configurar vários níveis de terraços até evoluírem para relevos

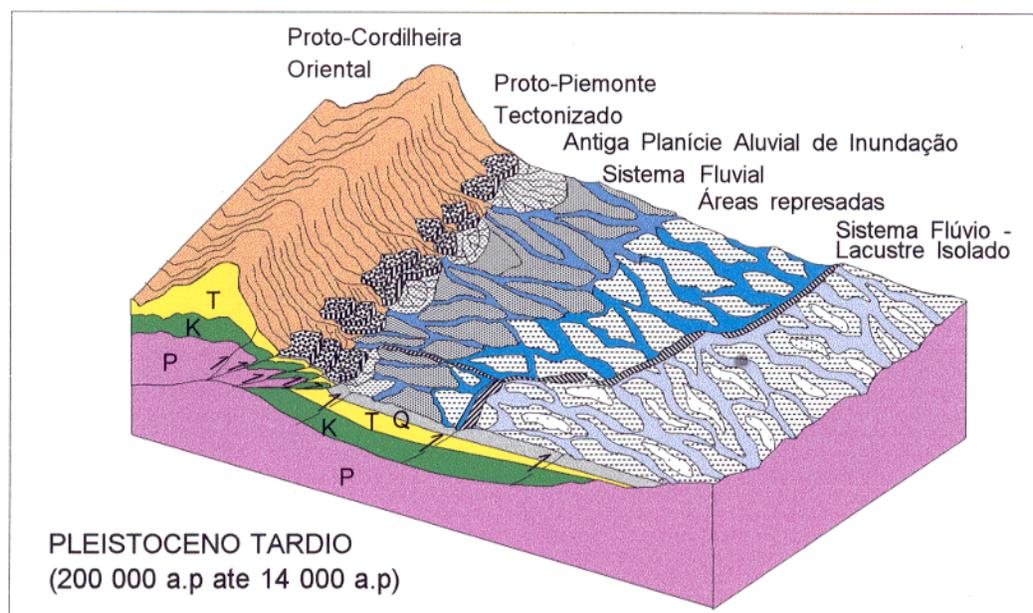
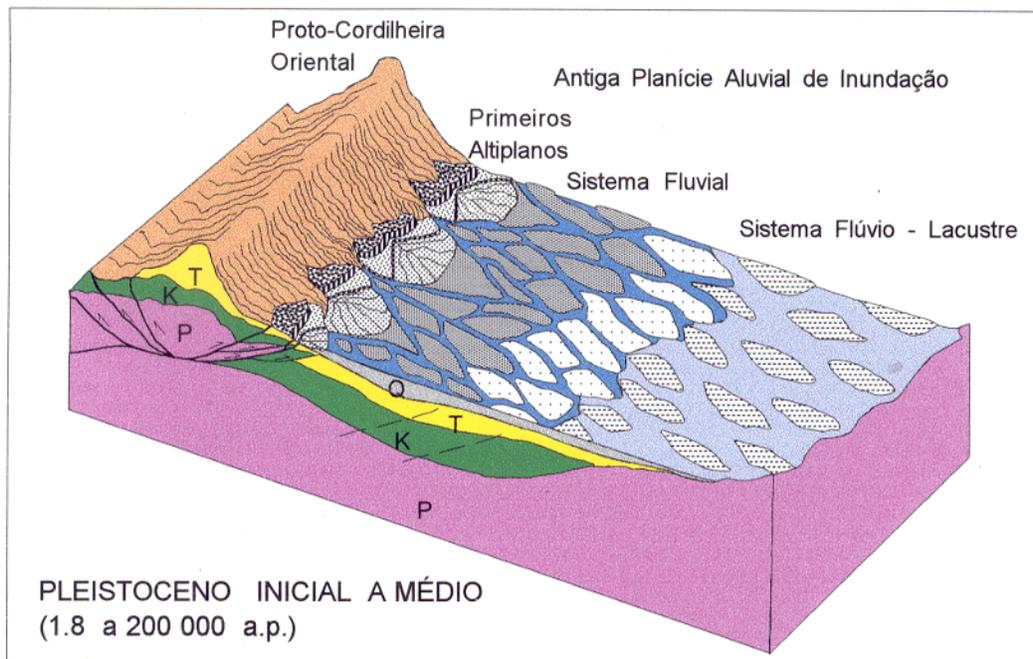
invertidos e dobras suaves (Figura 10 b). A influência mais oriental desses esforços se manifesta na região da atual Altiplanície ("*Altillanura*") com poucas falhas e escalonamentos do bloco oriental, que começa a se separar das planícies baixas. A diferença de altitude entre eles pode ter sido acentuada há 20.000 ap, durante uma época fria – seca, quando o nível do mar ficou muito baixo e o rio Amazonas desceu a 100 m e, em seguida, foi transformado em um estuário e lago até a última glaciação do Holoceno (Van Der Hammen, 1992).

As mudanças fisiográficas foram menores na região da Orinoquia, mas também com abaixamentos dos níveis gerais das correntes principais. Esses eventos são correlacionáveis com o registro dos ecossistemas com savanas relativamente estáveis, a partir dos 18.000 ap (Van Der Hammen, 1992), sustentadas pelos solos mais antigos localizados nos paleo-altos, tanto perto do piemonte como nos setores leste. O levantamento do bloco leste ou Altiplanície ("*Altillanura*") (atinge as paisagens AE1, AE2, AE3 e AD, Anexo C) gerou o represamento das planícies que ficaram em posições mais baixas (atuais paisagens BO3 e BO2, Anexo C), no setor oeste, onde começaram a dominar as condições de sedimentação lacustre e flúvio-lacustre (Figura 10 b).

#### 5.4. PLEISTOCENO – HOLOCENO (14.000 – 10.000 ap)

Após 14.000 ap aumentou a precipitação pluviométrica e, portanto, subiu o nível do mar, resultando em inundação, migração e transbordamentos dos canais dos rios sobre terraços, barras e interflúvios. Em seguida, as flutuações climáticas tornaram-se menores.

Na última glaciação (11.570 ap) – Holoceno, houve diminuição das taxas de chuva, chegando a dominar um período mais seco. Desde essa época instalaram-se as savanas atuais sob condições de estações secas (Behling & Hooghiemstra; 1998). Nesse intervalo de tempo ainda prevaleceram condições úmidas, relacionadas com remanescentes da última glaciação, mas com taxas de alta precipitação pluviométrica nas planícies. Essas condições favoreceram a expansão da floresta nos corredores aluviais (Behling & Hooghiemstra, 1999). Neste tempo, nos Andes, as condições foram frias, com altas taxas de precipitação pluviométrica.



### LEGENDA

	Embasamento (Cráton do Precambriano e Plataforma Pericratônica do Paleozóico)		Altiplanos
	Sedimentos de ambientes marinho na base a transicional no topo do Cretáceo		Leques - Terraços
	Sedimentos de ambientes transicional na base a fluvial no topo do Terciário		Leques Flúvio - Torrenciais
	Depósitos de ambientes torrencial, fluvial, lacustre e flúvio-lacustre do Quaternário		Terraços e Barras Aluviais com sedimentos grossos
	Proto - Relevo Andino		Barras com sedimentos finos
	Sistema de propagação "Over-Step"		Barras com sedimentos finos cobertas por barras com sedimentos médios a grossos
	Escarpas e Rampas Tectônicas		Canais Fluviais bem definidos
	Descontinuidades provavelmente herdadas do embasamento		Sistemas Flúvio - Lacustres, alagados até represados.
			Canais fluviais de antigos leques com áreas lacustres, afectadas por leves soerguimentos

Figura 10b. Situação Morfotectônica no Pleistoceno

A transição do Pleistoceno-Holoceno é marcada pelas mudanças das condições climáticas de úmidas para secas e até áridas, permitindo com que os ventos Alísios provenientes do mar do Caribe (Venezuela), com sentido SSW, seguissem as morfoestruturas e cobrissem com mantos de areia grande parte da Orinoquia Colombo-Venezuelana; as areias foram depositadas seguindo as morfoestruturas da Orinoquia Colombo-Venezuelana. Assim, a planície de inundação anterior foi coberta, principalmente nas depressões, por mantos e dunas eólicas (Figura 10).

#### 5.5. HOLOCENO INICIAL (10.000 ap – 5.000 ap)

A partir de 10.000 ap até o presente dominou o período interglacial atual, sob condições de clima mais quente que o atual

No Holoceno Inferior houve inundações do plano do rio Caqueta com alternância de subidas e descidas do nível do rio. Até 8.500 ap dominou o clima árido na América do Sul, que pode ser explicado pelo deslocamento, em direção a norte, da zona de convergência intertropical.

Entre 9.730 – 5.260 ap as condições muito secas, com baixas taxas de chuva ou estação anual seca extensa, favoreceram o máximo espalhamento dos pastos (Behling & Hooghiemstra, 1998).

A maior incidência das catástrofes vulcânicas aconteceu em 7.400 e 6.200, e a formação das dunas na Amazônia Boliviana concentrou-se entre 7.000 e 5.000

A propagação da deformação no embasamento continuou desenvolvendo novas frentes de cavalgamento, que na superfície manifestaram-se através de soerguimentos e mudanças de declividade nos vários níveis de terreços no piemonte. Desse quadro resultou que a Planície Aluvial de desborde foi parcialmente encobertas por dunas – Alfisoles, Inceptisolos- em condições de clima tropical – seco. Os rios que desciam da Cordilheira Oriental na última deglaciação, ao entrar na bacia perdiam água pela

infiltração e repressamento pelas dunas, resultando em colmatação parcial (Figura 10 c).

#### 5.6.HOLOCENO TARDIO (5.000 ap até o presente)

Alguns aspectos gerais sobre o Holoceno Tardio são destacados a seguir:

-Nos intervalos de 6.390 – 3.680, 5.570 – 3.800, 5.260 – 3.890 houve diminuição das savanas e aumento da floresta nos corredores aluviais, refletindo mudanças nas condições de umidade favorecida pelo aumento da sua concentração nos solos. Nesse período de alta umidade, provavelmente dominou uma estação seca curta ao longo do ano.

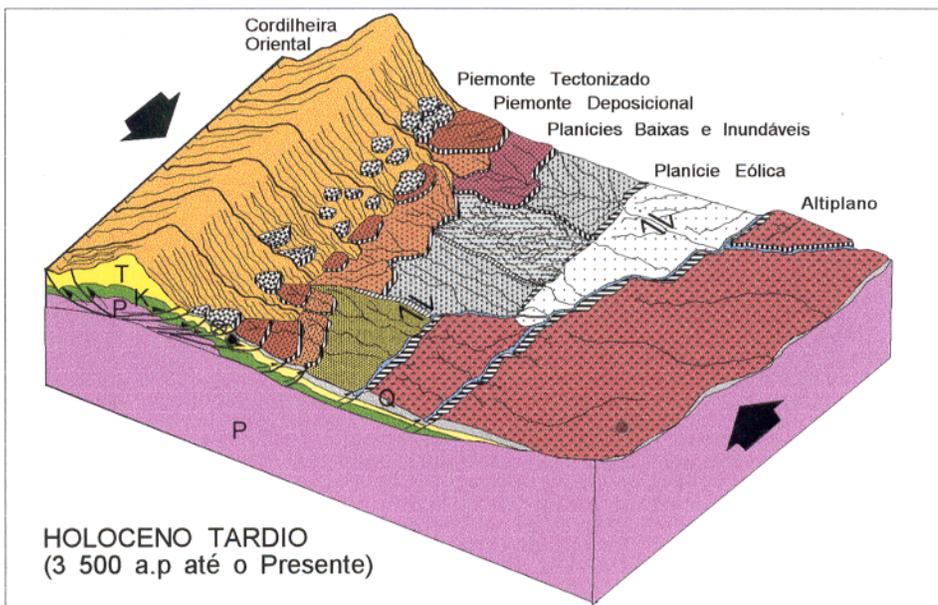
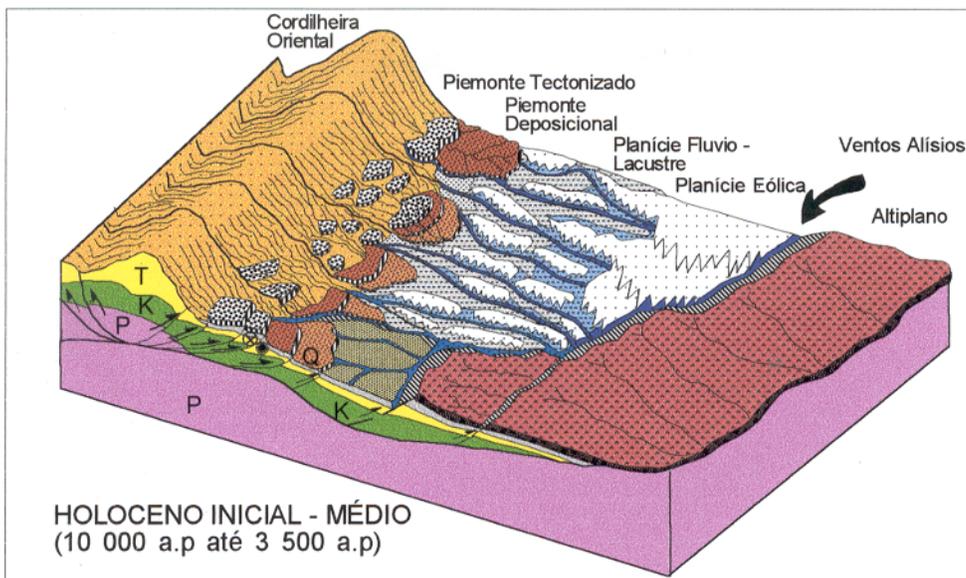
-Nos últimos 3.800 dominou um regime de clima mais úmido.

-No intervalo de 3.890 – 2.000 aconteceu mudança significativa de umidade

-Desde 3.680 até o presente houve grande influência humana no processo de modificação da paisagem, e provavelmente as condições de umidade foram mantidas até a atualidade.

Os movimentos neotectônicos mais recentes diferenciaram blocos, uns soerguidos e outros abatidos, ao longo das direções N-S (projeção da frente de cavalgamento do sistema Guaicaramo) e E-W (marcado por transcorrências destrais e pela geometria do embasamento).

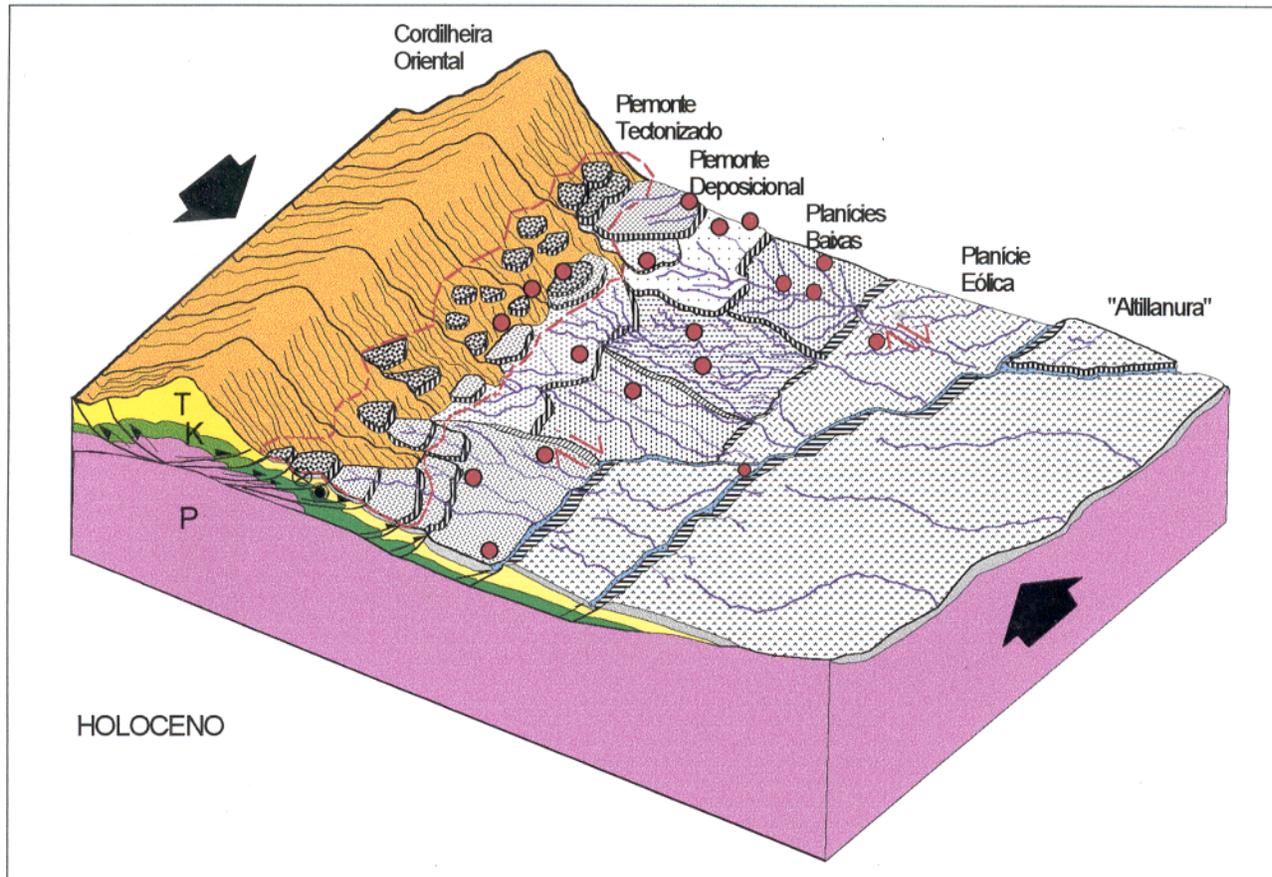
Esses processos deformacionais ocorrem sincronicamente à mudança climática para o clima úmido, resultando na instalação do atual traçado da rede de drenagem.



LEGENDA

- |  |   |   |
|--|---|---|
| P  | Embasamento (Cráton do Precâmbrio e Plataforma Pericratônica do Paleozóico)           | Vários Níveis de Altiplanos                                     |
| K  | Sedimentos de ambientes marinho na base a transicional no topo do Cretáceo            | Vários Níveis de Terraços - Leques Altos                        |
| T  | Sedimentos de ambientes transicional na base a fluvial no topo do Terciário           | Terraços e Cones Aluviais                                       |
| Q  | Depósitos de ambientes torrencial, fluvial, lacustre e flúvio-lacustre do Quaternário | Níveis de Terraços Aluviais Baixos                              |
| Relevo Andino  | Direção da Compressão   | Terraços baixos e Barras Aluviais com sedimentos médios a finos |
| Sistema de propagação "Over-Step"                      |   | Dunas e Mantos Eólicos  |
| Sistema de Inversão com partição do strain             |   | Altiplanos com formação de lateritas e corações petroféricas    |
| Escarpas e Rampas Tectônicas                           | Movimento Transcorrente   | Canais Fluviais   |
| Descontinuidades provavelmente herdadas do embasamento |   | Áreas alagadas e de colmatação                                  |

Figura 10.c Situação Morfotectônica no Holoceno



### LEGENDA

- |  |  |  |   |
|--|--|--|---|
|  | Epicentros Sísmicos Localizados nas Planícies Baixas |  |   |
|  | Região Sísmica Localizada no Piemonte Cordilheirano  |  |   |
|  | Sistema de Falhas Transcorrentes Destrais            |  |   |
|  | Direção da Compressão                                |  |   |
|  | Sistema de Inversão com partição do strain           |  |   |
|  | Sistema de propagação "Over-Step"                    |  |   |
|  | Escarpas e Rampas Tectônicas                         |  |   |
|  | Vários Níveis de Altiplanos                          |  | Terraços baixos e Barras Aluviais com sedimentos médios a finos |
|  | Vários Níveis de Terraços - Leques Altos             |  | Dunas e Mantos Eólicos  |
|  | Terraços e Cones Aluviais                            |  | Altiplanos com formação de lateritas e coraças petroféricas     |
|  | Níveis de Terraços Aluviais Baixos                   |  |   |

Figura 10.d Sismicidade Atual

## 6. CONCLUSÕES

As principais conclusões alcançadas durante a realização desta pesquisa são:

- A colisão entre as proto-placas de Nazca e América do Sul desenvolveram a partir do Cretáceo Superior até o presente um arranjo morfoestrutural da região Andina, definido pelos sistemas de falhas inversas que se orientam paralelos aos piemontes dos sistemas cordilheiranos, com direções variando de NNE-SSW a NNW-SSE,
- A interação entre as placas do Caribe e Andes Setentrionais - Escudo Guianes, gerou um feixe de falhas transcorrentes destrais com direção E-W na região norte da Venezuela (sistema de falhas Bocono – Pilar), cuja movimentação parece ter alcançado a região sul. Entende-se que essa estrutura decorre de esforços regionais que durante o Quaternário controlou a evolução morfotectônica da bacia “foreland” Subandina da Orinoquia Colombo - Venezuelana.
- Os dois sistemas anteriores geram diversos pulsos transpressivos destrais durante o Quaternário, que se manifestam na bacia “foreland” Subandina da Orinoquia Colombiana com a conjugação dos sistemas neotectônicos:
  - a. um sistema de leques de inversão imbricados com direção NW-SE, paralelos e projetados na região leste do traço principal do sistema de falhas de Guaicaramo
  - b. um sistema de transcorrências destrais realçadas pelo arranjo de drenagem paralelo definido por alguns rios principais (Rios Arauca-Meta, Ariporo e Guaitiquia) com direção E-W.
- A interação desses sistemas neotectônicos gerou pequenos blocos que descem de sul (leste da serra de La Macarena) a norte, até o rio Arauca; e de oeste (piemonte cordilheirano) para o leste até o rio Meta, bloqueado pelos Altiplanos do leste. Esta compartimentação morfo-dinâmica controla a atual distribuição espacial das unidades de Paisagens – Solos - Cobertura Vegetal e

suas relações dinâmicas.

- Essas estruturas neotectônicas foram deduzidas a partir da análise das morfoestruturas e de suas relações com os eventos sísmicos. Assim parecem refletir no relevo diversos patamares, desde os cones e terraços altos do Planalto Depositional (PD, Anexo A) até os terraços médios e baixos (BI, Anexo A), nos leitos maiores e menores da planície de inundação (BO, Anexo A). Um outro sistema responde pela formação da Altiplanície (*"Altiplanura"*) ver Anexo A.
  
- A componente da partição do strain em direcional dextral da frente de cavalgamento manifesta-se na sinuosidade do traço principal da falha de Guaicaramo, que passa de NNE-SSW na Orinoquia a N-S no setor oeste da serra da Macarena, e volta a ser NE-SW na Amazônia. A mudança de direção no traço regional na zona da Macarena se reflete na parte leste desse sistema de relevo, com a reativação de uma discontinuidade herdada do embasamento também com direção N-S, que em conjunto geraram o desenvolvimento dessa serra durante o Plio-Pleistoceno.
  
- As geometrias das bacias Subandinas são definidas pela disposição dos contornos do embasamento pré-cambriano, quando ocorrem convexidades mais próximas à Cordilheira Oriental, configuram o resalto (*"saliente"*) de El Vaupes (curso superior dos rios Guaviare e Vaupes) e prosseguem perto do subsolo na região leste, paralelo ao rio Vichada até aflorar no rio Orinoco, e em direção sul, na área da serra de Chiribiquete, cujas bordas continuam sendo soerguidas pela orogenia Andina. Enquanto as margens côncavas do embasamento correspondem às áreas dos depocentros, localizados no piemonte da Orinoquia (Casanare – Arauca) e no piemonte da Amazônia (Caqueta – Putumayo).que localmente apresentam paleo-altos como na região norte, setor do rio Arauca, onde foram formados por seqüências espessadas do Cretáceo e Terciário.

- O piemonte e as planícies baixas da Orinoquia foram subdivididas em blocos com diferentes altitudes, declividades, padrões de drenagem e dinâmica fluvial que representam uma adaptação da borda do escudo ao sistema de cavalgamento da Cordilheira Oriental. Dentro deste contexto, alguns cursos dos rios nos piemontes tectônico e deposicional estão controlados por estruturas transcorrentes, que separam segmentos da frente de cavalgamento com diferentes taxas de inversão, refletidas nas diferentes altitudes do relevo em cada segmento.

- Nas bacias Subandinas da Orinoquia e Amazônia, os elementos principais da paisagem estão controlados pelo sistema de falhas transcorrentes destrais; essas feições estruturais são interpretadas, na região da Amazônia Colombiana como o prolongamento, para a região noroeste da placa Sul-Americana, do quadro neotectônico definido na Amazônia do Brasil.

- As regiões da Orinoquia e Amazônia Colombiana compreendem três compartimentos morfoestruturais limitados por quatro falhas transcorrentes destrais, que controlam o traçado dos principais rios. Dentro dos compartimentos morfoestruturais a movimentação dos pares de transcorrências com direção E-W geram no Quaternário falhas normais com direção NW-SE e falhas inversas com orientação NE-SW (Figura 9).

- a. O Compartimento 1 é predominantemente transcorrente, entre os rios Apure (Venezuela) e Ariporo – curso inferior do rio Meta (Colômbia);
- b. O Compartimento 2 é transpressivo e acha-se entre os rios Ariporo – curso inferior do rio Meta e Guaviare; e
- c. O compartimento 3 é transtensivo e ocupa a área entre os rios Guaviare – Putumayo, que ao alcançar o setor central da Amazônia Colombiana são deslocadas pelo sistema distensivo de direção NW-SE do compartimento 3, como acontece na região do rio Caqueta.

- O limite entre os Compartimentos 1 e 2 corresponde ao traço do rio Ariporo Meta e é definido, em parte, por uma escarpa ou divisor de águas, que se prolonga para oeste como uma falha direcional também destal. Ambos compartimentos nos domínios W têm grande atividade sismo-tectônica, outorgando-lhes um carácter instável, apresentando o maior risco sísmico e de inundação da região. Entretanto, os domínios leste configuram Altiplanos estáveis e com riscos geológicos mínimos.

- Embora a Orinoquia e a Amazônia sejam extensas planícies de aparência homogênea, na realidade estão compostas por uma grande variedade de superfícies com diferenças em quanto à altitude, grau e forma do declive, classes de padrões da drenagem e grau de dissecação; tais morfologias refletem as diferenças na evolução morfo-tectônica de cada região. Assim os perfis morfotectônicos N-S e E-W apresentados nas figuras 10 e o anexo A, mostram que evoluíram em pelo menos dois ou três momentos tectônicos durante o Quaternário nos diferentes domínios. ●

- Por ser a evolução das bacias Subandinas produto da interação de processos tectono-sedimentares e paleoclimáticos, existe uma correspondência direta entre a distribuição dos solos e a disposição das morfoestruturas. Assim, os solos mais evoluídos ou Oxisolos ocupam paleo-altos estruturais e topográficos, a exemplo dos blocos entre os rios Guejar e Upia (21) (piemonte deposicional), Meta e Vichada – Manacacias (Altiplanície, “*Altillanura*”) e Arauca – Apure (Planícies de Inundação), piemonte de maior altitude (altiplanos e terraços altos). Os solos menos evoluídos ou Inceptisolos e Entisolos estão associados aos depocentros, em blocos abatidos na parte oeste do rio Meta, compreendidos pelos rios Upia (21) e Lipa (59).

- O desenvolvimento de solos evoluídos, como os Ultisolos, presentes nos terraços altos (PD) a médios e baixos (BI) na planície de inundação, sugere a existência de um ciclo de sedimentação aluvial, incipiente soerguimento de

blocos e erosão, com algumas áreas sendo caracterizadas pela contínua evolução dos solos, sem receber aportes aluviais; alternativamente, os sedimentos foram depositados e rapidamente erodidos.

- A disposição e espessura dos depósitos eólicos do Holoceno na Orinoquia foram controlados por morfoestruturas separadas por desníveis de poucos metros (entre 5 e 20m), com exceção da escarpa na margem leste do rio Meta, que representou a principal barreira (com até 60 m). Isso sugere um forte gradiente eólico próximo à superfície do terreno (10 m); que na Amazônia se manifesta com as rajadas (*"chagras"* ou *"slaps"*) de vento, cuja concentração foi disposta em corredores controlados por barreiras orogênicas, com alturas máximas de 500 m e mínimas de 30 m.

- A pesar de ter sido depositada grande quantidade de sedimentos molássicos nas bacias tipo foreland, também foram erodidos enormes volumes dos mesmos, devido aos processos de soerguimentos de blocos dentro das bacias, como aconteceu principalmente nos paleo-altos.

- A origem das savanas, além de ter uma importante relação com o paleoclima de estações definidas (Van Der Hammen, Hogistram, Belhin), também está relacionado com soerguimentos neotectônicos durante o Plio-Pleistoceno de pequenos blocos, a partir da reativação de discontinuidades herdadas do embasamento. Essas novas posições favorecem um movimento do lençol de água, que promove a formação de plintito e "crosta petroférica", características, que por sua vez, condicionam a fertilidade potencial e a capacidade de penetração das raízes favoráveis para uma cobertura de savanas.

## GLOSSÁRIO

Principais características dos ordens mais freqüentes:

ALF=ALFISOL: apresentam um horizonte argílico, são solos maduros (com o horizonte superficial bem desenvolvido), com moderada a alta saturação de bases; mais que o 35%. Na região da Orinoquia e Amazônia colombianas seus materiais parentais especialmente ricos, são escassos.

AND=ANDISOL O ANDOSOL: são solos jovens, derivado de cinza vulcânicas, que se conservam pouco meteorizadas, com alto conteúdo de carbono orgânico, que gera sua coloração escura; geralmente são profundos e de fertilidade moderada a alta. Foram reportados nos piemontes, principalmente da Amazônia e a nível local na Altiplanície ("*Altiplanura*") Plana.

ENT=ENTISOL: solos muito jovens, sem desenvolvimento de horizontes, exceto o horizonte superficial escuro (A); geralmente correspondem a solos de formação aluvial recente ou não tem-se desenvolvido por ocupar zonas afetadas por condições de alta instabilidade.

EPT= INCEPTISOL: solo jovem mas tem desenvolvido um horizonte subsuperficial bem definido (B) com estrutura incipiente; portanto são solos moderadamente evoluídos.

IST=HISTOSOL: solo formado principalmente por acumulação de matéria orgânica.

OD=SPODOSOL: solo geralmente arenoso, de textura grossa e muito lavados, com um horizonte subsuperficial de acumulação de matéria orgânica, e em muitos casos de ferro, deslocados desde a superfície. São solos extremamente pobres.

OX=OXISOL: solo que apresenta em seu perfil um horizonte óxico ou kândico, sempre que, seu conteúdo de argila desde a superfície seja maior ou iguale a 40% e

conservando as condições de materiais intemperizantes e a capacidade de Intercâmbio catiónico (cica) requeridas para que seja um horizonte óxico. Resumindo pode se dizer que é antigo, muito meteorizado, com fertilidade química muito baixa e conta com condições físicas regulais ate boas, sugerem um desenvolvimento em regiões estáveis.

OXICO: horizonte subsuperficial de textura franco arenosa ou mais fina, com baixa capacidade de Intercâmbio catiónico (cica), baixo conteúdo de minerais intemperizáveis e que não apresenta incrementos de argila desde a superfície ate a profundidade. Subgrupo dado a solos com uma capacidade de intercâmbio catiónico menor de  $24\text{me}\backslash 100\text{g}$  de argila em pelo menos 50% de seu perfil.

ULT=ULTISOL: Solo muito meteorizado, mais não tanto como os Oxisolos e menos antigo, além sua fertilidade química é um pouco mais alta. As condições físicas são moderadamente boas, mais podem ser mais instáveis que os Oxisolos. Tais solos são desenvolvidos geralmente sob condições úmidas (údicas), que apresentam um horizonte Argílico ou kándico com uma saturação de bases menor de 35 %.

Características de diferentes tipos de solos a outros níveis.

AERIC: Solo que sofre sobresaturação de água, mais está airado numa parte do horizonte superficial durante o ano .Subgrupo dado para solos com colorações de cromas 3 ou mais dentro do perfil, com uma capacidade de infiltração rápida.

ACR: Extremadamente meteorizado, por tanto pobre em nutrientes.

ACRUDOXIC: subgrupo dado a solos que possuem uma capacidade de intercâmbio catiónico menor a  $1,5\text{me}\backslash 100\text{g}$  do solo.

ALQUOD: espodosoles que têm menos de 0,010% de ferro em seu perfil e alto conteúdo de alumínio.

AL= ALUMÍNIO: em alta concentração.

**AQUIC=ACU=ÁGUA:** Solo ou horizonte que apresenta períodos no ano onde está completamente sobresaturado de água. Em tais condições a vegetação que sustenta deve se adaptar à falta de oxigênio no solo.

**ARENIC:** Arenoso. Subgrupo dado para solos onde predomina um tamanho de partícula arenosa em todos os horizontes dentro dos primeiros 50 cms desde a superfície.

**ARGÍLICO=ARGILA:** que apresenta aumento no conteúdo de argila num horizonte subsuperficial, por deslocamento dentro do solo.

**AQUODIC :** Subgrupo dado para solos com regime de umidade áquico, com concentrações redox e cementação com matéria orgânica e alumínio, com ou sem ferro.

**CAPACIDADE DE INTERCÂMBIO CATIONICO (CICA):** capacidade que apresenta as argilas e a matéria orgânica do solo para reter os cátions livres que tem o solo e intercambia-se com a solução de solo ou das raízes. Em termos gerais, significa capacidade para armazenar nutrientes no solo, de tal forma que fiquem disponíveis para as plantas. É a medida da quantidade de enlaces livres para ser ocupados por elementos nutritivos do solo.

**CONDIÇÃO DA DRENAGEM:** Indica a velocidade com que a água passa pelo solo através do perfil, e sai do solo escorrendo superficialmente.

**DYS:** com baixa saturação de bases.

**DYSTROPEPT:** inceptisol de zonas tropicais caracterizados por uma saturação de bases menor do 35%.

**ENDO-ACUICO:** saturação de água desde abaixo (200 cms de profundidade) ate as camadas superficiais .

ENDOAQUENT: entisol de baixo regime de umidade áquico, que além disso apresenta saturação subsuperficial.

ENDOAQUOD: espodosoles com regime de umidade áquica com saturação subsuperficial.

ENDOAQUULT : ultisol com regime de umidade áquico e saturação subsuperficial

EPI-ACUICO: saturação de água desde a superfície até embaixo.

EU: com alta saturação de bases.

EUTROPEPT: inceptisol de zonas tropicais que possuem uma saturação de bases superior a 35%.

FLUVAQUENT: entisol com baixo regime de umidade áquico, com um alto conteúdo de carvão orgânico até uma profundidade de 125 cms ou uma diminuição irregular através do perfil.

FLUVENTIC-FLUVAQUENTIC: subgrupo para solos baixo condições áquicas num plano aluvial, com alto conteúdo de carvão orgânico até uma profundidade de 125 cm, o uma diminuição irregular através do perfil e um declive menor do 25 %.

HAPL: que reúne as condições mínimas para uma certa taxinomia.

HAPLUDALF : alfisol com regime de umidade údico com pouca diferenciação de horizontes em seu perfil.

HAPLUDOX: oxisoles com baixo regime de umidade údico, cujo horizonte óxico apresenta pouca diferenciação de subhorizontes.

HAPLUDULT: ultisoles baixo regime de umidade údico, pouco diferenciado por seus subhorizontes.

HAPLUSTOX: oxisol baixo regime de umidade ústico, com um horizonte óxico muito homogêneo, pouco diferenciado em subhorizontes.

KANDIAQUULT: ultisoles desenvolvidos baixo regime de umidade áquico, que além apresentam um horizonte kándico em seu perfil.

KAN= KÁNDICO: horizonte muito meteorizado (similar a Oxic), subsuperficial, com aumento em seu conteúdo de argila em profundidade por deslocação por dentro do solo. É um horizonte que está baixo um horizonte de textura mais grossa, arenosa franca ou mais fina, com uma Capacidade de Intercâmbio Catiônico menor de 16me\100g de argila.

KANDIUDOX: oxisoles desenvolvidos baixo regime de umidade údico, que apresentam um horizonte kándico em seu perfil.

KANDIUDULT: ultisoles desenvolvidos sob baixo regime de umidade údico, que apresentam um horizonte Kándico em seu perfil.

KANDIUSTULT: ultisoles baixo regime de umidade ústico, que apresentam um horizonte kandico em seu perfil.

LITHIC: apresenta um contato lítico ( de rocha dura) perto da superfície, dentro dos primeiros 125 Cs, para os oxisoles, e dentro dos 50 cms para os outros solos.

OXIC: subgrupo dado a solos que têm uma capacidade de intercâmbio catiônico menor de 24 me\100g de argila em menos de 50% de seu perfil. solo muito meteorizado.

PAL= PALE: velho, antigo, solo profundo e muito desenvolvido geneticamente.

**PALEAQUULT:** ultisoles velhos, antigos (PALE), baixo regime de umidade áquico, que não apresentam diminuição de argila em mais de 20% com a profundidade e tem 5% mais de cutanes sobre os agregados do solo.

**PALEUSTULT:** ultisoles baixo regime de umidade ústico que não apresentam diminuição de argila em mais de 20% com a profundidade e tem 5% o mais de cutanes sobre os agregados do solo.

**PEROX:** oxisol que está num regime de umidade muito úmido (Per-úmido).

**PERÚDICO:** regime de umidade que indica solos extremadamente úmidos, mais não saturados. É intermédio entre o regime údico e áquico.

**PETROFÉRICO:** subgrupo de solos que indica a presença de materiais endurecidos como uma rocha, cimentados por ferro, camadas geralmente arenosas, cimentadas por ferro, com a dureza de uma pedra.

**PLINT:** que apresenta plintita.

**PLINTHAQUOX:** oxisoles baixo regime áquico que tem plintita em forma continua dentro do perfil.

**PLINTHAQUULT:** ultisoles baixo regime de umidade áquico com 5% ou mais de plintita por volume dentro do perfil do solo.

**PLINTHIC:** subgrupo dado a solos que apresentam pelo menos 5% por volume de plintita dentro do perfil.

**PLINTITA:** argilas ricas em ferro, de cores vermelhos e cinzas, em manchas. Quando secam-se ficam endurecidos como tijolo. material formado pela mistura de ferro, quartzo e outros materiais da matriz do solo, com muito pouco húmus; pelo comum se

apresenta como concentrações redox. Geralmente forma-se um horizonte saturado com água durante boa parte do ano.

PSAMM: arenoso.

PSAMMAQUENT : entisoles baixo regime de umidade áquico, que tem um tamanho de partículas arenoso em todo o perfil.

PSAMMENTIC: subgrupo dado a solos que possuem um tamanho de partículas, arenosas dentro dos primeiros 100 cms do perfil.

QUARTZIPSAMMENT: entisoles que possuem textura arenosa dentro de todo o perfil e cuja areia está constituída por quartzo.

SATURAÇÃO DE BASES: quantidade de catiões (básicos) que encontram-se armazenados na CICA expressa em porcentagem, tendo presente que a CICA é o 100%.

TROPAQUENT: entisol baixo regime de umidade áquico, comuns em zonas tropicais.

TROPAQUEPT: inceptisol baixo regime de umidade áquico, comuns em zonas tropicais.

TROPIC=TROPICAL: presentes num clima onde as condições de temperatura são relativamente constantes ao longo do ano, nenhum mês tem um promedio de temperatura que varia em mais de 5 graus centígrados da temperatura promedio anual. Subgrupo de solos que indica condições de áreas tropicais.

TROPOFLUVENT: entisol localizado em zonas tropicais, com um alto conteúdo de carvão orgânico até uma profundidade de 125 cms ou uma diminuição irregular através do perfil e com um declive menor de 25%.

**TROPOPSAMMENT** :entisol desenvolvido em áreas tropicais que possuem texturas arenosas dentro de todo o perfil.

**TROPORTHENT**: entisol de áreas tropicais caracterizado por apresentar fenômenos erosivos freqüentes que limitam sua evolução e desenvolvimento.

**TYPIC**: subgrupo de solos onde as características do perfil são as mais típicas para um taxa determinado.

**UD=ÚDICO**: regime de umidade onde o solo permanece úmido a maior parte do ano. Se tem estia pode ser mais que 2 ou 3 meses por ano, mas o solo está úmido em algumas partes durante a estação seca.

**UMBRAQUULT**: ultisoles baixo regime de umidade Acuico que apresentam um horizonte muito escuro com alto conteúdo de carvão orgânico.

**UMBRIC**: subgrupo dado a solos que apresentam um horizonte superficial muito escuro.

**ÚMBRICO**:horizonte superficial mais grosso mais escuro que os horizontes superficiais pálidos e/ou finos "normais" (Ocricos ).

**USTHORTHENT**: entisol sometido a constantes processos erosivos, desenvolvidos sob regime de umidade ústico.

**UST=ÚSTICO**: regime de umidade em que o solo está úmido a maior parte do ano, mas tem um período entre 3 e 6 meses em que tem um déficit de água no solo para as plantas, indica ressecamento do solo, tendo condições limitadas para o desenvolvimento vegetal, e só permite plantas nativas anuais ou plantas que tenham um período de latencia quando o solo está seco.

USTOXIC: subgrupo de solos que indica regime de umidade ústico y CICA menor de 24me\100g de argila.

VERTIC: que sofre processo de expansão e contração notórios com umidade e secamento alternativos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIRRE, L. 1992. Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica Formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, 205: 237p.

ASPDEN, J.A & LITHERLAND, M. 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics* 205: 187-204.

BEHLING, H & HOOGHIEMSTRA, H. 1998. Late Quaternary paleoecology and paleoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colombia. *Paleogeografia, Paleoclimatologia, Paleoecologia*, 139: 251-267.

BEHLING, H & HOOGHIEMSTRA, H. 1999. Environmental history of the Colombian savannas of the Llanos Orientales since the last glacial maximum from lake records El Pinal – Carimagua. *Paleogeografia, Paleoclimatologia, Paleoecologia* 182. (in press)

BERMUDEZ, G. A. 1985. Estudio de sismicidad al norocidente de Sur América y áreas vecinas. *Publicación Especial Ingeominas*: 293-313.

BORGES, M.S & JIMENEZ, B. 1998. O arcabujo morfotectônico da região do planalto do Orinoco – Amazônia, Leste da Colômbia. In: CONGRESO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte. *Resumos* 86p.

BORGES, M.S; *et al*; 1998. Tectônica de identificação e estruturas neotectônicas de parte da margem oeste da América do Sul. In: CONGRESO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte. *Resumos* 91p.

BOTERO, P. J 1977. *Guias para el Análisis Fisiográfico*. Notas de Clase. Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) – Centro Interamericano de Fotointerpretación (CIAF), Bogotá.

- CAZIER, E.C. *et al*; 1995. Petroleum Geology of the Cusiana field, Llanos basin foothills, Colombia. *Boletín The American Association of Petroleum Geologist. AAPG*, v 79, n 10: 1444-1463.
- CAZIER, E.C. *et al*; 1997. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern cordillera, and Middle Magdalena valley, Colombia. *The American Association of Petroleum Geologist. Boletín AAPG*, v 81, n 8: 1335p.
- CEDIEL *et al*; GEOTEC. 1988. *Mapa Geológico de la República de Colombia*. Escala. 1: 1.200.000..
- CISTERNAS, A & GAULON R. 1984. Síntesis sismotectónica del nordeste de Venezuela. *Rev de Geofísica*, 40: 3-10.
- COLLETA, B. & ROURE, F. 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, v 16, n 5: 777-794.
- CONEY, P. J; *et al*; 1991. Consolidation of the American cordilleras. *Journal of South America*, v 7, n 34: 262p.
- COOPER, M.A; *et al*. 1993. Evolución de los Llanos Orientales y la deformación de la cordillera Oriental. In: CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGIA. 6., Medellín. *Mem*: p 10-15.
- COOPER, M.A; *et al*. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern cordillera, and Middle Magdalena valley, Colombia. *Boletín The American Association of Petroleum Geologists. AAPG*, v 79, n 10: 1421-1443.
- DEFFONTAINES, B & CHOROWICZ, J. 1991. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, 194: 263p.

- DEHANDSCHUTTER, J. *et al.* 1986. Lineaments in the northern Andes and their bearing on the geodynamic evolution in the leading corner of the South America Plate. CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA VI, Bogotá. *Mem*, tomo I, p 20-38
- DENGO, C.A & COVEY, M.C. 1993. Structure of the Eastern cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. *Boletin The America Association of Petroleum Geologists. AAPG*, v 77, n 8: 1337p.
- ESPINOSA, A. *et al.* 1989. Hacia un Nuevo Catálogo Colombiano de sismicidad histórica. CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGIA, V., Bucaramanga. *Mem* p 220-227.
- ETAYO-SERNA, F *et al*; 1983. Mapa de terrenos geológicos de Colombia: *Publicaciones Geológicas Especiales de Ingeominas*, n 14: 235p.
- FREYMUELLER, J.T. *et al*;. 1993. Plate motions in the north Andean region. *Journal of Geophysical Research*, v 98, n 12: 21853-21863.
- GOMEZ, H. 1988. La paleomegacizalla transversal de Colombia, base de un nuevo esquema geotectónico. *Revista CIAF* 61p.
- HEBRARD, F. 1985. *Les Foothills de la Cordillere Orientale de Colombie entre les rios Casanare et Cusiana. Evolution Geodynamique depuis L'Eo-Cretáceo*. TO. Paris. Université Pierre et Marie Curie. 150p (Ph D Thesis).
- HOOGHIEMSTRA, H. 1984. *Vegetacional and climatic history of the high plain of Bogotá, Colombia: a continuous record of the last 3.5 million years*. *Dissertationes Botanicae* 79, 368

HOWARD, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation. *A summationn: Bull Amer. Assoc. Petroleum Geologist*, v 51, n 11.: 2259p.

INGENIERIA SÍSMICA. 1989. *Sismotectónica del nor occidente de América del Sur*. Informe Interno. 213p.

INGEOMINAS. 1978. *Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia*. Bogotá. (Publicación Especial)

INGEOMINAS. 1988. *Mapa Geológico de Colombia* con memoria explicativa. Escala 1:1.500.000

INGEOMINAS. 1997. *Atlas Geológico Digital de Colombia*. Bogotá. 40p.

INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTIN CODAZZI (IGAC). 1998. *Atlas Geográfico*. Subdirección de Geografía. Bogotá.

INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTIN CODAZZI (IGAC). 1999. *Paisajes de Orinoquia - Amazonia Colombiana*. Analisis Geográficos. Subdirección de Geografía. Bogotá.

KELLOGG, J.N. 1984. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá and adjacent basins, in Caribbean – South American plate boundary and regional tectonics. *Geol. Soc. Am*, 162: 239-261.

KELLOGG, J.N & BONINI, W.E. 1982. Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics*, v 1, n 3: 251-276.

KELLOGG, J.N & DIXON, T.H. 1990. Central and South America GPS Geodesy - Casa Uno. *Geophysical Research Letters, CASA UNO Special Issue*, 17, (3): 198.

KELLOGG, J.N & VEGA, V. 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*: Boulder. *Geological Society of America. Special Paper 295*: 12p.

KELLOGG, J.N; *et al.* 1986. Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA. 6., Bogotá. *Mem*, tomo I, p 41-60

LAVENU, A. *et al.* 1995. Neogene ongoing tectonics in the Southern Ecuadorian Andes: analysis of the evolution of the stress field. *Journal of Structural Geology*, 17, (1): 58.

LITHERLAND, M & ASPDEN, J.A. 1992. Terrane-boundary reactivation: A control on the evolution of the northern Andes. *Earth Sciences*, 5, (1): 76.

McCOURT, W.J & ASPDEN, J.A. 1986. Modelo Tectónico de placas para la evolución Fanerozoica de Colombia central y del sur. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA. 6., Bogotá. *Mem.* tomo I., 23p.

McDONALD *et al.* 1996. Late Cenozoic Tectonics and Paleomagnetism of North Cauca Basin intrusions, Colombian Andes: Dual rotation Modes. *Tectonophysics* 261: 277-289.

MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS DE ECUADOR. 1993. *Mapa Geológico de la República del Ecuador*. Escala 1: 1'000.000.

PARIS, G. & ROMERO, J. 1994. Fallas Activas en Colombia. *Boletín Geológico*, 34, (2-3): 26.

- PARIS, G & SARRIA, A. 1986. *Neotectónica del Nororiente Colombiano*. Proyecto Geofísico del noreste Colombiano INGEOMINAS. Informe Interno Bogotá. 59p.
- PARIS, G; MARIN, P; ROMERO, J; WAGNER, J.J. 1989. Actividad Neotectónica en el Suroccidente Colombiano. In: CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGIA, 5., Bucaramanga. *Mem*, p 193-213.
- PENNINGTON, W.D. 1981. Subduction of the Eastern Panama basin and seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86, B 11: 10753-10770.
- RIVADENEIRA, M & RAMIREZ, F. 1986. La zona subandina ecuatoriana y sus prospectos hidrocarboníferos. 507p.
- ROBERTSON, K. 1989. a Mega – geomorfología y dinámica fluvial del piedemonte Llanero, Colombia. . In: CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGIA, 5., Bucaramanga. *Mem*, tomo I,
- ROBERTSON, K. 1989. b Morfotectónica y datación del fallamiento activo en el piedemonte llanero. In: CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGIA, 5., Bucaramanga. *Mem*, tomo I, 162-170p
- ROBERTSON, K *et al.* 1995. Cartografía de Amenazas Fluvio – Torrenciales e Inundaciones del Piedemonte Llanero, Colombia: sector Yopal – Villavicencio. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Bogotá.
- SALAZAR, E. 1986. Evolución tectónica de los Andes Septentrionales ecuatorianos desde el Cretácico: Una Hipótesis.. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA. 6., Bogotá. *Mem*, tomo I., I. 95p.

SILVER, E.A. *et al.* 1990. Implications of the North and South Panama thrust belts for the origin of the Panama orocline. *Tectonics*, 9, (2): 261-281.

SOIL SURVEY STAFF (SSS). 1996. *Keys to soil Taxonomy*. 7.ed. USDA. Natural Resources Conservation Service., Washington D.C.

SPEED, R.C. *et al.*; 1997. Paleozoic Granitoid Gneisses of northeastern Venezuela and the North America – Gondwana collision zona. *The Journal of Geology*,. 105:470p.

SUÁREZ, C. M. 1985. Interpretación fotogeológica de la plancha 174, Paz de Ariporo. Ingeominas. Informe Interno de la división Geología Regional. Bogotá.

TABOADA, A; *et al.*; 1998. Sismotectónica de Colombia: Convergencia y deformación continental. Ingeominas. Informe Interno. Bogotá, 42p

THOURNOUT, F.V. *et al.* 1992. Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. *Tectonophysics*, 205: 221 p.

TIBALDI, A & FERRARI, L. 1992. Latest Pleistoceno - Holoceno tectonics of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 205: 125p.

TOTO, E. A & KELLOGG, J.N. 1992. Structure of the Sinu - San Jacinto fold belt. - An active accretionary prism in northern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. 5. (2): 211- 222.

VAN DER HAMMEN. M. C. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos. *Boletín de Geología*. Instituto Geológico Nacional, Bogotá.

VAN DER HAMMEN. M. C. 1992. *Historia, Ecología y Vegetación*. Corporación Colombiana para la Amazonia - Araracuara (COA) Bogotá.

VERGARA, H. 1989. Actividad Neotectónica en la falla de Ibagué. In: CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGIA, 5., Bucaramanga. *Mem*, tomo I 127p.

VERGARA, H. 1996. Rasgos y Actividad Neotectónica en la falla de Algeciras. In: CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGIA, 7., Bogotá. *Mem* 13p.

VERGARA, H; TABOADA, A; ROMERO, J; PARIS, G; CASTRO, E. 1996. Neotectónica del Borde Llanero: Resultados preliminares. In: SEMINARIO DE SISMOTECTÓNICA DEL BORDE LLANERO COLOMBIANO. INGEOMINAS, Medellín. *Mem* 13p.

ZUIDAM, R. 1985. *Aerial Photo-Interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping*, ITC, The Netherlands