UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CORRELAÇÕES ENTRE FRAGMENTOS DO EMBASAMENTO PRÉ-
MESOZÓICO DA TERMINAÇÃO SETENTRIONAL DOS ANDES
COLOMBIANOS, COM BASE EM DADOS ISOTÓPICOS E
GEOCRONOLÓGICOS**

AGUSTIN CARDONA MOLINA

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani
Examinadores:	Prof. Dr. Allen Hutcheson Fetter
	Prof. Dr. Wilson Teixeira

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CORRELAÇÕES ENTRE FRAGMENTOS DO
EMBASAMENTO PRÉ-MESOZÓICO DA
TERMINAÇÃO SETENTRIONAL DOS ANDES
COLOMBIANOS, COM BASE EM DADOS
ISOTÓPICOS E GEOCRONOLÓGICOS**

Agustín Cardona Molina

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900011709

SÃO PAULO
2003

El Padre Sol marcó su sendero dorado sobre las altas cumbres,
asi creó a las montañas, los templos del sol.
Fertilizó las lagunas, madres de la tierra y origen de la gente.
Trazó los rios, caminos de los primeros hombres
Todo esto fue creado del mar, cuando el sol y la luna llegaron al cielo
El sol es un hombre con máscara de oro.
De ella salen rayos, y esos rayos hacen que la vida nazca
y que todo crezca.

Mitología Kogi (Tribu da Serra Nevada de Santa Marta, Coração do Mundo)

A mis padres Silvia y Mario por su eterna complicidad y amistad.

A Marcela por la fuerza y la inspiración.

A los tres por el gran amor que merecen.

AGRADECIMENTOS

Um homem sábio disse faz alguns anos que nossas “conquistas” são possíveis porque são feitas sobre os “ombros de gigantes”. Eu quero agradecer às pessoas e entidades que contribuíram no desenvolvimento deste trabalho de mestrado.

A meu orientador Prof. Dr. Umberto Cordani por ter aberto as portas para iniciar estudos de pós-graduação, pela constante e fundamental guia, e pelo apoio neste processo de formação.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pela formação acadêmica, a seus professores pela grande disposição. Em especial gostaria de agradecer aos Prof. Dr. Marly Babinsky, Colombo Tassinari, Ian McReath, Jorge Bettencourt, Waldecir Janessi, Miguel Basei.

Ao grupo do Centro de Pesquisas Geocronológicas, Helen, Ivone, Liliane, Mitzi, Vasco, Vera, Veridiana, Arthur e Solange, e ao Sandra, Inês, Paula e Marcos dos Laboratórios de Química e a Microsonda do Instituto pela colaboração no trabalho de laboratório.

À FAPESP pela bolsa de mestrado outorgada, processo 00/09695-1.

A amostragem no Caribe da Colômbia foi possível pela colaboração e presença dos amigos e colegas Andrés e Pablo, e o “WAYUU” Daiver Pinto.

Ao amigo Prof. Dr. Bill MacDonald da Universidade de Binghamton (EUA) pelos valiosos conselhos sobre a geologia do Caribe e as amostras emprestadas.

Ao professor Jorge Julian Restrepo pela amizade e a força em todo momento.

Ao Geólogo do INGEOMINAS Humberto González e ao professor Carlos Garcia da Universidade Industrial de Santander (Colômbia) pelas amostras emprestadas.

À Allen Nutman da Australian National University e Liu Dunyi da Academia Chinesa de Geociências pelas análises de U/Pb SHRIMP em zircão.

Aos colegas e amigos, Andrés, César, Michelle, Fabio, Diana, Javier, Liliana, Paul, Leo, Cely por sua amizade e as enriquecedoras discussões.

À Marcela pelo grande amor, seu apoio, e a dedicação que fez possível o principio e o fim.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS.....	iv
ÍNDICE DE TABELAS.....	vii
RESUMO.....	viii
ABSTRACT.....	x
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. MÉTODOS EXPERIMENTAIS.....	3
2.1. Geoquímica de rochas.....	4
2.2. Geotermobarometria.....	5
2.3. Geocronologia.....	6
2.3.1. Método Rb-Sr.....	6
2.3.2. Método Sm-Nd.....	6
2.3.3. Método U/Pb (SHRIMP) em zircão.....	7
2.3.4. Método Ar-Ar.....	9
3. CONTEXTO TECTÔNICO.....	10
3.1. Generalidades do NW de América do Sul.....	10
3.2. Evolução tectônica do Craton Amazônico.....	13
3.3. Terrenos e domínios tectonoestratigráficos dos Andes do Norte.....	14
3.3.1. Maciço de Garzón (Terreno Andaquí).....	17
3.3.2. Terreno Chibcha.....	18
3.3.3. Terreno Tahamí.....	19
3.3.4. Península da Guajira.....	20
3.3.5. Cordilheira da Costa (Terreno Cauagua-Tinaco).....	21
3.3.6. Terrenos Caparo-Mérida.....	22
3.3.7. Segmento Oriental da Cordilheira Real do Equador.....	23
3.3.8. Terreno Loja.....	24
3.4. Ensaio de reconstrução paleotectônica.....	24

4. CONTEXTO GEOLÓGICO DAS UNIDADES ESTUDADAS	29
4.1. Serra Nevada de Santa Marta	29
4.1.1 Granulito dos Mangos	33
4.1.2. Complexo Sevilla	45
4.2. Gnaiss de Bucaramanga	47
4.3. Península da Guajira	51
4.3.1. Gnaiss de Jojoncito	51
4.3.2. Formação Macuira	54
4.3.3. Granodiorito de Siapana	60
4.4. Embasamento da Cordilheira Central	61
4.4.1. Gnaiss do Nus	61
4.4.2. Anfibolito de El Vapor	63
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	65
5.1. U/Pb SHRIMP em zircão	65
5.1.1. Gnaiss de Dibuya do Granulito dos Mangos	66
5.1.2. Complexo Sevilla	70
5.1.3. Gnaiss de Bucaramanga	72
5.1.4. Gnaiss de Jojoncito	74
5.1.5. Granodiorito de Siapana	79
5.1.6. Gnaiss do Nus	81
5.2. Rb-Sr em rocha total	83
5.3. Sm-Nd em rocha total	85
5.3.1. Unidades Proterozóicas	85
5.3.2. Gnaiss do Nus (Cordilheira Central) e Formação Macuira (Península da Guajira)	90
5.4. Ar-Ar em minerais separados	91
5.4.1. Gnaiss de Dibuya do Granulito dos Mangos	91
5.4.2. Complexo Sevilla	95
5.4.3. Gnaiss de Bucaramanga	97
5.4.4. Formação Macuira	100
5.4.5. Gnaiss do Nus	105
5.4.6. Anfibolitos de El Vapor	106

CONSIDERAÇÕES TECTÔNICAS	107
6.1. Correlações entre os domínios Proterozóicos	107
6.2. Participação dos terrenos Colombianos na formação de Rodínia	109
6.3. Proveniência do material dos terrenos Colombianos	112
6.4. Evolução Fanerozóica	115
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	120

ANEXOS

1. Localização das amostras
2. Dados geoquímicos (rocha total)
3. Dados e cálculos anfibólio e plagioclásio
4. Dados U/Pb

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Andes da Colômbia, área da pesquisa	11
Figura 2. Províncias geotectônicas de América do Sul, e terrenos dos Andes do Norte	16
Figura 3. Mapa Geológico simplificado dos Andes colombianos	30
Figura 4. Mapa geológico de Santa Marta	31
Figura 5. Bandamento composicional, Gnaiss de Dibuya	36
Figura 6. Veias e lentes quartzo-feldspáticos, texturas nebulíticas	37
Figura 7. Ribbons poli e monocristalinos, definindo a lineação mineral	37
Figura 8. Embahimento irregular dos cristais, invasão recíproca	38
Figura 9. Texturas gráficas, cristais de quartzo (Q) em forma de T ou irregulares, possivelmente corroídos por fusão	38
Figura 10. Foliação definida por anfibólio e biotita	38
Figura 11. Padrões dos elementos das terras raras das amostras analisadas. Em azul 4 gnaisses do Gnaiss de Dibuya, e em marrom a amostra (A58) do mesmo gnaiss amostrando o padrão cumulático	42
Figura 12. Padrões dos elementos das terras raras dos anfibolitos intercalados no Gnaiss de Dibuya	42
Figura 13. Diagrama multielemental normalizado ao manto primitivo (Li et al., 1998) dos anfibolitos do Gnaiss de Dibuya	43
Figura 14. Anortosito	44
Figura 15. Gnaiss Bandado encaixante	44
Figura 16. Textura granoblástica e ferromagnesianos totalmente transformados a epidoto	44
Figura 17. Anfibólio e Biotita secundários	44
Figura 18. Bandamento composicional, Complexo Sevilla	46
Figura 19. Foliação mineral definida por biotita e anfibólio	46
Figura 20. Mapa geológico do de Santander	49
Figura 21. Biotita de Gnaiss biotítico definindo a foliação mineral	50
Figura 22. Anfibólio e plagioclásio em contato. Amostra analisada para geotermobarometria, Gnaiss anfibólico	50
Figura 23. Mapa geológico da Península da Guajira	52
Figura 24. Agregado monocristalino de quartzo definindo a lineação da rocha	53
Figura 25. Quartzo e feldspato amebóides	53
Figura 26. Elementos das Terras Raras, Gnaiss de Jojoncito	54

Figura 27. Bandamento composicional do Gnaiss de Uray	55
Figura 28. Lineação mineral de anfibólio em afloramento	56
Figura 29. Lineação mineral de anfibólio e biotita em lamina delgada	56
Figura 30. Aspecto do anfibolito da Formação Macuira	56
Figura 31. Anfibólio com extinção ondulante, e matriz de quartzo com redução do tamanho do grão	56
Figura 32. Diagrama das Terras Raras para o Gnaiss de Uray	57
Figura 33. Diagrama Multi-Elemental Gnaiss de Uray	58
Figura 34. Xistosidade bem definida e redobrada, bandas de quartzo e mica intercaladas centimetricamente	59
Figura 35. Moscovita em sigmóides definindo e foliação aparecendo em possíveis sigmóides	59
Figura 36. Plagioclásio com zoneamento, e biotita do Granodiorito de Siapana	60
Figura 37. Mapa geológico do flanco oriental da Cordilheira Central	62
Figura 38. Biotita sem orientação, silimanita fibrosa formando-se às expensas da biotita	63
Figura 39. Porfiroblasto de andaluzita (cristal com manchas vermelhas), e biotita	63
Figura 40. (A) e (B), Porfiroclastos de anfibólio envolvidos por xistosidade, e substituídos nas bordas por outro anfibólio e clorita	64
Figura 41. (A) Diagrama Tera-Wasserburg dos zircões da amostra A49 do Gnaiss de Dibuya, (B) Detalhe do intervalo das idades entre 1050 e 1250 Ma, excluindo a análise (15) pelo grande erro	69
Figura 42. (A) Diagrama Convencional da amostra A19 do Complexo Sevilla, (B) Detalhe do intervalo de idades entre 1100 e 1350 Ma	71
Figura 43. (A) Diagrama Tera-Wasserburg dos zircões do Gnaiss de Bucaramanga, (B) Detalhe do trecho da Concórdia entre 800 e 1300 Ma	73
Figura 44. Imagens de zircões analisados do Gnaiss de Jojuncito	76
Figura 45. Diagrama Tera-Wasserburg dos zircões do Gnaiss de Jojuncito, com razões corrigidas pelo ^{204}Pb	77
Figura 46. Detalhe diagrama Tera-Wasserburg zircões Gnaiss de Jojuncito	78
Figura 47. Detalhe diagrama Tera-Wasserburg zircões Gnaiss de Jojuncito	78
Figura 48. (A) Diagrama Convencional, zircões Granodiorito de Siapana, (B) Detalhe da curva Concórdia nas proximidades de 160 Ma	80
Figura 49. Diagrama Tera-Wasserburg do Gnaiss do Nus	82
Figura 50. Distribuição dos dados Rb/Sr do Gnaiss de Dibuya	84

Figura 51. Linhas de evolução de Nd nas diferentes unidades Proterozóicas do Terreno Chibcha, em relação ao manto empobrecido (DePaolo, 1981).....	89
Figura 52. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Gnaiss de Dibuya (A59).....	93
Figura 53. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Dibuya (A59).....	93
Figura 54. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Dibuya (A49).....	94
Figura 55. Espectros de desgaseificação da biotita, Anortosito (A77).....	94
Figura 56. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Anortosito (A77).....	95
Figura 57. Espectros de desgaseificação da biotita, Complexo Sevilla (A28).....	96
Figura 58. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Complexo Sevilla (A28).....	96
Figura 59. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Bucaramanga (PCM-1105).....	98
Figura 60. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Bucaramanga (PCM-815).....	98
Figura 61. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Gnaiss de Bucaramanga (PCM-815).....	99
Figura 62. Espectro de desgaseificação do anfibólio, Gnaiss de Bucaramanga (PCM-1102).....	99
Figura 63. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Bucaramanga (PCM-1102).....	100
Figura 64. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Gnaiss de Uray (A 83).....	102
Figura 65. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Uray (A 83).....	102
Figura 66. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Gnaiss de Uray (A-91).....	103
Figura 67. Espectros de desgaseificação da moscovita, Xistos de Jaturuhu (A95).....	103
Figura 68. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Formação Macuira (A-99).....	104
Figura 69. Espectros de desgaseificação da biotita, Granodiorito de Siapana (Siap-1).....	104
Figura 70. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Nus (CC-1).....	105
Figura 71. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Anfibolitos de El Vapor (SL-1).....	106
Figura 72. Uma das possíveis reconstruções da Rodinia (Weil et al., 1998).....	111

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Dados geocronológicos existentes para o Granulito dos Mangos.....	35
Tabela 2. Dados analíticos Rb e Sr.....	84
Tabela 3. Resultados Sm-Nd em rocha total obtidos nas diferentes unidades analisadas na pesquisa.....	86
Tabela 4. Dados existentes Sm-Nd em rochas Proterozóicas da Serra Nevada de Santa Marta dados apresentados por outros autores no segmento SW.....	88
Tabela 5. Idades aparentes U/Pb SHRIMP das unidades do embasamento Proterozóico do Norte da Colômbia.....	108
Tabela 6 Registro temporal e características da evolução tectono-magmatica dos domínios tectônicos da Colômbia e as províncias maiores.....	113
Tabela 7. Idades U/Pb SHRIMP das unidades representativas dos domínios Fanerozóicos estudados.....	116
Tabela 8. Idades Ar-Ar das unidades analisadas durante a pesquisa.....	118

RESUMO

Foram realizadas análises geocronológicas U/Pb SHRIMP em zircão, Rb-Sr em rocha total e Ar/Ar em micas e anfibólios, bem como análises isotópicas Sm-Nd em rocha total, em algumas das localidades mais representativas do embasamento Pré-Mesozóico disperso na terminação setentrional dos Andes Colombianos, visando determinar as características geológicas e temporais dos principais eventos tectônicos que formaram as rochas, e sua correlação regional. Estes resultados foram integrados aos dados geológicos existentes, assistidos por análises petrográficas e geoquímicas em algumas das amostras.

Os resultados U/Pb SHRIMP em zircões de três gnaisses com metamorfismo de alto grau (Gnaiss de Jojuncito, Gnaiss de Dibuya e Gnaiss de Bucaramanga) apresentam o registro de uma extensa história Mesoproterozóica, que inclui protolitos com heranças de idades entre 1250 Ma e 1550 Ma, um registro metamórfico policíclico com um primeiro evento entre 1140-1190 Ma, e um último evento melhor definido com idades pouco inferiores a 1000 Ma. O sistema Rb-Sr do Gnaiss de Dibuya preserva o registro parcial do evento metamórfico mais antigo.

Idades modelo Sm-Nd entre 1450 Ma e 1900 Ma, obtidas nos gnaisses, são consideradas como idades médias de residência crustal, e sugerem a presença de materiais Mesoproterozóicos e mais antigos. Um meta-anortosito associado a uma sequência de alto grau na Serra Nevada de Santa Marta, e um gnaiss hornblédico apresentam $\epsilon_{\text{Nd}(1160)}$ Ma negativo e levemente positivo, que em conjunto com as idades modelo Sm-Nd T_{DM} do anortosito sugerem que este magmatismo foi possivelmente acompanhado de contaminação crustal. Dados geoquímicos de anfibolitos do Gnaiss de Dibuya também sugerem processos semelhantes na gênese destes protolitos.

As características geocronológicas e isotópicas bem como o caráter geoquímico e petrográfico indicam que os protolitos destas rochas foram formados em um domínio predominantemente ensialico, caracterizado por retrabalhamento crustal. O metamorfismo de alto grau pode ser relacionado aos eventos orogênicos de afinidade Grenvilliana associados à formação do Supercontinente Rodinia. Da comparação do registro geocronológico dos zircões com outras províncias tectônicas maiores, sugere-se que estes protolitos podem ter sido gerados na margem do Cráton Amazônico.

Outros dois paragneisses, relacionados a domínios mais ocidentais (Gnaiss do Complexo Sevilla e Gnaiss do Nus), apresentam também zircões com fontes mistas, sendo que ambos têm o registro de idades Meso e Neoproterozoica entre 880 Ma e 1400 Ma, e no caso do Gnaiss do Complexo Sevilla foram também identificadas fontes mais jovens até o Cambriano, caso de uma amostra em que forneceu 529 ± 10 Ma. Estas idades mostram a participação de fontes

Mesoproterozóicas-Neoproterozóicas, e condiciona a formação dos protolitos dos Gnaisses de Sevilla antes do Cambriano, contrastando com as idades Proterozoicas do Gnaiss de Dibuya localizado ao SE.

Um granodiorito da Península da Guajira, que corta rochas metamórficas da Formação Macuira, apresenta idade U/Pb SHRIMP em zircão de 167 ± 9 Ma considerada como relacionada à sua cristalização, e idades de resfriamento a 350°C Ar/Ar em biotita entre 157 e 159 Ma. Idades Meso-Neoproterozóicas e Ordovicianas consideradas como heranças foram também obtidas. A rocha total apresenta idades modelo Sm-Nd de 1470 Ma e um ϵ_{Nd} para a idade de cristalização de -5,90. A presença de heranças e as características do Nd sugerem que a formação deste granitóide teve uma forte componente de material crustal mais antigo. O embasamento no que se encontra este granitóide apresenta também fontes Meso e Neoproterozóicas. Em conjunto, as idades Jurássicas e os indicadores mais antigos sugerem que este domínio é um fragmento para-autoctone à margem continental de América do Sul.

As idades Ar/Ar em mica e anfibólios da maioria das rochas analisadas mostram espectros perturbados parcial ou totalmente, refletindo a presença de aquecimentos mais jovens, relacionados aos diferentes períodos de atividade magmática Andina no Jurássico, Cretáceo e Paleoceno-Eoceno que configuraram os Andes do Norte.

ABSTRACT

Integrated zircon U/Pb SHRIMP, Rb-Sr whole rock, and mica and amphibole Ar/Ar geochronological analysis, as well as Sm-Nd whole rock were carried in some of the type localities of the dispersed Pre-Mesozoic basement on the northern termination of the Colombian Andes. It was intended to establish the main geological and temporal constraints of the tectonic events that have formed these rocks, and its regional correlation. Petrographic and geochemical analyses of key samples were also integrated.

U/Pb SHRIMP zircon data from three high grade metamorphic gneisses (Jojoncito Gneiss, Dibuya Gneiss and Bucaramanga Gneiss) records an extensive Mesoproterozoic history, including protoliths with inherited ages between 1250 Ma and 1550 Ma, a polymetamorphic evolution with a first event between 1140-1190 Ma, and a more well defined last event with ages around 1000 Ma. Rb-Sr whole rock data from the Dibuya Gneiss partially preserves the older metamorphic event.

Sm-Nd model ages between 1450 and 1900 Ma from the gneisses are considered as average crustal residence ages, and suggest the presence of Mesoproterozoic and older material in the genesis of the rocks. A meta-anorthosite associated with high grade rocks and an hornblende gneiss shows negative and slightly positive $\epsilon_{Nd(1160)}$, that in addition with meta-anorthosite Sm-Nd T_{DM} suggest that magmatism was associated with crustal contamination. Geochemical data from amphibolites of the Dibuya Gneiss also suggest the presence of the same processes for protolith formation.

The geochronological and isotopical characteristics, as well as the geochemical and petrographic particularities indicates that the protoliths of these rocks were formed on an ensialic domain, characterized by crustal reworking processes. High grade metamorphism can be related to Grenville related orogenic events associated to the Supercontinent Rodinia. Comparison of zircon geochronological record with the broader tectonic provinces, suggest that this protoliths could have been formed on the margin of the Amazon Craton.

Two more paragneisses from the westernmost domains (Sevilla Complex and Nus Gneiss) also presents zircons with mixed ages, of Meso and Neoproterozoic times between 880 Ma and 1400 Ma. In the gneiss from the Sevilla Complex younger ages until Cambrian were also found, with a zircon showing a 529 ± 10 Ma. This ages shows the presence of Mesoproterozoic and Neoproterozoic sources, and limits the genesis of the Sevilla Gneiss protoliths to the Cambrian, contrasting with Proterozoic ages found on the SE Dibuya Gneiss.

A granodiorite from the Guajira Peninsula that cross-cut metamorphic rocks of the Macuira Formation presents U/Pb zircon SHRIMP 167 ± 9 Ma and 158 Ma Ar/Ar biotite ages, interpreted as

crystallization and 350° C cooling ages. Meso-Neoproterozoic and Ordovician inheritance were found. Also 1470 Ma whole rock Sm-Nd model ages and $-5,90 \epsilon_{\text{Nd}(167)}$ were also obtained.

The presence of zircon inheritance and the Nd characteristics shows that the magmatic evolution of this granitoid was accompanied by strong crustal interaction. The Jurassic ages together with the older geochronological signatures suggest that this domain is a para-autochthonous fragment of the South American continental margin.

Ar/Ar ages in micas and amphiboles from most of the rocks show partially or totally perturbed spectrums, reflecting the presence of younger heating events, related to the different periods of Andean magmatic activity in the Jurassic, Cretaceous, and Paleocene-Eocene that have built the Northern Andes.

1. INTRODUÇÃO

A evolução tectônica da margem ocidental de América do Sul apresenta uma dinâmica e extensa história geológica, onde diferentes ambientes e processos tectônicos têm sido superpostos desde o Mesoproterozóico até a formação da cadeia Andina.

Esta extensa atividade tectônica superposta, e as extensas coberturas sedimentares Fanerozóicas têm deixado o registro e as relações geológicas dos eventos mais antigos cada vez mais incompletos e segmentados.

Neste complexo quebra-cabeça a geocronologia e a geologia isotópica são ferramentas poderosas, ao permitir em muitos casos o reconhecimento temporal das diferentes fases da evolução geológica em terrenos policíclicos, identificar o caráter geral dos processos relacionados à gênese das rochas (participação do manto ou retrabalhamento crustal), e definir uma identidade geológica que possa assistir na análise da proveniência de possíveis terrenos suspeitos, e a integração nos modelos tectônicos regionais (Mueller et al., 1994, Nance e Murphy, 1994, Tosdal, 1996, Keppie et al., 1998, Dickin, 2000).

Nesta pesquisa são apresentados e analisados dados geocronológicos e isotópicos (U/Pb SHRIMP, Rb-Sr, Sm-Nd e Ar-Ar) nos domínios metamórficos Pré-Mesozóicos da região norte dos Andes da Colômbia, procurando definir as características geológicas e temporais dos principais eventos tectônicos, e sua relação com os modelos de correlação regional.

Os domínios de embasamento Pré-Mesozóico presentes na cadeia montanhosa dos Andes, além de ser fundamentais para a compreensão da evolução geológica local, têm sido considerados como traçadores tectônicos das supostas interações da protomargem continental de América do Sul com outras massas continentais e terrenos, que geraram uma série de orógenos no Meso-Neoproterozóico e no Paleozóico (Dalziel, 1994, 1997, Sadowsky e Bettencourt, 1996, Tosdal, 1996, entre muitos outros).

Os resultados apresentados neste trabalho pretendem rever em uma perspectiva regional algumas das perguntas, considerando como base as análises geocronológicas e isotópicas de algumas localidades representativas das unidades Pre-Mesozóicas do Norte da Colômbia.

Os problemas fundamentais considerados neste projeto foram a caracterização geocronológica e isotópica dos principais eventos tectônicos registrados em alguns dos domínios do embasamento Pré-Mesozóico da região mais setentrional dos Andes do Norte, sua correlação e seu significado regional.

Os resultados específicos desenvolvidos na pesquisa incluem:

- Caracterização geocronológica U/Pb SHRIMP dos principais eventos que afetaram as unidades Pré-Mesozóicas da parte Norte da Colômbia, incluindo algumas regiões que careciam de informação geocronológica.
- Novos dados isotópicos Sm-Nd , permitindo caracterizar de forma geral os processos que formaram os protólitos de algumas das unidades estudadas.
- Dados geoquímicos e termobarométricos, em algumas das unidades, para melhorar o conhecimento dos protólitos e do metamorfismo, que caracterizaram sua história geológica.
- Análises Ar-Ar em anfibólios e micas, permitindo analisar a evolução tectonotermal das unidades estudadas e a resposta do embasamento Pré-Mesozóico aos eventos tectonomagmáticos Meso-Cenozóicos.
- Revisão crítica da evolução tectônica e paleogeográfica Pré-Mesozóica dos Andes do Norte, sua relação com outros domínios ou massas crustais (proveniência), e as implicações na evolução paleotectônica regional.

2. MÉTODOS EXPERIMENTAIS

A primeira fase de trabalho incluiu a revisão bibliográfica dos trabalhos geológicos existentes relacionados com a região de estudo. Posteriormente foram feitas a fase de campo e amostragem das unidades selecionadas, o trabalho de laboratório que incluiu as análises petrográficas das amostras, a seleção e realização das análises geocronológicas e geoquímicas, e a discussão final dos resultados.

Para a realização da coleta de amostras foram utilizados os mapas e trabalhos geológicos regionais e locais existentes (1:200.000, 1:50.000), onde foram selecionadas as localidades com as exposições mais representativas, e as relações estratigráficas melhor definidas. As amostras foram coletadas ao longo de estradas e drenagens, procurando evitar no possível a obtenção de amostras evidentemente alteradas.

Outras amostras foram obtidas das coleções de grupos de pesquisa da Universidade Industrial de Santander (Colômbia), da Universidade de Binghamton (Estados Unidos) e do Serviço Geológico da Colômbia (INGEOMINAS). Estas amostras foram consideradas e utilizadas, em vista da existência de um controle adequado quanto à localização geográfica e geológica.

No total foram coletadas cerca de 100 amostras no campo, (~20 por unidade), e das coleções existentes foram obtidas outras 20.

A petrografia permitiu definir as características texturais e composicionais das rochas, e selecionar as amostras para análises geocronológicas e geoquímicas.

No planejamento das análises geocronológicas procurou-se que cada uma das unidades estudadas fosse analisada por mais de uma metodologia.

A preparação das amostras foi feita no laboratório de separação mineral do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP (CPGeo). Este trabalho incluiu a preparação de concentrados minerais com elevado grau de pureza, particularmente de micas, anfibólios e zircão, mediante os diversos processos de fragmentação, peneiração, separação por gravidade, separação magnética, e utilização de líquidos densos. As amostras para análise em rocha total foram fragmentadas, quarteadas, e pulverizadas finalmente em moinho com bolas de tungstênio.

As análises isotópicas e geocronológicas Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar foram feitas nos laboratórios do CPGeo-USP, e as análises U-Pb SHRIMP em zircão foram realizadas, parte no equipamento SHRIMP I da Australian National University (Austrália) por Allen Nutman, e parte no SHRIMP II da Chinese Academy of Geology, em Beijing (China) por Liu Dunyie e U. Cordani.

Para a geoquímica de rochas, as análises foram feitas nos laboratórios do Depto. de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Procurando melhorar o conhecimento das condições de metamorfismo, e possíveis variações químicas nos anfibólios, foram realizadas análises de química mineral em duas amostras representativas de unidades Proterozóicas, na microsonda dos Laboratórios do Depto. de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

2.1. Geoquímica de Rochas

No total foram analisadas 19 amostras para óxidos maiores e alguns elementos traço, pelo método de Fluorescência de Raios X. As rotinas de preparação e características das análises foram feitas segundo os procedimentos descritos por Mori et al. (1999) para os laboratórios do IGc-USP. Incluíram quarteamento, fragmentação, trituração, pulverização e micronização das amostras, e a elaboração de pastilhas fundidas e de pó de rocha. Os dados apresentam em geral um limite de precisão entre 1 e 10 ppm (Mori et al., 1999).

Das 19 amostras, 14 foram selecionadas para análises de terras raras, Y, Sc e Hf no ICP-OES do IGc-USP. As características da análise e as rotinas utilizadas especificamente no laboratório são descritas por Navarro et al. (2002). Em geral inclui a fusão e a preparação de uma solução para a realização das colunas de separação iônica, posteriormente os elementos são medidos a partir de uma solução no ICP-OES.

Todas as rochas analisadas são metamórficas, e os dados geoquímicos foram utilizados como ferramentas indicadoras da natureza e ambiente tectônico em que foram formados os protolitos. A interpretação teve como premissa fundamental a mobilidade desprezível dos elementos de HFSE (Ti, Zr, Y, Nb, P, Hf), as terras raras (REE), os metais transicionais (Cr, Ni, V), e a sobrevivência parcial de alguns óxidos maiores (MgO, SiO₂, MnO, CaO) ao longo do metamorfismo (Winchester e FLoyd, 1977, Beccaluva et al., 1983, Mclennann et al, 1993).

2.2. Geotermobarometria

Foram analisadas as características gerais do metamorfismo mediante análise petrográfica, a aplicação dos equilíbrios minerais anfibólio-plagioclásio para a utilização dos geotermobarômetros que incluem estes dois minerais, e a comparação com informação regional existente. Foi selecionada uma amostra representativa em duas das unidades de alto grau de metamorfismo.

Foi considerada a presença de relações evidentemente paragenéticas e a ausência de efeitos de metamorfismo retrógrado significativo. As composições do par anfibólio-plagioclásio foram analisadas nas bordas em contato e nas regiões internas com a microsonda.

A fórmula estrutural e a classificação dos anfibólios foi feita no software NEWAMPHCAL de Yavafuz (1999), que segue a proposta da International Mineralogical Association apresentada em 1997 para a nomenclatura dos anfibólios.

Os barômetros utilizados estão baseados na substituição de silício e alumínio no anfibólio e o plagioclásio (Fershter, 1990), e no conteúdo de alumina em anfibólio (Hammarstrom e Zen, 1986, Hollister et al., 1987, Johnson e Rutherford, 1989, Schmidt, 1992). O termômetro de Holland e Blundy (1994) considera a disposição do alumínio e do silício na estrutura do anfibólio, a composição do plagioclásio e a pressão.

O geobarômetro de Fershter (1990) foi calibrado experimentalmente para rochas ígneas e metamórficas em anfibólios cálcicos, e os resultados são apropriados para rochas na fácies anfibolito e granulito. No trabalho foi utilizado como o indicador fundamental da pressão.

Holland e Blundy (1994) apresentam dois termômetros para metabasitos, o termômetro (A) para rochas com quartzo e o termômetro (B) para rochas com e sem quartzo. O intervalo de aplicação destes termômetros inclui pressões entre 1-15 Kbar e temperaturas entre 400°-1000°, apresentando uma precisão de $\pm 40^\circ$. Os anfibólios e o plagioclásio devem apresentar uma composição $\text{NaA} > 0.02 \text{ pfu}$, $\text{Al}_{\text{VI}} < 1,8 \text{ pfu}$, e $\text{XAn} < 0,9$.

Os outros barômetros (Hammarstrom e Zen, 1986, Hollister et al., 1987, Johnson e Rutherford, 1989, Schmidt, 1992) utilizados foram calibradas em rochas magmáticas por métodos experimentais e por correlação. A aplicação destes às rochas metamórficas deve se considerar como aproximada pela maior complexidade dos equilíbrios minerais metamórficos.

2.3. Geocronologia

Em total foram realizadas 135 análises geocronológicas, 92 análises U/Pb SHRIMP em 6 amostras, 11 Sm-Nd (rocha total), 12 Rb-Sr (rocha total), e 20 Ar-Ar. As características dos resultados dependem das limitações dos métodos geocronológicos, e da história geológica das amostras. Em geral pretendeu-se estabelecer as idades de cristalização dos principais eventos, a presença eventual de fontes crustais mais antigas, e os principais episódios da evolução termal. Os dados U/Pb SHRIMP realizados em paragnaisses, em conjunto com as idades modelo T_{DM} , foram considerados como guias fundamentais nas correlações tectônicas, e nas análises da proveniência destes domínios.

2.3.1. Método Rb-Sr

Em total foram analisadas 14 amostras de dois gnaisses Proteorozóicos.

O Rb é um metal alcalino com raio iônico de 1,48 que pode substituir o K (1,33) nos minerais portadores deste elemento. O Sr faz parte dos metais alcalinos terrosos, e seu raio iônico de 1,13. A permite que ele seja substituído pelo Ca.

As idades que podem se obter pelo método Rb-Sr em rocha total correspondem à cristalização de rochas magmáticas ou metamórficas. A temperatura de fechamento deste sistema não é definitiva pela complexa mobilidade do Rb e o Sr, mas em rochas metamórficas de médio a alto grau tem sido muitas vezes conservada a idade dos protolitos magmáticos.

Um importante indicador petrogénético corresponde à razão isotópica inicial da rocha, que pode indicar a sua origem juvenil (mantélico) ou de retrabalhamento crustal.

Os dados das isócronas foram calculados com o ISOPLOT 2.49 (Ludwig, 2002).

2.3.2. Método Sm-Nd

O Sm e o Nd são elementos das terras raras com comportamentos geoquímicos semelhantes. O ^{147}Sm é um isótopo radioativo que se transforma no isótopo radiogénico ^{143}Nd , com uma constante de desintegração $\lambda_{\text{Sm}} = 6,54 \times 10^{-12}$ anos, e uma vida média de $1,06 \times 10^{11}$ Ma.

Desde a formação da terra, a evolução isotópica do ^{143}Nd está condicionada fundamentalmente pelo decaimento radioativo do ^{147}Sm . Em muitos casos, o processo de diferenciação manto-crosta é o único que modifica significativamente a relação Sm/Nd, refletindo as diferenças na compatibilidade deste elemento entre um magma primário e o sólido residual. O

Sm fica concentrado preferentemente no manto e, portanto a relação $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vai aumentar no manto em relação à crosta.

Em contraste, na maioria dos casos, os processos de caráter crustal (fusão parcial, metamorfismo, diagênese, alteração hidrotermal) não modificam novamente as razões Sm/Nd. Este comportamento permite fazer a extrapolação das razões isotópicas atuais da rocha até uma curva de evolução isotópica do Nd do manto, e estabelecer a idade (T_{DM}) em que o material crustal foi separado do manto (De Paolo, 1988, Sato et al., 1995). Se a evolução da rocha está relacionada à mistura de diferentes fontes, ou com a fusão de rochas de origem crustal mais antigas a idade modelo obtida é considerada como idade média de residência crustal, representando uma média das idades das diferentes fontes envolvidas (Arndt e Goldstein, 1987, McLennan et al., 1993).

O ϵ_{Nd} é um indicador petrogenético de grande significado. É obtido da comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra com a relação $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que representa o reservatório característico da terra primitiva (CHUR). Este parâmetro é determinado para a idade da formação da rocha, e permite identificar a presença de fontes mantélicas ou crustais.

Na pesquisa foram analisadas onze amostras de rocha pelo método Sm-Nd. A preparação e análise das amostras foi feita conforme aos procedimentos apresentados por Sato et al (1995) e Sato (1998), e incluiu a fragmentação e pulverização da rocha, o ataque químico e a separação dos elementos em coluna de troca iônica. A determinação das razões isotópicas foi feita no espectrômetro de massas Finnegan Matt com multi-coletor. As idades modelos e o ϵ_{Nd} foram calculados com relação ao manto empobrecido (DM), segundo as equações apresentadas por De Paolo (1988) para o estágio simples.

2.3.3. Método U/Pb (SHRIMP) em zircão

Discussões mais extensas da sistemática e aplicações do método U/Pb se encontram em Faure (1986), Heaman e Parrish, (1991), Dickin (1995). O comportamento do zircão e o sistema geocronológico U/Pb são objeto de extensa pesquisa, tendo numerosos trabalhos que consideram o comportamento dentro de diferentes sistemas crustais (deformação, metamorfismo, magmatismo). A descrição feita a seguir considera como guias os trabalhos de Mezger and Korgstad (1997), Compston (1998), Ashwall (1999), Connelly, (2000), Nutman (2000), entre outros.

O zircão é um mineral comum na maioria das rochas ígneas e metamórficas, e de grande utilização na geocronologia U/Pb. Sua formação está relacionada com cristalização direta de

magmas, bem como formação em condições metamórficas por processos de recristalização em estado sólido, presença de fluidos ou reações metamórficas de paragêneses minerais com Zr. Depois de cristalizado, este mineral pode sobreviver parcial ou totalmente à maior parte dos eventos crustais sobrepostos na sua história geológica, incluindo fusão e metamorfismo.

O SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) permite a análise *in situ* de segmentos específicos do cristal (15-30 μm), que podem ser relacionados à formação de zircão em ambientes magmáticos, ou ao sobrecrecimento ou recristalização em condições metamórficas.

O ^{235}U e o ^{238}U são isótopos radioativos do U que se transformam no ^{207}Pb e ^{206}Pb respectivamente, depois de uma série de transformações em isótopos radioativos de menor meia-vida.

Estes isótopos se encontram sempre associados, permitindo usar de maneira conjunta três cronômetros diferentes ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

A curva formada pelas composições de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para idades concordantes (Wetherill, 1956) é utilizada na representação gráfica dos resultados obtidos neste método. Outra apresentação dos dados está constituída pelo diagrama Tera e Wasserburg (1972), neste diagrama são incluídos $^{238}\text{U}/^{206}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, e tem como vantagem o fato que a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é medida diretamente.

As análises obtidas no SHRIMP são corrigidas da contaminação do Pb comum derivado dos procedimentos de preparação da amostra para análise, e da própria amostra por três métodos fundamentais discutidos pelo Williams (1998).

A preparação inicial das amostras foi feita nos laboratórios de separação mineral do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP). Este processo incluiu a fragmentação de amostras de 1 a 5 Kg, a diminuição do tamanho dos grãos nos moinhos de discos, e a peneiração até concentrar a fração < 200 mesh. As amostras foram então passadas pela mesa gravitatoria, pelo separador magnético e pelos líquidos densos até obter o concentrado mais puro possível. Deste concentrado foram preparadas as montagens em discos de resina epóxi no laboratório de U/Pb do CPGeo-USP e na Academia Chinesa de Geociências.

As análises isotópicas foram feitas no instrumento SHRIMP I da Universidade Nacional de Austrália por A. Nutman, e por U. Cordani no SHRIMP II da Academia Chinesa de Geociências. As características e princípios analíticos utilizados para a operação destes instrumentos são apresentados por Stern (1998) e Williams (1998).

No caso das análises feitas na Austrália foram feitas imagens de catodoluminescência as quais permitem conhecer as características da estrutura interna dos cristais, para a seleção dos

grãos e dos domínios a serem analisados em cada grão. Nas análises feitas na China foram fotografados os zircões, mas não foi feita a catadoluminscência antes das análises.

2.3.4. Método Ar-Ar

O método Ar-Ar, que se constitui uma variante do método K-Ar, foi utilizado em minerais separados das rochas faneríticas, especialmente em anfibólio, biotita e moscovita. As características de operação do método e a preparação das amostras são descritas em Vasconcelos et al (2002). Foram selecionados diversos cristais por amostra e colocados em disco de alumínio para serem irradiados no reator nuclear IEA-R1 no IPEN no São Paulo. A sanidina do Fish Canyon com idade de $28,3 \pm 0,2$ Ma foi irradiada em conjunto com as amostras, como referência.

Depois da irradiação foram escolhidos três grãos de cada amostra para extração de argônio pelo método de fusão por etapas. As análises foram efetuadas mediante aquecimento com laser em sistema de ultra-alto vácuo acoplado ao espectrômetro de massas do CP-Geo do Instituto de Geociências da USP.

Na interpretação dos dados foi utilizado o conceito de temperatura de fechamento, que representaria o momento em que a velocidade de difusão do argônio no sistema torna-se praticamente nula. Considera-se que as temperaturas de fechamento do anfibólio são de $450^\circ \pm 50^\circ$, biotita 300° - 350° , e moscovita 350° . Deformação, presença de fluidos, variações composicionais das fases minerais e as taxas de resfriamento podem modificar o valor e o significado das idades aparentes Ar-Ar obtidas (Dahl, 1996, Villa, 1997).

3. CONTEXTO TECTÔNICO

3.1. Generalidades do NW de América do Sul

O NW de América do Sul pode se dividir em dois domínios fisiográficos e geológicos principais. A região NNW representada pela cadeia montanhosa ativa dos Andes, e a região SE de caráter plano com algumas zonas isoladas de relevo, constituída por extensas savanas e zonas selváticas que fazem parte da plataforma Sul Americana, e que corresponde á zona cratônica de referencia.

Na Colômbia, os Andes formam três faixas montanhosas paralelas que atravessam o país em uma direção SW-NE, e que são denominadas Cordilheiras Oriental, Central e Ocidental. Além destas regiões fisiográficas principais existem outras áreas de relevo significativo ao norte e ocidente do país (**Figura 1**). Na região Caribe a terminação da Cadeia dos Andes está caracterizada por uma serie de serras e serranias isoladas entre planícies costeiras: de W a E as Serranias de Sinú e San Jacinto, a Serra Nevada de Santa Marta e as Serranias da Guajira (Macuira, Carpintero, Jarara, Simarua e Cocinas).

Ao W da região setentrional da Cordilheira Ocidental, limitada pelo Oceano Pacífico mais ao W encontra-se outra região montanhosa denominada Serrania do Baudó, que se estende até Panamá em uma direção SW-NW, formando as Serranias do Darien e San Blas.

A área da pesquisa (**Figura 1**) está localizada nas regiões mais setentrionais das Cordilheiras Central e Oriental, e na Serra Nevada de Santa Marta e as Serranias de Jarara, Macuira e Simarua da Península da Guajira na região N do Caribe da Colômbia.

A configuração tectônica atual dos Andes do Norte está determinada pela interação da placa Sul-Americana com as placas oceânicas de Nazca e do Caribe, que se encontram em convergência oblíqua com subducção em relação à placa Sul-americana.

A evolução orogênica Meso-Cenozóica que configurou a Cadeia Andina na região norte de América do Sul (Colômbia, Equador, Venezuela), tem como característica fundamental a interação da margem continental da plataforma Sul-Americana com uma serie de terrenos ou domínios de afinidade oceânica. Estes domínios estão constituídos por seqüências vulcano-sedimentares geradas em diferentes arcos de ilhas, plateaus oceânicos, e complexos acrescionais (Stokchert et al., 1995, Toussaint, 1996, Giunta et al., 2002, Kerr et al., 1997, 2002).

FIGURA 1. ANDES DA COLÔMBIA

CC: Cordilheira da Costa, AM: Andes de Mérida, CE: Cordilheira Oriental, CCC: Cordilheira Central, CW: Cordilheira Ocidental, CR: Cordilheira Real, B: Serrania do Baudó, S: Serra Nevada de Santa Marta, P: Península da Guajira, ☐ Zona de amostragem

A colisão e acreção dos diferentes domínios à margem continental aconteceram de forma diacrônica em diferentes segmentos, durante o Cretáceo Superior e o Cenozóico, ao longo de falhas transcorrentes, em um regime de convergência predominantemente oblíqua (Toussaint, 1996, Reynaud et al., 1999, Hughes e Pilassig, 2002, Kerr et al., 2002).

Temporalmente, os principais períodos de atividade orogênica relacionados com a acreção dos domínios intraoceânicos correspondem ao Cretáceo Superior-Paleogeno, Eoceno Superior e Mioceno-Plioceno (Toussaint, 1996, Villamil, 1999, Hughes e Pilatasig, 2001, Kerr et al., 2002). O Eoceno e o Mioceno tardio também apresentam outras fases orogênicas relacionadas diretamente com processos de subducção (Cooper et al., 1995, Gutsher et al., 2000). Atualmente o domínio Andino é deslocado como um bloco rígido ao NE, em uma velocidade de 6 ± 2 mm/a (Trenkamp et al., 2002), mostrando em termos atualistas um mecanismo de dispersão de terrenos que puderam ter acontecido também na história geológica mais antiga.

Em termos geográficos os domínios oceânicos acrescidos constituem a Cordilheira Ocidental e a Serra do Baudo na Colômbia, Cordilheira Ocidental e a Cordilheira Costeira do Equador, e a Cordilheira da Costa na Venezuela. O segmento central e ocidental da Cordilheira Central da Colômbia, e a Cordilheira Real do Equador estão constituídos por possíveis terrenos continentais acrescidos no Mesozóico à margem continental e por outros domínios de origem oceânica (Litherland et al. 1994, Toussaint, 1996). Estes domínios são cortados por um magmatismo Meso-Cenozóico de arco, que tem migrado em resposta à subducção desde o Paleogeno na margem continental –atual-. A Cordilheira Oriental e o flanco Oriental da Cordilheira Central fazem parte de um domínio de caráter continental, com um embasamento Pré-Mesozóico acrescido para a sua posição atual no Paleozóico Superior (Restrepo e Toussaint, 1988). Estes apresentam o registro do rifteamento do Mesozóico Inferior, a configuração dos arcos magmáticos Jurássicos, e a sedimentação Cretácea que caracterizaram a margem continental autóctone dos Andes do Norte na conformação da Cadeia Andina. Todos estes domínios apresentam limites tectônicos entre eles, marcados por extensos sistemas de falhas de caráter regional.

3.2. Evolução tectônica do Cráton Amazônico

A região oriental da Colômbia, Venezuela e Equador que constituem o domínio cratônico (Cráton Amazônico) de referência da Cadeia Andina, encontra-se coberta em sua maior parte por seqüências extensas sedimentares do Meso-Cenozóico.

Rochas cristalinas e coberturas sedimentares Proterozóicas estão expostas a ~300 Km e 500 Km da frente de deformação Andina na Colômbia e na Venezuela. Na região do piemonte e em sondagens de perfuração estão expostas algumas unidades de embasamento relacionadas ao que seria a região cratônica. As sondagens feitas nas bacias Fanerozóicas da Venezuela têm atingido gnaisses e granitóides de idade Mesoproterozóicas entre 1100-1500 Ma (Feo-Codoecido et al., 1982).

Na Colômbia as características geológicas gerais e o caráter da evolução temporal do domínio cratônico é incluída na província geocronológica Rio Negro-Juruena do Cráton Amazônico (Tassinari et al., 2000).

Litologicamente corresponde a uma associação de paragneisses e migmatitos metamorfoseados na fácies anfibolito alto, e diferentes granitóides associados de caráter sin e pos-tectônico (Galvis et al., 1979). Idades Rb-Sr, U-Pb e K-Ar indicam a presença de atividade tectonomagmática entre 1560-1450 Ma, relacionada com a remobilização de material mais antigo com idades entre 1850-1800 Ma (Priem et al., 1982). Idades K-Ar e Rb-Sr em minerais sugerem a presença de importantes perturbações termais entre 1350 e 1250 Ma (Priem et al., 1982).

Em discordância sobre estas unidades encontram-se diferentes seqüências sedimentares clásticas formadas em ambientes continentais e transicionais, afetadas por um metamorfismo na fácies xisto verde, e uma seqüência vulcânica não deformada de caráter predominantemente ácido, associada com arcóseos e níveis de formações ferríferas (Galvis et al., 1979). Diques e sills máficos aparecem intrusivos nas diferentes unidades (Priem et al., 1982).

A idade da sedimentação da cobertura não é ainda conhecida. Ao sul (no Brasil), o granitóide de Uaupés com idade 1.52 Ga é intrusivo em uma seqüência sedimentar correlacionável com as seqüências presentes na Colômbia (Almeida et al., 1997 em Tassinari et al., 2000).

A idade e significado do vulcanismo ácido e dos diques máficos é mais complexa, os resultados Rb-Sr e K-Ar indicam idades entre 765 Ma e 960 Ma e ~1400 Ma respectivamente (Priem et al., 1982). A atividade magmática das mesmas características em outras regiões da Província Rio Negro Juruena apresentam idades entre 1,5 Ga e 0,95 Ga, atribuídas a

manifestações intracratônicas reflexo das atividades orogênicas na margem ativa (Tassinari et al., 2000).

A ausência de deformação nas unidades vulcânicas sugere que estas unidades teriam uma idade mais próxima a 960 Ma (Priem et al. 1982), e teriam provavelmente relação com as manifestações intraplacas dos eventos tectônicos que poderiam estar acontecendo na margem. O evento deformacional que afeta as unidades sedimentares tem sido relacionado ao evento Nickeriense, caracterizado pelo desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento e milonitização com 1.1 Ga, no Suriname e República da Guayana (Priem et al., 1973), e que também pode ser reflexo da orogenia Meso-Neoproteróica na margem W do Cráton Amazônico.

A região cratônica da Venezuela no segmento SW está constituída por granito-gnaisses com idades entre 1.85 Ga e 1.83 Ga, e um extenso magmatismo granitoide rapakiwi, de caráter intracratônico, com idade de 1.55 Ga. Trata-se da extensão da Província Venturi-Tapajós (revisão em Tassinari et al., 2000). O segmento SE está formado por ortognaisses e paragnaisses metamorfoseados na fácies anfibolito e granulito e associados a um plutonismo tardi-tectônico, e que correspondem ao Complexo Imataca cuja evolução tectono-magmática é policíclica, com episódios do Arqueano e Paleoproterozóico (Tassinari et al., 2000).

3.3. Terrenos e domínios tectonoestratigráficos dos Andes do Norte

Os domínios de embasamento Pré-Mesozóico dos Andes do Norte encontram-se expostos de maneira segmentada e irregular na Colômbia no Maciço de Garzon, nas Cordilheiras Oriental e Central, na Serra Nevada de Santa Marta e na Península da Guajira. Aparecem também na Cordilheira Real do Equador, e nos Andes de Mérida e Cordilheira da Costa da Venezuela (Figura 2).

A complexa superposição de eventos tectônicos Meso-Cenozóicos que configuraram a Cadeia Andina e o Caribe, os extensos movimentos translacionais, e a existência de extensas coberturas sedimentares Meso-Cenozóicas nas regiões de piemonte, e na zona cratônica próxima à frente de deformação Andina, têm fragmentado e isolado o registro geológico mais antigo, dificultando a análise e correlação da evolução geológica Pré-Mesozóica.

Além disso, as complexas variações longitudinais no estilo da evolução tectônica da margem continental em um mesmo período de tempo, faz das reconstruções paleogeográficas e da análise geológica uma tarefa complexa.

Em um contexto geotectônico global, os fatores determinantes da formação, migração e acreção de terrenos continentais na protomargem Andina estão relacionados com os extensos processos de rifte, transcorrencias, e as colisões continentais decorrentes da formação e fragmentação dos últimos três supercontinentes (Dalziel, 1992, 1997, Erdtmann, 2000, Cocks, 2000, Caawood et al., 2001), somados aos deslocamentos gerados pela evolução tectônica Meso-Cenozóica, e a instalação de arcos magmáticos convergentes na margem continental Andina.

Nesta complexidade, as análises de natureza e proveniência dos terrenos, têm sido estabelecidas mediante a comparação com outras massas cratônicas maiores (predominantemente Laurentia), a derivação e posterior acreção direta do mesmo bloco cratônico de referência (Amazônia, Gondwana), ou a afinidade com outros terrenos ou microcontinentes independentes (Dalziel, 1994, 1997, Kay et al., 1996, Tosdal, 1996, Keppie e Ortega-Gutierrez, 1995, Ramos e Basei, 1997, Keppie e Ramos, 1999, Ramos, 2000).

Entre os Andes da Colômbia, Equador e Venezuela têm sido identificada a presença de cinco domínios ou terrenos Pré-Mesozóicos (**Figura 2**) limitados por grandes falhamentos de caráter regional (Restrepo e Toussaint, 1988, Forero-Suarez, 1991, Litherland et al., 1994, Bellizzia e Pimentel, 1994).

A seguir, neste capítulo é apresentado um resumo da evolução geológica Pré-Mesozóica destas regiões, baseada no modelo de tectônica de terrenos, e incluindo a margem continental de referência. Na análise são considerados o grau de conhecimento das diferentes fases da evolução destes terrenos, as correlações e as diferenças geológicas que suportam este modelo, e são revisadas algumas evidências geológicas relacionadas com a paleogeografia e proveniência destes.

Na nomenclatura e definição dos terrenos são utilizadas as propostas de Restrepo e Toussaint (1988) na Colômbia, Litherland et al (1994) no Equador, e Bellizzia e Pimentel (1994) na Venezuela que apresentam uma clara conotação tectônica. São incluídas algumas modificações sugeridas por Toussaint (1993) e Ordoñez e Pimentel (2002) na Colômbia, e as revisões regionais apresentadas pelo Aleman e Ramos (2000).

FIGURA 2. PROVÍNCIAS GEOTECTÔNICAS DE AMÉRICA DO SUL E TERRENOS DOS ANDES DO NORTE.

MODIFICADO DE RESTREPO E TOUSSAINT (1988), STEWART ET AL (1999), CORDANI ET AL (2000)

3.3.1. Maciço de Garzón (Terreno Andaquí)

Na região de piemonte e no segmento sul oriental da cadeia Andina da Colômbia, na Serra da Macarena e no Maciço de Garzón, está exposto um domínio de embasamento, composto por rochas metamórficas de alto grau (Trumphy, 1943, Kronenberg, 1982), com uma extensa evolução tectônica Mesoproterozóica, denominado Terreno Andaquí (Toussaint, 1993).

No Maciço de Garzón (o mais conhecido) este domínio tectônico está limitado ao E e W por significativas falhas regionais que o justapõem sobre a sedimentação clástica Cenozóica do antepaís das regiões orientais (Cráton) e ocidentais. Litoestratigraficamente está constituído por uma seqüência bandada de gnaisses charcockíticos e pelíticos, granulitos máficos, mármore e rochas calco-silicatadas com lentes de rochas metaultramáficas, metamorfoseadas na fácies granulito em condições de média pressão, e ortognaisses graníticos foliados (Kronenberg, 1982).

O caráter bandeado da seqüência metamórfica, e as características geoquímicas dos protolitos são relacionadas a uma seqüência vulcano-sedimentar formada em um arco continental de tipo Andino (Kronenberg, 1982, 2000). Os granitóides têm sido interpretados como de caráter sin-tectônico formados em um ambiente colisional (Kronenberg, 1982, Restrepo-Pace, 1995), mas outras interpretações são possíveis.

Idades U/Pb convencionais em zircão de 1088 ± 6 Ma têm sido relacionadas com a cristalização do granito sin-tectônico e um possível evento tectonomagmático regional (Restrepo-Pace et al., 1997). Outras idades Rb-Sr e K-Ar em anfibólio, micas e feldspatos de rochas granulíticas, anfibolitos, mármore e pegmatitos pos-tectônicos apresentam um intervalo entre 890 e 1025 Ma (Priem et al., 1989). A evolução tectonometamórfica deste domínio é mais extensa e complexa, incluindo diferentes fases de magmatismo e metamorfismo (Jimenez em preparação). Rochas magmáticas Mesozóicas de idade Jurássica cortam as unidades metamórficas. Baseado na comparação do estilo do metamorfismo e a deformação entre este domínio e a região cratônica 300 Km ao leste, e em considerações globais da paleogeografia do Mesoproterozóico, Toussaint (1993) considerou este domínio como um possível terreno suspeito transferido durante a colisão continental que gerou o metamorfismo. Estas diferenças também podem ser explicáveis por variações laterais no estilo tectônico (hinterland, foreland).

3.3.2. Terreno Chibcha

O Terreno Chibcha (Restrepo e Toussaint, 1988, 1989) inclui geograficamente a Cordilheira Oriental dos Andes da Colômbia e os domínios de embasamento expostos nos Maciços de Quetame, Santanter e Floresta, a Serra de Perijá, a região centro oriental da Serra Nevada de Santa Marta e a margem E da Cordilheira Central. A porção oriental da Cordilheira Real do Equador apresenta algumas características geológicas que podem ser incluídas neste terreno.

Os limites tectônicos estão definidos por falhas regionais que separam este terreno ao E do Cráton Amazônico, e ao W de outro Terreno de Caráter continental (Terreno Tahamí).

A unidade mais antiga está constituída por um embasamento metamórfico de alto grau (fácies anfibolito alto - fácies granulito), e idade entre 1.1 e 1.0 Ga (Kroonenberg, 1982, Priem et al., 1989, Toussaint, 1993, Restrepo-Pace, 1997).

Em discordância sobre estas unidades mais antigas encontra-se uma serie de seqüências metamórficas e sedimentares do Paleozóico Inferior (Ward et al, 1973, Toussaint, 1993). Uma extensa atividade plutônica com 500 Ma e 440 Ma, sin a pos-tectônica, com afinidade de arco magmático, encontra-se estreitamente relacionada ao metamorfismo regional e à evolução destas seqüências Paleozóicas (Ward et al, 1973, Boinet et al., 1985, Toussaint, 1993, Restrepo-Pace, 1995, Schafer et al., 1998).

A abundância de protolitos sedimentares associados a metabasitos formados em ambiente intraplacas (Schafer et al., 1998), e a aparente discordância com o embasamento mais antigo, sugerem uma evolução dos estágios de rifte até a margem continental depois de 900 Ma. Entre 500 Ma e 440 Ma teria acontecido a formação de um arco magmático (Restrepo-Pace, 1995, Boinet et al., 1985). A ultima fase deformacional está definida pelas seqüências metassedimentares Silurianas e os sedimentos não deformados do Devoniano, no intervalo entre 425 Ma e 390 Ma (Grosser e Prossl, 1991, Restrepo-Pace, 1995, Ordoñez, 2001). A existência de seqüências sedimentares menos deformadas ao oeste com idades de sedimentação Arenigiano-Llanviariano (Mojica e Villaroel, 1990, Mojica et al., 1987, Vélez e Villaroel, 1993 Villaroel et al., 1997), mais jovens ou contemporâneas às fases tectonomagmáticas mais antigas, sugerem a presença de uma segmentação tectônica entre as regiões W e E deste terreno.

Em discordância sobre as unidades metamórficas do Paleozóico Inferior, encontra-se uma extensa sedimentação Devoniana de plataforma de caráter transgressivo, e idade entre o Emsiano e o Frasniano (Mojica e Villaroel., 1984, Forero-Suarez, 1970, 1986, Berry et al., 2000). O Carbonífero e Permiano apresentam uma sedimentação terrígena quase molássica, com importantes discordâncias angulares sobre o Devoniano, relacionadas com diferentes episódios

tectônicos (Tschanz et al., 1969, Mojica et al., 1984, Toussaint, 1993). Atividade magmática estaria associada a este evento, e inclui a atividade plutônica e vulcânica da Serra de Perijá e a Serra Nevada de Santa Marta (Tschanz et al., 1969, Rabe, 1977, Espejo et al., 1980, Dasch et al., 1982).

O Mesozóico está caracterizado por um magmatismo de caráter plutônico e vulcânico, em parte de natureza cálcio-alcálica (Maze, 1984, Alvarez, 1986, Aspden et al., 1987), associado a uma sedimentação continental e marinha de bacias confinadas profundas, de ambientes de rifte e retro-arco. Entre o Cretáceo Médio e o Paleogeno Inferior tem lugar uma extensa sedimentação marinha de caráter transgressivo (em uma margem passiva), período em que começa o ciclo orogênico Andino e as bacias passam a ter um caráter continental (Cooper et al., 1995, Toussaint, 1996, Villamil, 1999).

As semelhanças estratigráficas das coberturas entre o terreno Chibcha e a região cratônica, a partir do Jurássico tardio, sugerem que a acreção do Terreno Chibcha na posição atual teria acontecido entre o Permiano e o Jurássico (Restrepo e Toussaint, 1988, 1989).

3.3.3. Terreno Tahamí

O terreno Tahamí está localizado na região setentrional da Cordilheira Central (Restrepo e Toussaint, 1988, Toussaint, 1993). Além deste segmento, os autores citados incluem os complexos metamórficos Pré-Jurássicos da região NW da Serra Nevada de Santa Marta e a Península da Guajira. A revisão dos dados estratigráficos existentes da região da Guajira, bem como a definitiva identificação de um magmatismo Jurássico, sugerem que esta divisão tectonoestratigráfica deve ser revisada, e, portanto é preferível restringir o Terreno Tahamí à região setentrional da Cordilheira Central.

Este terreno está limitado ao leste pelo Terreno Chibcha, e ao oeste pelos terrenos vulcano-sedimentares Mesozóicos de afinidade oceânica, por importantes sistemas de falhas regionais (Restrepo e Toussaint, 1988, Toussaint, 1996). Corresponde a uma série de complexos metamórficos e granitóides associados, formados em ambientes tectônicos ainda não totalmente compreendidos (Toussaint, 1993).

Baseado em dados geocronológicos têm sido identificados dois eventos tectonomagmáticos principais, um Devoniano-Carbonífero (Restrepo e Toussaint, 1988, Restrepo et al., 1991), e outro Triássico (Restrepo et al., 1991, Ordoñez, 2001, Vinasco et al., 2001).

A atividade tectônica Devoniana-Carbonífera é a menos conhecida, e aparentemente está relacionada com um magmatismo sin-tectônico (Restrepo et al., 1991) que corta um

embasamento mais antigo. A evolução Triássica caracteriza-se pela estreita relação entre metamorfismo e magmatismo (Roldan, 1993, Vinasco, 2001), e regionalmente tem sido correlacionada com o evento tectonomagmático Moromoro no Equador, associado a um regime transpressivo-transtensivo, aparentemente contemporâneo às primeiras fases da separação da Pangea (Aspden et al., 1992 a, b, Litherland et al., 1994, Vinasco et al., 2001).

O Cretáceo Inferior está caracterizado por uma sedimentação de caráter marinho (Toussaint, 1996), que no Cretáceo Médio e Superior é afetada por uma série de eventos colisionais relacionados à acreção e interação com alguns dos domínios vulcano-sedimentares Cretáceos de afinidade oceânica que constituem a Cordilheira Ocidental da Colômbia (McCourt et al., 1984, Toussaint, 1996).

As diferenças fundamentais entre o Terreno Tahamí (TT) e o Terreno Chibcha (TC) são determinadas pela presença dos eventos tectonomagmáticos Triássicos, e as deformações Cretáceas, que estão ausentes no Terreno Chibcha (Toussaint, 1996, Villamil, 1999).

A suposta acreção do TT ao TC teria tido lugar no Paleoceno, ao longo de um sistema de falhas transcorrentes (Restrepo e Toussaint, 1988), e é responsável por uma das primeiras fases de deformação da Cadeia Andina (McCourt et al., 1984, Cooper et al., 1995).

3.3.4. Península da Guajira

A península da Guajira constitui a região mais setentrional da Colômbia, e está constituída por três domínios geológicos com características particulares, alinhados em direção SW-NE, em complexas relações tectônicas. A geologia destes domínios foi estabelecida nos trabalhos de doutoramento da Universidade de Princeton de MacDonald (1964), Lockwood (1966) e Alvarez, (1967).

Sua configuração geológica e posição tectônica atual são consequência da convergência oblíqua da margem N da placa Sul-Americana com a placa do Caribe, associada a um complexo regime transpressivo que tem gerado diferentes eventos deformacionais, e a fragmentação e deslocamento de diferentes domínios que constituem a margem continental da placa Sul-Americana no Cenozóico (MacDonald e Opydike, 1972, Pindell, 1993, Ave Lallement, 1997).

O segmento norte está composto por rochas metassedimentares do Cretáceo Superior, intercaladas tectonicamente com uma série de rochas plutônicas máficas e ultramáficas, cortadas por um magmatismo de idade Eocena (Lockwood, 1966, Alvarez, 1967).

A região central apresenta um embasamento metamórfico de médio e alto grau e idade pré-Jurássica, cortada por um magmatismo Jurássico. O embasamento da região central tem sido

considerado como um segmento autóctone correlacionável com outros domínios que fariam parte da margem Andina no mínimo desde antes do Jurássico (Pindell, 1993, Pindell et al., 2000). Um modelo de terreno suspeito é também possível (TOussaint, 1993, Giunta et al., 2002).

O segmento mais meridional é constituído por uma série de seqüências sedimentares e vulcânicas Meso-Cenozóicas menos deformadas, e granitóides associados (Geyer, 1973, 1982, Toussaint, 1996). Algumas das rochas vulcânicas de caráter ácido apresentam idades do Jurássico Superior (Opydike e MacDonald, 1973, MacDonald e Hargraves, 1982). A estratigrafia desta região apresenta as mesmas características da evolução Meso-Cenozóica da margem NW de América e do terreno Chibcha.

3.3.5. Cordilheira da Costa (Terreno Caucagua-Tinaco)

O sistema montanhoso do Caribe Venezuelano encontra-se constituído pela justaposição de uma série de domínios de afinidade oceânica e continental, estreitamente associados à evolução e interação da placa Caribe com a margem das Américas depois da separação da Pangea (Bellizzia e Dengo, 1990, Pindell, 1993, Ave-Lallement, 1997, Giunta et al., 2002).

Os domínios intraoceânicos alóctones incluem unidades formadas em ambientes de arco de ilhas, complexos de subducção e plateau oceânico de idade Cretácea Inferior e Superior (Smith et al., 1999, Giunta et al., 2002). Os elementos de caráter continental e transicional incluem domínios formados em ambiente de rifte continental no Cretáceo Inferior, fragmentos de um embasamento continental mais antigo, e unidades metamórficas formadas durante a colisão oblíqua de um arco de ilhas com um domínio continental mais antigo no Albiano-Aptiano (Stockhert et al., 1995, Seiler et al., 1998, Smith et al., 1999, Giunta et al., 2002). Estes elementos tem sido acrecionados e dispersados ao longo da margem N da placa sul-americana desde o Paleoceno, como consequência da dinâmica Andina (Pindell, 1993, Stockhert et al., 1995). Eles são agrupados no Complexo Caucagua-Tinaco, e incluem diferentes unidades metamórficas compostas por anfíbolitos, gnaisses com hornblenda, xistos moscovíticos, metaconglomerados, formados em condições da fácies anfíbolito. Rochas granulíticas e anortosíticas, e uma série de granitóides com idades entre o Cambriano e Siluriano (Ave-Lallement e Sisson, 1993, Ertan et al., 1995, Stockhert et al., 1995) e rochas metassedimentares de baixo grau são também importantes (Bellizzia e Dengo, 1990).

O complexo Caucagua-Tinaco pode ser interpretado como um fragmento que fazia parte da margem continental Sul Americana desde pelo menos o Paleozóico Superior, ou alternativamente com outro alóctone continental, dispersado e remobilizado na tectônica Meso-Cenozóica.

3.3.6. Terrenos Caparo-Mérida

Os Andes de Mérida na Venezuela são constituídos por dois domínios de embasamento Pré-Mesozóico. O Bloco Caparo (BC) que ocupa a região SW, considerado como a margem continental autóctone ligado ao Cráton Amazônico no Paleozóico, e o Terreno Mérida(TM) ao NE (Bellizzia e Pimentel, 1994). O limite entre estes dois domínios é constituído pelo falhamento de Caparo (Bellizzia e Pimentel, 1994). A diferença fundamental destes domínios está marcada pela existência de uma extensa sedimentação Ordoviciano-Siluriana no BC, que contrasta com o magmatismo e deformação da mesma idade no TM (Bellizzia e Pimentel, 1994, Aleman e Ramos, 2000).

O BC está constituído por um embasamento metamórfico de baixo grau, formado por metacherts, filitos e xistos com sericita e quartzo. Magmatismo granítico de caráter sin-tectónico com idades U-Pb em zircão entre 660 Ma e 570 Ma (Burkley, 1976), intrusivo nas rochas de baixo grau, sendo que metamorfismo e magmatismo estão estreitamente relacionados (Shagam, 1972).. O Ordoviciano Superior está caracterizado por uma sequência sedimentar clástica fina com faunas de afinidade Gondwanica (Benedetto, 1982, Benedetto e Ramirez, 1982). Em discordância apresenta-se outra unidade sedimentar de idade Siluriana, com faunas também Gondwanicas, e extensamente correlacionáveis com a região N de México (Benedetto, 1982, Stewart et al., 1999).

Outros dois eventos plutônicos de idade Cambro-Ordoviciano e Devoniano estão registrados no Bloco Caparo, sugerindo uma evolução tectônica associada a arcos magmáticos possivelmente de tipo Andino ao longo do Paleozóico.

O Terreno Mérida Encontra-se formado por diferentes unidades metamórficas e granitóides associados, apresentando relações estratigráficas complexas (Burkley, 1976, Marechal, 1983, Case et al., 1990). O embasamento deste terreno corresponde a uma sequência vulcanosedimentar metamorfoseada na fácies anfibolito com migmatitos associados. A presença de zircões Mesoproterozóicos (~1.0 Ga) em um paragneisse, e o plutonismo Neoproterozóico e Ordoviciano-Siluriano limitam temporalmente a formação dos protolitos sedimentares (Schubert, 1968, Burkley, 1976, Marechal, 1983).

Uma série meta-sedimentar clástica de baixo grau, com restos fósseis do Carbonífero, encontra-se em discordância sobre as unidades de mais alto grau (Lexico estratigráfico de Venezuela, 1996).

Uma extensa série de granitóides e ortogneisses estão distribuídos ao longo do Terreno Mérida (Grauch, 1972, Shagam, 1972), com idades (U-Pb e Rb-Sr) Neoproterozóicas (593 ± 16

Ma) e Ordoviciano-Silurianas (420-470 Ma), e possivelmente do Paleozóico tardio (Burkley, 1976, Kovach, 1977, Cordani et al. 1982). Idades modelo Sm-Nd T_{Dm} e heranças em zircões magmáticos de ~1.0 Ga e ~1.6 Ga sugerem a presença de um embasamento Mesoproterozóico (Burkley, 1976, Cordani et al., dados inéditos).

Tentativamente, pode ser sugerida a evolução de uma serie de arcos magmáticos continentais, terminando em um evento colisional no Paleozóico Superior que permitiu a colisão e acreção com o Bloco Caparo.

3.3.7. Segmento Oriental da Cordilheira Real do Equador

Este domínio ocupa a região sub-andina oriental do Equador. O contato ocidental com as unidades do Terreno Loja e o Terreno Salgado é tectônico, ao longo de falhas de extensão regional. O contraste fundamental entre este domínio e os outros terrenos ao W está constituído pela ausência dos eventos tectonomagmáticos Triássicos e as deformações que afetaram as unidades Mesozóicas nos terrenos ocidentais do Equador (Litherland e Aspden, 1992, Litherland et al., 1994). Esta região está caracterizada por um embasamento metamórfico de alto grau de idade provavelmente Pré-cambriana (Litherland et al., 1994).

De forma irregular encontra-se dispersa uma seqüência metassedimentar de baixo grau coberta por rochas Carboníferas (Tschopp, 1953, Litherland et al., 1994). As rochas Carboníferas (Pennsylvaniana) e provavelmente estendíveis até o Permiano, estão formadas por uma seqüência calcária e clástica (Tschopp, 1953). Ao W encontra-se uma seqüência vulcanosedimentar deformada e com idade também Carbonífera que se supõe é uma gradação lateral das unidades orientais (Litherland et al., 1994).

O Triássico e o Jurássico estão representados por uma serie de seqüências vulcanosedimentares, caracterizadas por extensas variações de fácies (marinhas e continentais), associadas a ambiente de retro-arco e rifte continental (Litherland et al., 1994, Jaillard et al., 1990). Uma serie de granitóides cálcio-alcalinos de idade Jurássica Média a Superior (150-190 Ma) estendem-se em direção N-S. Estes granitóides foram formados em um arco vulcânico relacionado com uma zona de subducção (Litherland et al., 1994, Noble et al., 1997).

O Cretáceo apresenta uma sedimentação transgressiva de caráter marinho entre o Albiano e o Maastrichtiano que termina no Paleoceno em uma sedimentação de caráter continental (Litherland et al., 1994, Villamil, 1999).

As características da evolução geológica deste domínio apresentam estreita semelhança com o Terreno Chibcha dos Andes da Colômbia, incluindo a litoestratigrafia do Paleozóico, as

faunas Carboníferas *spirifer*, *productus*, *orbuloideal*, *chonetes*, *fenestella*- (Tschopp, 1956, Forero-Suarez, 1986), e eventos magmáticos e sedimentares do Mesozóico (Aspden et al., 1987, Jaillard et al., 1990), as características da sedimentação Cretácea e as relações complexas com os terrenos ao Oeste.

3.3.8. Terreno Loja

O Terreno Loja ocupa a porção central e oriental da Cordilheira Real do Equador; e pelas semelhanças litoestratigráficas e geocronológicas pode incluir os Terrenos Amotape da Cordilheira do Ouro no Equador e N do Peru, e o terreno Chaucha ao O na região interandina da Cordilheira Real (Aspden e Litherland, 1992, Litherland et al., 1994).

Está constituído por uma serie de unidades metamórficas e granitóides associados que apresentam extensas semelhanças litoestratigráficas e geocronológicas com o Terreno Tahamí dos Andes Colombianos.

As unidades mais antigas correspondem a rochas metassedimentares de baixo a médio grau, com restos de esporos que indicam uma idade Pós-Siluriana e provavelmente Devoniana. O Triássico apresenta o registro de um extenso magmatismo de caráter sin-tectônico associado com à formação de migmatitos e ao metamorfismo das unidades mais antigas, denominado localmente evento tectonomagmático Moromoro (Aspden et al., 1992b, Litherland et al., 1994, Noble et al., 1997).

Uma seqüência sedimentar extensamente deformada, formada por quartzitos, ardósias e filitos, de idade Jurássica e Cretácea, apresenta grande semelhança com a sedimentação da Formação Abejorral da mesma idade, discordante sobre o embasamento do Terreno Tahamí na Colômbia.

3.4. Ensaio de reconstrução paleotectônica

Uma reconstrução tectônica e paleogeográfica definitiva das diferentes fases da evolução destes terrenos não é ainda possível. Mas alguns dados geológicos e geocronológicos preliminares em relação aos ambientes tectônicos, e a cronologia de alguns dos eventos permitem definir algumas tendências gerais. Ao fazer considerações paleogeográficas apresentadas a seguir não são definidas as posições absolutas dos terrenos, mas são indicadas as possíveis relações com as massas cratônicas maiores (Gondwana o Laurentia), cuja interação tem sido

considerada um dos elementos mais determinantes na evolução geológica da protomargem Andina (Rowley e Pindell, 1989, Keppie e Ramos, 1999 revisão geral).

A evolução tectônica do fim do Mesoproterozóico na margem continental do Cráton Amazônico inclui uma extensa história orogênica entre 1200 Ma e 900 Ma, que aparentemente termina em um evento tectônico de caráter colisional correspondente à aglutinação do supercontinente de Rodínia, e que está registrada ao sul na região cratônica da Bolívia e Brasil (Litherland et al., 1989, Rizzotto et al., 2001).

Na região NW de América do Sul as exposições deste registro são mais complexas; sendo que nas regiões distais da frente de deformação Andina esta atividade orogênica está determinada pela presença de zonas de cisalhamento regional e atividade vulcânica associada (Tassinari et al., 2000), mas que nas áreas mais próximas ficam imersas nas extensas coberturas sedimentares Fanerozóicas. No sul da Colômbia, na região de piemonte, e aparentemente estendível até a cadeia Andina, se encontra na Serrania da Macarena e o Maciço de Garzon, caracterizados pelo registro de uma extensa história geológica que inclui magmatismo de arco e um metamórfico de alto grau (Kroonenberg, 1982, 2000, Restrepo-Pace et al., 1997, Jimenez em prep). Esta evolução tectônica poderia ter relação com os eventos orogênicos que se supõe caracterizaram a margem continental do Cráton Amazônico. A estratigrafia do Paleozóico inferior sugere uma afinidade com o Gondwana na região da Macarena, e a evolução Mesozóica é também afim à margem ocidental de América do Sul.

As heranças Meso-Neoproterozóicas presentes nos granitóides do Bloco Caparo na Venezuela e na região de piemonte (Burkley, 1976, Feo-Codoecido et al., 1982), mostram a importância e a extensão do registro tectônico desta idade no NW de América do Sul.

No fim do Proterozóico e no Paleozóico Inferior a região cratônica da Colômbia e Venezuela (coordenadas atuais) apresenta uma evolução tectônica relacionada com uma dinâmica de rifte, que sucedeu os eventos orogênicos Meso-Neoproterozóicos. Inclui um magmatismo básico, e uma série de seqüências de transição rifte-drift em bacias confinadas na Colômbia e Venezuela (Bordoramo, 1992, Pimentel de Bellizzia et al., 1992, Restrepo-Pace, 1995).

O Bloco Caparo e o terreno Mérida na região SE dos Andes de Mérida na Venezuela podem ser uma peça fundamental na compreensão da dinâmica Neoproterozóica (Brasiliiana) da margem NW da Gondwana. Este domínio apresenta o registro de uma atividade tectonomagmática entre 660-570 Ma, relacionada à deformação de seqüências sedimentares de mar profundo e o

desenvolvimento de um magmatismo de caráter sin-tectônico (Shagam, 1972). Estas características podem estar associadas à aproximação, deformação e instalação dos arcos magmáticos intraoceânicos tipo Avalonia-Cadomia (terrenos), à margem continental de Gondwana NW (Nance e Thompson, 1996, Strachan et al., 1996, Samson et al., 1999, Murphy et al., 2000).

A dispersão sucessiva dos terrenos Avalonia-Cadomia foi sucedida pela instalação de um arco magmático Cambro-Ordoviciano no Bloco Caparo, e posteriormente pelo desenvolvimento de uma extensa sedimentação Ordoviciano-Siluriana que apresenta uma clara afinidade Gondwanica (Burkley, 1972, Benedetto, 1982, Cocks e Torvick, 2002). No Devoniano é gerado outro arco magmático continental neste mesmo segmento crustal, que permite a aproximação e acresção do Terreno Mérida no Carbonífero e Permiano, e que está relacionado à configuração da Pangea (Rowley e Pindell, 1989, Bellizzia e Pimentel, 1994, Ramos e Aleman, 1994).

A existência de magmatismo Neoproterozóico no terreno Mérida poderia estar também relacionado com a aglutinação do Gondwana. Além disso, as características estratigráficas e geocronológicas do terreno Yucatan-Maya no L de México, Guatemala e Belize e a necessária justaposição deste terreno com os Andes de Mérida nas reconstruções da Pangea (Burkley, 1976, Pindell, 1985, Rowley e Pindell, 1989, Krogh et al., 1993, Sedlock et al., 1993, Steiner and Walker, 1996), sugere que estes dois terrenos podem ter uma estreita correlação tectonoestratigráfica.

Os eventos deformativos do Paleozóico Superior identificados no Terreno Mérida, estão relacionados com a sua acresção ao Bloco Caparo em um regime tangencial (Marechal, 1983), e com a deformação associada ao fechamento da Pangea (Pindell, 1985, Ramos e Aleman, 2000).

A paleogeografia do terreno Chibcha (TC), na Colômbia, é objeto de extensas discussões, sendo considerado um alóctone transferido da Laurentia possivelmente no Ordoviciano-Siluriano, ou como a margem continental autóctone da atual Colômbia (Mojica e Villaroel, 1988, Toussaint et Restrepo, 1988, Forero-Suarez, 1990, Toussaint, 1993, Restrepo-Pace, 1995). Como neste terreno são incluídas as unidades do embasamento Proterozóico analisadas na presente pesquisa, são detalhadas e analisadas as evidências críticas associadas à paleogeografia deste terreno.

Depois de uma história orogênica Meso e Neoproterozóica registra-se de uma extensa sedimentação associada com um magmatismo de caráter intraplacas (Ward et al., 1973, Schaffer et al., 1998), provavelmente relacionado a um ambiente de rifte continental. Esta bacia, que sucedeu aos eventos orogênicos mais antigos, teria sido afetada por um magmatismo Ordoviciano-Siluriano, relacionado à instalação de um arco magmático continental (Boinet et al., 1985, Restrepo-Pace, 1997). O evento tectonometamórfico que deformou as seqüências

Ordovicianas e Silurianas (420-390 Ma) poderia ter relação com uma colisão maior (Grosser e Prosssl, 1991, Ordoñez, 2001).

Entre o Devoniano e o Permiano, a sedimentação foi mais contínua, interrompida por algumas fases tectônicas discretas e uma atividade magmática de caráter local, história que terminaria em uma deformação no Permo-Triássica como possível resposta às fases colisionais da Pangea (Toussaint, 1993).

As faunas graptolites e trilobites do Ordoviciano indicam uma forte afinidade Gondwânica (Whittington e Hughes, 1973, Berry e Wilde, 1990, Vélez e Villaroel, 1993, Keppie e Dostal, 1999, Cocks, 2000). Além disso, os novos descobrimentos fossilíferos do Devoniano indicam a presença de peixes endêmicos ao Gondwana, e indicam também que o intercâmbio faunístico entre Gondwana e Laurentia só começou depois do Frasniano (Young et al, 2000 e Janvier e Villaroel 1998).

Desta maneira o terreno Chibcha sendo alóctone, como indicam as evidências, poderia representar um terreno Peri-gondwanico. separado e acrescido sucessivamente na margem de Gondwana durante os extensos riftes do fim do Proterozóico e o Paleozóico inferior, ou como um domínio para-autoctone, com a sua posição modificada por eventos tectônicos posteriores (Ramos e Basei, 1997, Erdtmann, 2000).

Ao considerar o embasamento dos Andes de Mérida como o limite N da protomargem Andina, e sua estreita relação com os eventos orogênicos do fechamento de Pangea no Paleozóico Superior (Rowley e Pindell, 1989), as características dos eventos deformativos do TC sugerem que este terreno estaria em uma posição de foreland, e provavelmente mais ao sul.

O Terreno Tahamí, bem como a sua possível extensão no terreno Loja apresentam idades Neoproterozóicas e Cambrianas em seu embasamento (Ordoñez, 2001, Noble et al., 1997), sugerindo que eles tiveram uma parte da história relacionada à evolução do Gondwana. Considerando sua possível posição no Gondwana. No caso dos eventos tectono-magmáticos Triássicos, estes tem sido relacionados às primeiras fases de separação da Pangea (Litherland et al., 1994, Noble et al., 1997).

Este terreno poderia ter sido derivado da Pangea no Triássico e interagido posteriormente com os domínios Mesozóicos de afinidade oceânica (Litherland et al., 1994, Restrepo e Toussaint, 1988, Toussaint, 1996), sendo que a sua localização final na margem NW da América do Sul teria sido modificada sucessivamente pela convergência oblíqua, re-distribuindo e dispersando-o ao longo de falhas transcorrentes. Adicionalmente, parece claro que a evolução orogênica do final do Paleozóico registrada nos Andes de Mérida na Venezuela teria relação com a estruturação da

Pangea, enquanto o magmatismo Triássico-Jurássico e as bacias de rifte registradas no Terreno Chibcha estariam relacionadas à subducção formada na margem W da Pangea.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO DAS UNIDADES ESTUDADAS

Neste capítulo são apresentadas as características geológicas locais dos domínios estudados, incluindo os dados existentes, aqueles obtidos na amostragem, e os resultados das diferentes análises petrográficas, geoquímicas, e geocronológicas.

Como tem sido indicado anteriormente foram selecionadas as localidades consideradas como mais representativas de algumas das unidades principais dos terrenos ou domínios tectonoestratigráficos do norte da Colômbia, e se teve em conta a existência de informação geológica anterior, acessibilidade, e relações estratigráficas coerentes.

As unidades Pré-Mesozóicas litoestratigráficas analisadas (**Figura 3**) incluem principalmente o embasamento Proterozóico do Terreno Chibcha na parte norte da Colômbia. Adicionalmente, foram consideradas algumas unidades incluídas no segmento NE do Terreno Tahamí da Cordilheira Central que não tinham informação geocronológica, e os complexos metamórficos de idade Pré-Mesozóica da região do Caribe incluídos também neste último terreno, mas que apresentam relações mais duvidosas. Uma característica comum destes domínios é a sua localização na terminação N da cadeia Andina na Colômbia, tendo sido alguns deles isolados pela complexa dinâmica do Caribe com a placa Sul-americana.

As coordenadas de localização das amostras analisadas encontram-se no **Anexo 1**.

4.1. Serra Nevada de Santa Marta

A Serra Nevada de Santa Marta é uma região montanhosa isolada no Caribe (**Figura 4**), cobrindo uma área de 13700 Km², e atingindo alturas de até 5900 m. Este maciço cristalino, composto em 80% por rochas metamórficas e ígneas, se encontra limitado tectonicamente por falhas de extensão regional que se prolongam para outras regiões Andinas e do Caribe (Tschanz et al., 1974). Estas falhas têm sido ativas desde o Paleogeno Superior, apresentando movimentos

horizontais de 110 Km, deslocando este bloco para NW (Tschanz et al., 1974, Taboada et al., 2000, Trenkamp et al., 2002). Os movimentos verticais desta região montanhosa podem ter começado no Mioceno, relacionados ao empurrão deste bloco continental sobre a placa do Caribe ao longo de uma descontinuidade que se estende até o Moho, e à subducção de baixo ângulo da placa do Caribe (Case e MacDonald, 1973, Kellogg e Bonini, 1982, Kellogg, 1984).

O embasamento pode ser dividido em três domínios geotectônicos principais, que definem três cinturões metamórficos paralelos, com direção SW-NE.

A província Serra Nevada (Tschanz et al., 1974) é o domínio geológico mais extenso do Maciço de Santa Marta, e ocupa a região central. Encontra-se limitada por importantes lineamentos que o separam da província de Sevilla, e da Serrania de Perijá que constitui a prolongação da Cordilheira Oriental da Colômbia, e é considerada parte fundamental do Terreno Chibcha.

A unidade mais antiga corresponde a uma seqüência metamórfica de alto grau, e denominada Granulito dos Mangos e Gnaiss de Dibuya, de idade Mesoproterozóica (MacDonald e Hurley, 1969, Tschanz et al., 1969, 1974, Restrepo-Pace et al., 1997, Ordoñez 2002).

Em discordância sobre as rochas metamórficas de alto grau encontra-se rochas metassedimentares pelíticas de baixo grau, uma seqüência vulcanosedimentar provavelmente Devoniana (Gansser, 1959, Tschanz et al., 1969). Uma seqüência de calcários fossilíferos do limite Pensilvaniano-Mississipiano se encontra em discordância angular sobre esta unidade, com faunas semelhantes às que ocorrem na Cordilheira Oriental e em parte da região oriental da Cordilheira Central (Gansser, 1955, Forero, 1967, Rabe, 1977).

Granitóides de caráter sin-tectônico Pré-Jurássicos com relações estratigráficas complexas, encontram-se nas zonas NW e centrais (Tschanz et al., 1969, 1974). Além disso, uma série de seqüências vulcanosedimentares do Jurássico Médio a Cretáceo inferior, com extensas variações faciológicas entre continentais e marinho confinado, encontram-se em discordância sobre o embasamento (Tschanz et al., 1969, Geyer, 1973 em Toussaint, 1995, Geyer, 1982). Um extenso plutonismo Jurássico caracterizado por grandes batólitos com composições entre granito e diorito corta todas as unidades mais antigas.

Idades de resfriamento K-Ar em anfibólio e biotita dos diferentes batólitos sugerem que a cristalização e resfriamento dos granitóides pode encontrar-se entre ~200 Ma e 150 Ma (Tschanz et al., 1974).

Ao noroeste destes dois domínios encontra-se o cinturão polimetamórfico de Sevilla, composto por rochas metamórficas de fácies anfibolito, consideradas de idade Paleozóica

Superior a Mesozóica Inferior (Tschanz et al., 1974), e que é considerada como uma parte do Terreno Tahamí (Toussaint, 1993).

O domínio de Santa Marta é o mais jovem, sendo composto por um cinturão metamórfico afetado por pelo menos dois eventos de idade Meso-Cenozóica (MacDonald et al, 1971). As características geológicas deste domínio estão relacionadas com a evolução dos complexos metamórficos acrescionais do Caribe que se estendem na margem N de Sul América (MacDonald et al, 1971, Ave-Lallement, 1997). Magmatismo Eoceno afetou os domínios Sevilla e Santa Marta (Tschanz et al, 1974).

4.1.1. Granulito dos Mangos

O Granulito dos Mangos (Granulita de Los Mangos) é uma unidade estratigráfica informal (Tschanz et al., 1969), que agrupa as rochas metamórficas de alto grau que se encontram distribuídas na província Serra Nevada, extensamente segmentadas pelo magmatismo Jurássico (Figura 4, Tschanz et al., 1969, 1974), o segmento NE esta unidade tem sido denominada Gnaiss de Dibuya (MacDonald e Hurley, 1969). E nele foram obtidas idades entre 800 Ma e 1400 Ma (**Tabela 1**), sendo que o último metamorfismo de alto grau apresenta uma idade de 990 Ma (Tschanz et al., 1974, Restrepo-Pace et al., 1997, Ordoñez, 2001).

Este conjunto litoestratigráfico está formado por uma seqüência bandada, de gnaisses quartzo-feldspáticos (félsicos e intermediários), paragnaisses pelíticos, gnaisses máficos com homblenda e piroxênio, anfíbolitos, bandas de composição ultrabásica compostas por anfibólio, piroxênio, plagioclásio, olivina e clinopiroxênio e níveis calcosilicatados (MacDonald e Hurley, 1969, Tschanz et al., 1969). A presença de dois piroxênios, granada, e anfibólio e biotita parda em algumas das litologias indicam que a seqüência alcançou condições metamórficas na fácies granulito (Bucher e Frey, 1994). Os gnaisses quartzo-feldspáticos apresentam ribbons policristalinos e feldspato pertítico típico de deformação e metamorfismo a alta temperatura (Tschanz et al., 1969). O metamorfismo retrogrado apresenta características de fácies anfíbolito e xisto verde, definindo complexas coroas de reação (Tschanz et al., 1969).

O caráter bandado da seqüência, e a intercalação dos diferentes litotipos composicionais de afinidade ígnea e sedimentar, sugerem que parte desta unidade corresponde a uma seqüência vulcano-sedimentar, e que alguns gnaisses de composição intermediária corresponderiam aos plutões associados (Tschanz et al., 1969).

Estreitamente associados com as rochas metamórficas encontram-se stocks ou sills de composição anortositica, gnaisses máficos (ate 40% de ferromagnesianos), e bandas, diques e veios com alto conteúdo de ilmenita, magnetita e apatita.

Os minerais máficos primários apresentam-se substituídos por epidoto, anfibólio verde-azul, e clorita (Tschanz et al., 1969). A presença de relictos de granada e piroxênio, a foliação metamórfica, e as texturas granoblásticas em alguns dos anortositos (Tschanz et al., 1974) sugerem que estes teriam sido afetados pelo mesmo evento metamórfico das rochas encaixantes.

No trabalho de campo foram analisados e amostrados dois segmentos do Granulito dos Mangos. Na região NE foi amostrado o denominado Gnaiss de Dibuya (MacDonald e Hurley, 1969) ao longo da estrada entre as cidades de Santa Marta e Rioacha e na ribeira do Rio Jerez. O outro segmento amostrado encontra-se na região ocidental, na estrada entre os municípios de Fundación e El Palmor, e corresponde principalmente a rochas de caráter anortositico.

O Gnaiss de Dibuya (MacDonald e Hurley, 1969) se encontra na terminação NE da Serra Nevada de Santa Marta, próximo à cidade de Dibuya. As primeiras descrições indicam que este conjunto corresponde a uma seqüência bandada de gnaisses quartzo-pertíticos, hornblêndicos e biotíticos (MacDonald e Hurley, 1969, Tschanz, 1969), sem apresentar a mineralogia diagnóstica da fácies granulito que caracteriza os outros segmentos do Granulito dos Mangos.

Litologicamente está caracterizado pela intercalação de bandas félsicas e máficas com espessuras centrimétricas a decimétricas, predominando as félsicas. Nas bandas de menor espessura é comum a presença de dobras isoclinais definindo duas estruturas planares, relacionadas com o bandamento composicional (**Figura 5**).

Nas rochas félsicas é comum observar a presença de variações composicionais, determinadas pelas proporções da biotita. Estas rochas apresentam uma foliação marcada principalmente pela lineação mineral da biotita e dos grãos de quartzo e feldspato. Localmente é comum a presença de veios e lentes quartzo-feldspáticos cortando a foliação metamórfica ou incluídos nas bandas máficas, e algumas estruturas de aparente caráter nebulítico (**Figura 6**), sugerindo um caráter migmatítico, e a presença de mais de um período de fusão parcial.

Petrograficamente as rochas félsicas estão constituídas por quartzo (30-50%), plagioclásio (0-20%) e Feldspato K predominantemente mesopertítico (30-50%). A biotita apresenta proporções de 1-5 %, e como acessórios apresentam-se opacos e zircão, e em outras amostras alanita. Os feldspatos e o quartzo se apresentam em agregados policristalinos granoblásticos,

Litologia	Método	Idade (Ma)	Referencia
Gnaisses Quartzo-Pertíticos e Hornblêndicos.	Rb-Sr, rocha total, isócronas de referencia.	1300 Ma, 1400 Ma	1
Gnaiss Hornblêndico	K/Ar, anfibólio.	945 ± 30 Ma	2
Gnaiss Quartzo-Pertítico.	Rb-Sr, rocha total, idade calculada.	752 Ma	2
Gnaiss Quartzo Pertítico.	Rb-Sr, rocha total, idade calculada.	1300 Ma	2
Granulito	Ar-Ar, biotita.	Espectros complexos, Idades integradas 574 ± 8 Ma, 668 ± 9 Ma.	3
Granulito	U/Pb convencional, zircão.	Intercepto superior 1513 ± 35 Ma.	3
Gnaiss hornblêndico.	U/Pb convencional, zircão.	Diferentes linhas de perda de Pb, com Idades entre 1000 Ma e 1300 Ma.	3
Granulito.	Sm-Nd, Granada- rocha total	971 ± 8 Ma	4

Tabela 1. Dados geocronológicos existentes para o Granulito dos Mangos. 1. MacDonald e Hurley, (1969), 2. Tschanz et al., (1974), 3. Restrepo-Pace et al. (1997), 4. Ordoñez (2001).

com características lenticulares e alongadas, representativas das texturas de tipo “ribbon” e “flaser”, e que definem a foliação da rocha (**Figura 7**). Alguns fenocristais de feldspato e quartzo apresentam formas lenticulares alongadas, ao longo da foliação, e texturas mirmequíticas.

Alguns dos gnaisses apresentam como características fundamentais abundantes texturas gráficas; os minerais apresentam bordas caracterizadas pelo embaiamento, cristais isolados em forma de T, e aparentes invasões recíprocas (**Figuras 8, 9**). Embora os critérios para a identificação da presença de fusão parcial são complexos (Sawyer, 1999), estas características são indicadoras da presença de fusão parcial, e uma origem leucosomática para algumas das rochas félsicas.

As bandas máficas são formadas por anfibolitos compostos de hornblenda marrom, biotita, plagioclásio e quartzo; os ferromagnesianos definem claramente a foliação da rocha (**Figura 10**), que é paralela ao bandamento composicional. O plagioclásio apresenta uma composição entre

An28-An32, com uma débil sericitização, e em algumas amostras o anfibólio e a biotita apresentam alteração para clorita ao longo dos planos de clivagem e as bordas do mineral.

O anfibólio se encontra intercrescido com a biotita, e juntos definem a foliação mineral. Este mineral apresenta formas alongadas lenticulares, e o quartzo e o plagioclásio apresentam também agregados tipo "ribbon".

Nas zonas de contato entre as bandas máficas e félsicas os minerais máficos apresentam-se transformados em clorita.

Figura 5. Bandamento composicional, Gnaiss de Dibuya.

Figura 6. Veias e lentes quartzo-feldspáticos, texturas nebulíticas.

Figura 7. Ribbons poli e monocristalinos, definindo a lineação mineral.

Figura 8. Embaiamento irregular dos cristais, invasão recíproca.

Figura 9 Texturas gráficas, cristais de quartzo (Q) em forma de T ou irregulares, possivelmente corroídos por fusão.

Figura 10. Foliação definida por anfibólio e biotita.

As texturas "ribbon" e flaser, os fenocristais de feldspato micropertítico, as mirmequitas dos gnaisses biotíticos, e a presença de texturas semelhantes nos anfibolitos indicam condições de deformação a altas temperaturas (Passchier e Throuw, 1996, Vernon, R. H., 2000). A cor marrom do anfibólio e a biotita, e o plagioclásio com composição An 27-35 nos anfibolitos são características de metamorfismo em fácies anfibolito alto (Bucher e Frey, 1994).

O anfibólio e o plagioclásio apresentam-se em contato. A ausência de reações e de zonação composicional sugere que esta associação representa uma paragênese em equilíbrio, relacionada possivelmente com o pico metamórfico. A composição química deste par de minerais nas bordas e no interior dos cristais foi determinada para a utilização dos barômetros de Fershter (1990), e os termômetros (A) e (B) de Holland e Blundy (1994).

Outros geobarômetros (Hammarstrom e Zen, 1986, Hollister et al., 1987, Johnson e Rutherford, 1989, Schmidt, 1992) foram utilizados para verificar e possivelmente confirmar os resultados obtidos.

As características composicionais do anfibólio e o plagioclásio e os dados obtidos nos geotermobarômetros são apresentados na **(Anexo 2)**.

Os anfibólios são de tipo cálcico, com valores de $(Ca+Na)_B \geq 1.0$, $0,5 \leq Na_B \leq 1,50$ e $Ca_B \geq 1,50$ (Leake et al., 1997). O plagioclásio apresenta composição constante, com a componente de An entre 28% e 32%.

As relações Al/Si do anfibólio e o plagioclásio (Fershter, 1990) nos pares minerais indicam valores de pressão no intervalo entre 6 Kb e 6.3 Kb (**Figura 1 do Anexo 2**).

As características mineralógicas do anfibolito são simples, podendo ser aplicados de maneira geral os outros geobarômetros utilizados em rochas ígneas. Os dados obtidos situam-se entre 5 Kb e 7.8 Kb. O barômetro de Johnson e Rutherford (1989) apresenta as pressões mais baixas (< 6 Kba), discordante com os outros três geobarômetros e com o barômetro de Fershter (1990), os quais apresentam valores superiores a 6,14 Kba e concordantes (< 0,5 Kb) na mesma análise. Portanto os valores baixos não são considerados como representativos. Os termômetros (A) e (B) de Holland e Blundy (1994) foram calculados com a pressão de 6 Kb derivada do barômetro de Fershter (1990) e um valor máximo de 7,6 Kb derivado do barômetro de Schmidt (1992). As temperaturas obtidas encontram-se entre 760° C e 810° C.

Destas análises se obtém condições de temperatura e pressão no Gnaiss de Dibuya entre 740° C e 810° C, e entre 6 Kba a 7,6 Kba, correspondendo à transição da fácies anfibolito a granulito (Bucher e Frey, 1994).

A presença de lentes e veios de composição quartzo-feldspática, as estruturas nebulíticas, bem como as características petrográficas e geoquímicas em algumas das amostras, estariam relacionadas com a fusão parcial dos protólitos quartzo-feldspáticos.

Foram analisados os elementos maiores e traços (incluindo as terras raras) em 8 amostras de dois afloramentos separados 1 Km. Cinco gnaisses quartzo-feldspáticos, e três anfibolitos de diferentes níveis estratigráficos foram considerados (**Anexo 3**).

Os gnaisses quartzo-feldspáticos apresentam uma composição predominantemente ácida com SiO_2 entre 72% e 75%, e com $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$. Quatro deles apresentam altas concentrações dos elementos das terras raras ($\Sigma\text{REE} > 312\text{ppm}$), com um enriquecimento das terras leves (LREE) em relação às pesadas (HREE), razões $(\text{La/Yb})_N$ entre 5,19 e 15,76 e pendentes negativas. O Eu apresenta uma anomalia bem definida com valores de Eu/Eu^* entre 0,31 e 0,49 (**Figura 11**). Tais características são representativas de uma crosta superior granítica; e sugerem que o domínio crustal no que se encontram as rochas é de caráter evoluído, e modificado por uma extensa diferenciação intracrustal (Taylor e McLennan, 1985, McLennan, 1989, McLennan et al., 1993).

Outra amostra (A58) desses gnaisses apresenta as mesmas características nos elementos maiores e alguns traços, mas tem uma distribuição dos padrões das terras raras diferente (**Figura 11**). Esta se caracteriza por menores concentrações destes elementos ($\Sigma\text{REE} > 136,46$), uma forte pendente negativa marcada por empobrecimento das HREE, e uma anomalia positiva de Eu. Isto é característico de frações cumuláticas relacionadas com processos de fusão parcial (Cullers e Graff, 1984, Sawyer, 1987, Pan e Fleet, 1996).

A composição mineralógica e a deformação dos gnaisses não permitem estabelecer definitivamente a natureza dos protólitos, e estes podem corresponder a granitóides evoluídos, vulcânicas ácidas ou sedimentos. A persistência do bandamento composicional, com variações na espessura; a ausência de texturas ígneas reliquias; os conteúdos de Zr, superiores aos valores médios da crosta continental (McLennan, 1986), e as características geocronológicas dos zircões analisados, sugerem um caráter sedimentar para alguns dos protólitos das rochas gnáissicas. Evidências de fusão parcial são comuns em lentes e veios quartzo-feldspáticos, indicando que algumas das bandas têm uma definitiva origem anatética.

Adicionalmente, três anfibolitos intercalados na sequência metamórfica e localizados dentro de diferentes níveis estratigráficos foram analisados.

As rochas apresentam uma composição predominantemente basáltica. Os valores de $\text{Cr} > 100\text{ ppm}$ e a relação $\text{Cr}/\text{Ni} > 1$ sugerem que os protólitos são de origem magmática (Leake, 1964,

Walker et al., 1960). As características químicas (TiO_2 1,2-1,4%, $\text{Nb/Y} \sim 0,24$, $\text{Zr/P}_2\text{O}_5 \sim 1,68$) são de basaltos toleíticos a andesitos basálticos.

As terras raras (REE) apresenta altos conteúdo ($\Sigma\text{REE} > 163$), com enriquecimento relativo das terras raras leves que apresentam valores normalizados a composição condritica de referência de $\text{La}_N = 100-150$, e $(\text{La/Yb})_N = 3.4-5.6$, uma anomalia negativa de Eu com $(\text{Eu/Eu}^*) = 0.52-0.69$ (Fig 5), e um padrão relativamente enriquecido e debilmente inclinado das terras pesadas com $\text{Yb} = \sim 30$ (Figura 12).

As concentrações de Zr, Ni, Cr, os padrões das terras raras, e a anomalia negativa de Nb apresentam semelhança com os basaltos toleíticos continentais, e indicam a existência de uma fonte enriquecida na gênese destes protolitos (Dostal et al., 1983, Baragar e Scoates, 1987, Culshaw e Dostal, 1997). As altas concentrações de terras raras pesadas com leve inclinação, o Y (50-70 ppm), o baixo conteúdo de Sc (27-33 ppm), e a presença da anomalia negativa de Eu e Sr sugerem que a geração e evolução dos magmas que formaram os protolitos teria acontecido em baixas profundidades ($< 65\text{Km}$), provavelmente em presença de espinélio e plagioclásio, em ausência de granada, e com extensos processos de diferenciação (Grajales-Nishimura et al., 1997, Volkert, 2001).

Os padrões dos elementos traço normalizados ao manto primitivo (Figura 13), apresentam um enriquecimento nos elementos incompatíveis (incluindo K, Ba, Rb e as terras raras leves) em relação às terras raras pesadas e os HFSE, e empobrecimento relativo em Nb e Ti. Isso indicando que os magmas teriam sido formados em uma litosfera subcontinental extensamente modificada (Pearce, 1983, Wilson, 1989, Culshaw e Dostal, 1997).

As razões Nb/La entre 0,25 e 0,33 confirmam a presença de uma significativa contaminação crustal na evolução destes magmas (Li et al., 1998).

O conjunto de elementos geoquímicos sugere que este magmatismo básico é de caráter continental, derivado de uma litosfera subcontinental enriquecida modificado por processos de contaminação continental. O magmatismo teria se formado em um evento distensivo que permitiria fusão a profundidades $< 65\text{ Km}$. A persistência da anomalia negativa de Eu sugere que as amostras analisadas fariam parte das fases mais diferenciadas.

A associação destes anfíbolitos com rochas quartzo-feldspáticas com derivação crustal, formadas em ambiente continental, sugere que o ambiente tectônico poderia corresponder a um rifte continental, ou a uma região de retro-arco formada em uma margem de tipo Andino.

Figura 11. Padrões dos elementos das terras raras das amostras analisadas. Em azul 4 gnaisses do Gnaiss de Dibuya, e em marrom a amostra (A58) do mesmo gnaiss amostrando o padrão cumulático.

Figura 12. Padrões dos elementos das terras raras dos anfibolitos intercalados no Gnaiss de Dibuya

Figura 13. Diagrama multielemental normalizado ao manto primitivo (Li et al., 1998) dos anfibolitos do Gnaiss de Dibuya.

Foi também amostrado o Stock anortosítico de 25 Km² limitado do rio Sevilla (Tschanz et al., 1969), o qual encontra-se associados a rochas gnáissicas bandadas semelhantes ao Gnaiss de Dibuya (**Figura 14, 15**). O corpo encontra-se limitado por zonas de deformação ainda não caracterizadas.

Sua foliação é variável, de vertical a subvertical nos contatos e subhorizontal no interior, indicando a presença de um importante controle tectônico durante a colocação. Normalmente anortositos com tais características são introduzidos em níveis crustais superiores, em estado plástico (Ashwal, 1993).

O anortosito apresenta uma percentagem de plagioclásio (An₄₀) entre 85-98%, e textura granoblástica (**Figura 16**). Os minerais máficos encontram-se totalmente transformados em epídoto-clorita-actinolita, ou anfibólio e biotita (**Figura 17**). Estes minerais apresentam uma disposição irregular, e podem ter sido gerados em um episódio de alteração hidrotermal, ou alternativamente associados com metamorfismo retrogrado, mas em condições estáticas. Em alguns casos este evento posterior parece estar relacionado a veios.

A relação entre metamorfismo e intrusão dos anortositos não é clara, o caráter gnáissico e granoblástico, e algumas paragêneses metamórficas preservadas nas rochas associadas com os anortositos em outras regiões são evidências de que a intrusão foi anterior a um evento metamor-

Figura 14. Anortosito.

Figura 15. Gnaiss Bandeado encaixante.

Figura 16. Textura granoblástica e ferromagnesianos totalmente transformados a epidoto.

Figura 17. Anfibólio e Biotita secundários.

fico regional de alto grau, e que um evento hidrotermal posterior modificou os minerais ferromagnesianos (Tschanz et al., 1969).

4.1.2. Complexo Sevilla

As rochas do complexo Sevilla constituem um cinturão com direção SW-NE que inclui uma associação caracterizada pelo predomínio de protólitos de origem ígneo, metamorfoseada na fácies anfibolito e afetada na maioria dos casos por um metamorfismo dinâmico superimposto (Tschanz, 1969). Inclui uma série de unidades definidas informalmente como Gnaiss dos Muchachitos na região NE, Gnaiss de Buritaca ao SW e "rochas metamórficas sem diferenciar" no segmento oriental em proximidade ao lineamento de Sevilla (**Figura 4**).

Em geral, as unidades de Buritaca e dos Muchachitos incluem gnaisses com plagioclásio e hornblenda, metabasitos, localmente algumas intercalações de xistos com moscovita e biotita, e quartzitos. As rochas metamórficas sem diferenciar são representadas por migmatitos, mármore, quartzitos e possíveis granitóides deformados. As paragêneses metamórficas dos metabasitos incluem anfibólio, plagioclásio, epidoto, e clinopiroxênio. Os metassedimentos apresentam biotita, moscovita e granada indicando condições da fácies anfibolito na zona de granada. Um intenso metamorfismo dinâmico afetou todas as unidades, gerando diferentes rochas de caráter dúctil formadas por clorita, epidoto e sericita neoformadas e uma intensa redução no tamanho do grão.

As relações deste domínio com o Granulito dos Mangos são ainda incompletas. Em um anfibolito foi obtida uma idade K-Ar de 147 ± 6 Ma (Tschanz et al., 1974), e um bloco rodado de caráter meta-dioítico possivelmente relacionado com o complexo Sevilla apresentou uma idade de 250 Ma (MacDonald e Hurley, 1969). O lineamento de Sevilla, que separa estes domínios da Província Serra Nevada, encontra-se aparentemente cortado por um plutão diorítico foliado com idade mínima de 170 Ma. (Tschanz et al., 1974, MacDonald e Hurley, 1969). As intrusões de Latal e Palomino de idade Paleocena cortam os complexos metamórficos das duas províncias (Tschanz et al., 1974), indicando que estas estavam ligadas antes do Paleoceno.

Para este trabalho foi amostrado o Gnaiss dos Muchachitos ao longo da estrada que comunica as cidades de Santa Marta e Rioacha ao longo da costa do Caribe. Em geral, a unidade caracteriza-se pela intercalação de bandas máficas e félsicas, sugerindo bandamento composicional (**Figura 18**), e apresentando localmente a intercalação de quartzitos e quartzitos biotíticos. Uma extensa deformação superimposta gerou zonas de cisalhamento locais e diferentes estruturas formadas em condições de deformação em níveis dúcteis e rúpteis.

As paragéneses metamórficas iniciais foram modificadas, e os minerais ferromagnesianos encontram-se substituídos fundamentalmente por epídoto e clorita. A matriz apresenta principalmente quartzo recristalizado. Na zona analisada estas paragéneses correspondem a xistos anfibólicos com a foliação claramente definida pela orientação de anfibólio e a biotita (**Figura 19**), o plagioclásio apresenta uma composição entre An_{15} e An_{20} , e o principal acessório é a titanita. Associadas a estes xistos anfibólicos encontra-se uma série de quartzitos e quartzitos biotíticos.

As características estruturais, as paragéneses minerais e a correlação com outras unidades regionais sugerem que as condições de metamorfismo desta unidade correspondem à fácies anfibolito.

Figura 18. Bandamento composicional, Complexo Sevilla.

Figura 19. Foliação mineral definida por biotita e anfibólio.

4.2. Gnaiss de Bucaramanga

O gnaiss de Bucaramanga encontra-se localizado no Maciço de Santander na parte norte da Cordilheira Oriental da Colômbia (**Figura 20**), e faz parte fundamental do embasamento Proterozóico do Terreno Chibcha (Restrepo e Toussaint, 1988, Restrepo-Pace, 1995). Litologicamente é constituído por uma seqüência de paragnaisses com andaluzita, silimanita, cordierita e granada, gnaisses hornblêndicos, anfibolitos, mármore, rochas calciosilicatadas e migmatitos, com metamorfismo em condições de fácies anfibolito alto e baixa pressão (Ward et al., 1973). A predominância dos protólitos sedimentares e a presença de rochas calcárias e calciosilicáticas sugere que estas rochas foram formadas em uma bacia pouco profunda, de caráter predominantemente continental. Uma seqüência metamórfica do Paleozóico Inferior é aparentemente discordante sobre estas unidades, marcada pela isograda metamórfica da silimanita (Ward et al., 1971), mas estas relações são ainda objeto de controvérsias (Ordoñez, 2001). Ortognaisses cálcio-alcálicos do Paleozóico Inferior encontram-se associados às metamórficas do Paleozóico (Restrepo-Pace, 1995). Rochas sedimentares do Devoniano recobrem em discordância todas as unidades anteriores.

Os dados geocronológicos existentes nesta unidade incluem uma idade K-Ar de 940 Ma em uma hornblenda (Ward et al., 1973), uma idade Rb-Sr convencional de 667 Ma, e espectros irregulares Ar-Ar em anfibólio da mesma região com características de difusão complexa que sugerem a existência de perturbações térmicas Jurássicas (Restrepo-Pace, 1995). Recentemente foram reportadas idades U-Pb em zircão entre 900-985 Ma (comunicação pessoal de Restrepo-Pace em Keppie et al., 2001), mas o caráter e localização da amostra não foi indicada.

No cinturão metamórfico Paleozóico têm sido obtidas idades Ar-Ar, indicando uma clara superimposição térmica Jurássica (Restrepo-Pace, 1995). Um ortognaiss concordante com as rochas metamórficas apresenta uma idade U-Pb de 477 ± 16 Ma (Restrepo-Pace, 1995). Outras unidades magmáticas apresentam idades entre 500 e 420 Ma (Boinet et al., 1985, Schaffer et al., 1998).

As amostras obtidas para esta pesquisa correspondem a um gnaiss biotítico (**Figura 21**), duas rochas hornblêndicas com biotita intercaladas na seqüência metamórfica e dois anfibolitos, um deles contendo biotita (**Figura 22**). Todas elas fazem parte da região montanhosa imediatamente ao leste da Cidade de Bucaramanga.

Restrepo-Pace (1995) apresenta os resultados de uma amostragem geoquímica regional do Gnaiss de Bucaramanga, na que os padrões dos elementos das terras raras apresentam

enriquecimento das terras leves (LREE) e anomalia negativa de Eu características de rochas da crosta superior (Taylor e McLennan, 1985), de modo semelhante às rochas da Santa Marta.

As paragêneses das amostras estudadas não são determinantes de condições de metamorfismo precisas, mas o caráter gnáissico, os plagioclásios de tipo An₂₀ e o anfibólio são indicadores de fácies anfibolito.

A existência, em outras regiões do maciço de Santander, paragêneses com silimanita, granada e cordierita indica fácies anfibolito alto na isograda da silimanita, com temperaturas entre 650° C e 750° C e pressões de 5-6 Kb (Bucher e Frey, 1994, Ward et al., 1971).

No presente trabalho foram analisadas as bordas e os núcleos do anfibólio e do plagioclásio de um gnaiss anfibólico com biotita. Os cálculos são apresentados no anexo 1, incluindo os valores obtidos nos geobarômetros e a classificação dos anfibólios.

O plagioclásio apresenta uma composição de An₃₉-An₄₂, e os anfibólios são do tipo cálcico. No geobarômetro de Fershter (1990), as condições de pressão estão entre 4 Kb e 6,5 Kb (**Figura 2, Anexo 2**). Os geobarômetros de Hammarstrom e Zen, (1986), Hollister et al., (1987) Johnson e Rutherford (1989) e Schmidt (1992) apresentam o intervalo similar, mas incluem pressões maiores com valores entre 4,5 Kba e 7,6 Kba.

Os termômetros (A) e (B) de Holland e Blundy (1994) foram calculados para pressões de 4,5 e 7,6 Kb como valores extremos, e foram obtidas temperaturas entre 696° e 768° no termômetro (A) e de 674-756 no (B). Tais condições são características da fácies anfibolito alto (Bucher e Frey, 1994).

LEGENDA

FIGURA 20. MAPA GEOLÓGICO
 DE SANTANDER
 MODIFICADO DE WARD ET AL (1972)

Figura 21. Biotita de Gnaiss biotítico, definindo a foliação mineral.

Figura 22. Anfibólio e plagioclásio em contato. Amostra analisada para geotermobarometria, Gnaiss anfibólico.

4.3. Península da Guajira

Como foi indicado anteriormente, a região da Península da Guajira (**Figura 23**) constitui uma importante área na geotectônica da margem continental do norte de América do Sul. As unidades que constituem o seu embasamento Pré-Jurássico podem ser divididas em dois grupos, um domínio SW que inclui rochas gnáissicas com biotita (Gnaiss de Jojuncito), e um domínio oriental mais extenso (Formação Macuira) caracterizado por gnaisses hornblêndicos, anfibolitos e xistos moscovíticos, cortado por uma intrusão de idade Jurássica.

4.3.1. Gnaiss de Jojuncito

O Gnaiss de Jojuncito corresponde a um corpo alongado em direção E-W, exposto em uma área de 16Km x 4Km (Alvarez, 1967). A maior parte dos seus contatos são cobertos ou são tectônicos, entretanto parece apresentar contatos gradacionais com outras rochas metassedimentares. Rochas sedimentares do Cretáceo-Paleogeno e sedimentos recentes cobrem discordantemente a unidade (Alvarez, 1967).

Petrograficamente corresponde a um gnaiss quartzo feldspático de grão fino a médio, com marcada lineação mineral pela orientação de quartzo. Composicionalmente apresenta quartzo 32-50%, feldspato alcalino 29-40%, plagioclásio Na 10-20, biotita cloritizada 1%, e como acessórios zircão, monazita e minerais opacos. Todos os minerais apresentam caráter predominantemente xenomórfico. O quartzo apresenta em alguns casos contatos triplos, com extinção ondulatória, e grãos alongados. O feldspato potássico é de caráter mesopertítico, e também apresenta extinção ondulatória. A maioria dos cristais de zircão são de coloração rosada, caráter ovóide a arredondados. Os minerais opacos correspondem a intercrescimentos de ilmenita, magnetita e hematita.

O quartzo e o feldspato apresentam texturas tipo ribbon e flaser em agregados mono e policristalinos, e alguns contatos lobados e amebóides (**Figura 24, 25**). Estas características texturais são típicas de deformação em condições de médio a alto grau (Passhler e Trouw, 1996), e são em primeira instancia uma indicação do metamorfismo que modificou a unidade.

Os elementos maiores e traços de uma amostra do Gnaiss Jojuncito (**Anexo 3**) apresentam características geoquímicas semelhantes às dos Gnaisses de Dibuya, e as discussões e implicações consideradas para estes são aplicáveis ao Gnaiss de Jojuncito. Em geral a unidade apresenta altos valores de elementos das terras raras ($\Sigma\text{REE} > 283,40$), com um

FIGURA 23. MAPA GEOLÓGICO DA GUAJIRA
MODIFICADO DE ALVAREZ (1967)

Figura 24. Agregado monocristalino de quartzo definindo a lineação da rocha.

Figura 25 Quartzo e feldspato amebóides.

enriquecimento das terras raras em relação às pesadas (**Figura 26**), e uma forte anomalia Eu ($Eu/Eu^* =$). Estas características são típicas de crosta superior, de rochas com uma extensa história de diferenciação crustal (Taylor e McLennan, 1985).

As texturas “ribbon” e o alongamento dos minerais félsicos é característico de condições de deformação de alta temperatura, e em conjunto com as características dos sobrecrescimentos metamórficos identificados nos zircões (relações $Th/U > 0.2$), são indicadoras de metamorfismo na fácies anfibolito alto. Alvarez (1967, pág 27) reporta em rochas metamórficas próximas ao Gnaiss de Jojoncito a presença de algumas paragêneses minerais indicadoras da fácies anfibolito alto.

Os dados geocronológicos existentes desta unidade correspondem a uma serie de tentativas pelo método Pb- α em zircão, em que finalmente foi determinada uma idade de 1250 Ma (Banks, 1972), a qual possibilitou incluir esta região no contexto do Mesoproterozóico Andino.

Figura 26. Elementos das terras raras, Gnaiss de Jojuncito.

4.3.2. Formação Macuira

Esta unidade está constituída por intercalações de gnaisses hornblêndicos, gnaisses quartzo-feldspáticos e anfibolitos, aparentemente sotopostos a uma seqüência de xistos moscovíticos com anfibolitos intercalados (MacDonald., 1964, Lockwood, 1966, Alvarez, 1967). Uma intrusiva de composição granodiorítica (Granodiorito de Siapana), corta claramente estas unidades (Macdonald, 1964).

Uma seqüência sedimentar clástica e calcária de idade Cretácea (Valanginiana), e rochas calcárias de idade Oligocena se encontram em discordância sobre os gnaisses hornblêndicos (Lockwood, 1966). Ocorre também uma seqüência vulcânica de idade Jurássica e Uma associação metassedimentar de provável idade Permiana ou Cretácea, com contactos tectônicos com a Formação Macuira (Lockwood, 1966).

A formação Macuira tem sido subdividida em dois membros; o Gnaiss de Uray que inclui os gnaisses e anfibolitos, e nos Esquistos de Jaturuhú.

O Gnaiss de Uray está constituído por uma seqüência de rochas bandadas de composição anfibolítica. Compõe-se de por anfibólio, plagioclásio tipo andesina e granada,. indicadores de um metamorfismo na fácies anfibolito.

No trabalho de campo foi amostrado um segmento deste gnaiss na região de Jarara (**Figura 23**) na drenagem Magnalipa, onde as rochas apresentam-se extensamente deformadas

Em afloramento as rochas apresentam um claro bandamento definido por variações no conteúdo dos minerais ferromagnesianos. Intercalações de bandas ricas em quartzo e granada são comuns.

Estruturalmente está caracterizado pela presença de dobras isoclinais e a superimposição de uma clivagem de crenulação, sugerindo uma história deformacional extensa. Além do bandamento composicional (**Figura 27**), a foliação da rocha está marcada pela orientação dos anfibólios e a biotita (**Figura 28, 29**). A lineação mineral é a estrutura fundamental e define um aspecto estrutural do tipo L-S, que sugere um caráter milonítico para estas rochas. O plagioclásio é de composição albita-oligoclásio, e o anfibólio é de caráter cálcico. As variações composicionais mais significativas são determinadas pela percentagem de anfibólio e biotita e pelos plagioclásios que definem o bandamento composicional.

Um afloramento de anfibolitos mostrou estrutura gnáissica, com bandas ricas em anfibólio e outras com plagioclásio e quartzo. O anfibólio apresenta forte extinção ondulante, o plagioclásio apresenta uma composição mais cálcica (An 40), e a matriz de quartzo apresenta características de recristalização por efeitos dinâmicos (**Figura 30, 31**).

O caráter bandado da seqüência, e a presença de rochas metassedimentares intercaladas têm sugerido que os protolitos desta seqüência correspondem a uma seqüência vulcano – sedimentar (Lockwood, 1965).

Figura 27. Bandamento Composicional do Gnaiss de Uray.

Figura 28. Lineação mineral de anfibólio em afloramento.

Figura 29. Lineação mineral de anfibólio e biotita em lamina delgada.

Figura 30. Aspecto do anfibolito da Formação Macuira

Figura 31. Anfibólio com extinção ondulante, e matriz de quartzo com redução do tamanho do grão.

Os dados geocronológicos existentes da unidade resumem-se a dois anfibólitos, com idades aparentes K-Ar 172 ± 10 Ma e 56 ± 6 Ma (Lockwood, 1966, Alvarez, 1967). Estes dados indicam uma história termal em que a idade dos protólitos e o metamorfismo permanece obscura.

Foram analisados os elementos maiores e traços de 6 amostras de anfibólitos do Gnaiss de Uray (**Anexo 3**), cinco delas dentro da mesma sucessão pseudoestratigráfica, e outro associado à mesma unidade, coletado a alguns Km de distância.

As amostras apresentam conteúdos de sílica entre 48% e 57%, indicando que as rochas encontram-se no campo dos basaltos e andesitos. MgO e TiO₂ são relativamente baixos e

variáveis, com valores de 3.38-7.67% e 0.32 e 1.38%. No diagrama de classificação química de Winchester e Floyd (1977) as rochas correspondem a andesitos, basaltos andesíticos e basaltos. No diagrama alkalis, FeO, MgO, as rochas apresentam uma definida tendência calcio-alcalina.

As terras raras apresentam padrões com pendente negativa e enriquecimento elevado das terras raras leves (**Figura 32**), caráter variável com $(La/Yb)_n$ entre 1,7 e 38, e $(La/Sm)_n$ entre 1,3-6,1, o Eu apresenta em algumas amostras anomalia levemente positiva. O enriquecimento nas terras raras leves está relacionado com fusão parcial e/ou fracionamento de anfibólio e clinopiroxênio nos processos de diferenciação magmática (Cullers e Graaf, 1984, Seaman et al., 2002) característicos das series cálcio-alcquinas normais e de alto potássio (Wilson, 1989).

Figura 32. Diagrama das Terras Raras para o Gnaiss de Uray.

Figura 33. Diagrama Multi-Elemental Gnaiss de Uray.

As anomalias negativas de Nb e Ti, e as razões dos HFSE/REE menores que o manto (**Figura 33**) também têm afinidade com ambientes de subducção (Pearce, 1982, Tatsumi e Eggins, 1995). Nos diagramas de discriminação do ambiente tectônico que consideram o Nb, Zr e Y de Pearce et al. (1982) e Meschede (1986) as rochas são afins com os ambientes de arco vulcânico. Além disso, o conjunto de características geoquímicas e a abundância de rochas de composição andesítica sugerem que os protolitos destas rochas foram gerados em um arco vulcânico continental.

Os xistos de Jaturuhu correspondem a uma seqüência formada pela sucessão e intercalação de unidades de xistos micáceos (moscovita e biotita) com almandina e estauroлита, xistos biotíticos com anfibólio, gnaisses micáceos e hornblêndicos, anfibolitos, mármore e rochas calcio-silicatadas (Lockwood, 1966, Alvarez, 1967). As relações destes xistos com o Gnaiss de Uray é aparentemente estratigráfica (discordante), mas outras relações são tectônicas (Lockwood, 1966).

Estes xistos foram amostrados na Serrania de Jarara (**Figura 34**), na drenagem Magnalipa. Em afloramento a rocha apresenta uma clara foliação metamórfica, apresentando segregações concordantes de quartzo (**Figura 35**). Petrograficamente apresenta moscovita, quartzo e como

mineral acessório, em baixa proporção, apresenta granada. A xistosidade é definida pela moscovita, mas é possível observar uma xistosidade anterior aparentemente também definida por moscovita. A granada aparece completamente fraturada e envolta pela xistosidade, indicando que a granada é anterior, e são comuns alguns cristais com aspecto sigmoidal limitados por uma segunda xistosidade (**Figura 35**).

Não existem dados geocronológicos desta unidade, e a sua composição mineralógica faz supor que os seus protolitos correspondem a sedimentos pelíticos.

Figura 34. Xistosidade bem definida e redobrada, bandas de quartzo e mica intercaladas centimetricamente.

Figura 35. Moscovita em sigmóides definindo e foliação aparecendo em possíveis sigmóides

4.3.3. Granodiorito de Siapana

O Granodiorito de Siapana é um stock leucocrático de 85 Km² que se encontra no segmento mais oriental da Guajira, na Serrania da Macuira (MacDonald, 1964). A rocha é de granulação milimétrica e se compõe de 55% de plagioclásio (oligoclásio), quartzo 30%, feldspato potássico 10%, biotita 4%, e como acessórios zircão e opacos (**Figura 36**). O feldspato potássico e o quartzo são minerais tardios, o primeiro apresentando relações poikilíticas com o plagioclásio (MacDonald, 1964).

Este stock corta claramente as rochas da Formação Macuira, e no contacto é comum o desenvolvimento de uma auréola termal, e a presença de diques cortando as rochas encaixantes (MacDonald, 1964). No segmento sul encontram-se rochas vulcânicas de idade Jurássica, e outros granitóides aparentemente correlacionáveis ao Granodiorito de Siapana (Geyer, 1973). A ausência de deformação indica que é claramente posterior aos eventos tectônicos associados ao metamorfismo da Formação Macuira.

Uma moscovita de um pegmatito associado ao Granodiorito de Siapana apresentou idade K/Ar de 195 ± 8 Ma (MacDonald, 1964).

Figura 36. Plagioclásio com zoneamento e biotita do Granodiorito de Siapana.

4.4. Embasamento da Cordilheira Central

Neste grupo de rochas se incluem diferentes complexos metamórficos expostos na região NE da Cordilheira Central. Uma dessas unidades pertence ao embasamento do Terreno Tahamí (Gnaiss de Nus), e outra unidade corresponde ao embasamento do Terreno Chibcha. As duas foram definidas inicialmente por Feininger et al. (1974).

4.4.1. Gnaiss do Nus

Esta unidade está localizada no flanco oriental da Cordilheira Central (**Figura 37**) e faz parte das denominadas Rochas Metamórficas da Cordilheira Central (Feininger et al., 1974), incluídas no terreno Tahamí (Toussaint, 1993). O complexo metamórfico em que se encontra este gnaiss corresponde a uma série de paragnaisses com andaluzita e silimanita, xistos moscovíticos e biotíticos com andaluzita, mármore e rochas calciosilicatadas, e localmente algumas zonas migmatíticas (Feininger et al., 1974). As condições de metamorfismo estendem-se entre as fácies xisto verde e anfibolito, em um tipo bórico de baixa pressão.

Uma sequência sedimentar de idade Albiana encontra-se superposta a este embasamento, sendo cortada pelo Batolito Antioqueño com idades entre 83 e 100 Ma (Ordoñez, 2001, Feininger et al., 1974).

O gnaiss apresenta foliação metamórfica definida pela presença de bandas claras e escuras. Petrograficamente é constituído por quartzo, feldspato alcalino, biotita, andaluzita e silimanita (**Figura 38,39**). Apatita e zircão são os minerais acessórios principais. O quartzo e o feldspato alcalino apresentam contactos poligonais, em alguns casos suturados, e extinção ondulatória. A biotita apresenta duas disposições diferentes, uma delas definindo a foliação da rocha com o quartzo e o feldspato, a outra cortando esta. A silimanita encontra-se como fibras, rodeando a biotita, e a andaluzita apresenta-se em porfiroclasto, paralelo à foliação da rocha.

Estas características indicam condições metamórficas de fácies anfibolito, no campo da silimanita (Bucher e Frey, 1994).

LEGENDA

- ZONA DE AMOSTRAGEM
△ CC-1, CC-2 △ SL-1
- SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS
- SEDIMENTOS TERCIÁRIOS
- QUARZODIORITO DO CRETÁCEO.
BATOLITO ANTIOQUEÑO

- FOLHELHOS PRETOS, ARENITOS E
CONGLOMERADOS DO CRETÁCEO
- VULCÂNICAS JURÁSSICAS
- DIORITO E QUARZODIORITO DO
JURÁSSICO
- MÁRMORE PALEOZÓICO

- GNAISSE FELDSPÁTICO DO
PALEOZÓICO
- GNAISSES E QUARZITOS DO
PALEOZÓICO
- ARDOSIAS E FILITOS COM
GRAPTOLITES DO ORDOVICIANO
- GNAISSE FELDSPÁTICO DO
PRÉ-CAMBRIANO

FALHAS

Escala:
0 5 Km

FIGURA 34. MAPA GEOLÓGICO DO FLANCO ORIENTAL DA CORDILHEIRA CENTRAL
MODIFICADO DE FEININGER ET AL (1972)

Figura 38. Biotita sem orientação, silimanita fibrosa formando-se às expensas da biotita.

Figura 39. Porfiroblasto de andaluzita (cristal com manchas vermelhas), e biotita.

4.4.2. Anfibolitos de El Vapor

Esta unidade faz parte do embasamento do Terreno Chibcha. Encontra-se localizada na região setentrional do flanco oriental da Cordilheira Central (**Figura 37**), e regionalmente apresenta contatos tectônicos com as rochas metamórficas da Cordilheira Central que constituem o Terreno Tahamí, particularmente com o Gnaiss do Nus. Inclui uma seqüência de gnaisses quartzo-feldspáticos com intercalações de anfibolitos (Feininger et al., 1974), e encontra-se afetada por metamorfismo dinâmico ao longo de zonas de cisalhamento regional. Em discordância sobre esta unidade encontra-se uma seqüência sedimentar de idade Ordoviciano (Botero, 1930).

Desta região foram analisados anfibolitos intercalados na seqüência gnáissica. Ao microscópio as rochas apresentam caráter milonítico, caracterizado por uma matriz de quartzo com extinção ondulatória e formando agregados em mosaico. Porfiroclastos de anfibólio apresentam em suas bordas mantos de outro anfibólio e clorita (**Figura 40 A e B**). Duas foliações estão presentes, uma possivelmente geradora da paragênese em fácies anfibolito, e a outra associada ao metamorfismo dinâmico. O porfiroclasto de anfibólio apresenta-se como um sigmóide.

Uma idade isocrônica Rb-Sr em rochas miloníticas quartzo-feldspáticas do El Vapor de 894 ± 36 Ma tem sido interpretada como relacionada possivelmente ao metamorfismo dinâmico que ocasionou a deformação (Ordoñez, 1997). Uma idade de 1100 Ma U-Pb em zircão, obtida pelo método de evaporação, apresentada pelo mesmo autor, é interpretada como relacionada ao protolito dos milonitos.

(A)

(B)

Figura 40. A e B. Porfiroclastos de anfibólio envolvidos por xistossidade e substituídos nas bordas por outro anfibólio e clorita.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A interpretação dos resultados analíticos obtidos nesta pesquisa será efetuada neste capítulo, incluindo comentários sobre o valor físico dos dados, e o seu significado geológico local e regional.

Em função das características do material estudado e o valor interpretativo dos métodos geocronológicos e isotópicos dois aspectos foram considerados. O primeiro foi a definição temporal dos principais eventos geológicos relacionados com as diferentes fases da evolução das rochas (sedimentação, magmatismo, metamorfismo), e com a evolução termal. Em segundo lugar procurou-se obter informação relacionada com as características dos processos e ambientes nos que foram geradas as rochas, utilizando os dados isotópicos de Nd, Sr e as características da memória geocronológica do zircão, indagando sobre a existência ou não de processos juvenis ou de retrabalhamento crustal.

5.1. U/Pb SHRIMP em zircão

Por este método foram analisadas três amostras de gnaisses biotíticos das unidades Proterozóicas (Gnaiss de Dibuya –A49-, Gnaiss de Bucaramanga –PCM 1105-, Gnaiss de Jojoncito –Jojon 1-), um gnaiss do Complexo Sevilla, e um da Cordilheira Central (Gnaiss do Nus). Adicionalmente foi analisada também uma amostra de um granitóide da região da Guajira (Granodiorito de Siapana).

Os gnaisses apresentam zircões com características geocronológicas sugerindo uma origem sedimentar. Na única amostra em que imagens de catodoluminiscência são disponíveis (Jojon-1), aparecem bordas de crescimento claramente relacionadas a um evento metamórfico superimposto. A falta de imagens de catodoluminiscência nas amostras restantes deveu-se ao fato que durante a realização das análises em Beijing (China), os equipamentos da Academia Chinesa de Geociências não se encontravam funcionando.

Na interpretação do significado geológico das idades aparentes destes zircões considerou-se que:

- Os resultados concordantes deveriam ter relação com idades de cristalização-recristalização do zircão, e portanto estar associadas a idades formadoras de rochas, podendo também ser relacionadas com fontes (paragnaisses) ou heranças (granitóides).

- Os pontos analíticos extremos à concórdia necessitaram uma interpretação mais complexa, podendo ter relação com perdas de Pb. Nos zircões antigos acima de 1300 Ma, em que a produção de Pb radiogênico foi relevante, as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentam menores erros analíticos.

Nos zircões antigos, acima de 1300 Ma em que a produção de Pb radiogênico foi relevante, as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentam menores erros analíticos.

Com zircões mais jovens abaixo de 800 Ma, com produção menor de ^{207}Pb , as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ podem ser mais precisas. A dificuldade na escolha do melhor tipo de idade aparente, corresponde à “zona cinza” entre 1300 Ma e 800 Ma em que resulta complexa a decisão do resultado a se utilizar (Nutman, 2000).

Muitos dos resultados da presente pesquisa concentram-se nessa “zona cinza”. As idades escolhidas correspondem às idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ou $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos grãos sobre a concórdia, ou aos valores médios das diferentes análises que apresentam proximidade à concórdia.

Quanto à correção para o Pb comum, foram utilizadas as correções pelo método de ^{204}Pb tanto para as idades Proterozóicas como para as Fanerozóicas. O uso da mesma correção permite comparar melhor os diversos resultados (Caawood et al., 2000).

Outro aspecto que foi considerado é o grau de discordância das idades aparentes que de certa forma indica se o sistema permaneceu fechado. Para a determinação de valores médios considerou-se a percentagem de discordância de cada análise agrupando em geral aquelas com discordância menor do 6%. Os cálculos foram efetuados utilizando ISOPLOT 2,49 (2002).

Os resultados foram incluídos nos diagramas Concórdia convencional e Tera-Wasserburg de acordo às características dos resultados. Com zircões mais jovens que 900 Ma foi preferido o diagrama convencional, nos outros casos foi utilizado preferencialmente o diagrama Tera-Wasserburg.

No anexo três são incluídas as tabelas com os dados analíticos na mesma ordem de apresentação da discussão.

5.1.1. Gnaiss de Dibuya do Granulito dos Mangos

Foram obtidas quinze análises (**Anexo 4**) em zircões de um gnaiss biotítico (A49). Os zircões são de cor marrom, e a maioria apresenta forma externa arredondada, característica de zircões formados em rochas afetadas por metamorfismo de alto grau (Williams e Claesson, 1986). Alguns cristais apresentam formas prismáticas.

Os resultados apresentam uma distribuição de idades aparentes entre 1400 Ma e 980 Ma, com alguns dos pontos por dentro e por fora da concórdia no diagrama Tera-Wasserburg (Figura 41 A, B), mostrando a presença de uma população mista. Os pontos analíticos totalmente externos à concórdia, e devem estar relacionadas com perdas de Pb.

O caráter da distribuição das idades indica que se trata de um paragnaisse, e portanto a interpretação deve levar em conta que as diferentes idades podem ter um significado geológico.

As idades aparentes utilizadas correspondem a valores $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigidos pelo método ^{204}Pb , e às médias são com 95% de nível de confiança.

Cinco análises (1,2,4,5,9) agruparam-se segundo um valor médio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1374 ± 13 Ma (MSDW= 0,51), com razões Th/U em um intervalo curto entre 0,29 e 0,33. A análise (10) apresenta uma idade aparente maior de 1450 ± 24 Ma.

Duas análises (8, 13) apresentam idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1138 ± 24 Ma e 1147 ± 7 , com média de 1145 ± 14 Ma (MSDW= 0,102).

As análises (7) e (6) se encontram praticamente sobre a concórdia com valores $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 1071 ± 15 Ma e $990 \pm 12,9$ Ma respectivamente.

As outras cinco análises resultaram discordantes sugerindo diferentes linhas de perda de Pb.

Os zircões (3) e (14) apresentam altos valores de U (> 1000ppm) e uma razão Th/U 0,16, o que pode facilitar perdas de Pb pela maior destruição do retículo cristalino. Duas análises (11,12) possuem altas razões $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, o que sugere perdas recentes de Pb, evidenciadas no deslocamento para o interior do diagrama Tera-Wasserburg (Williams, 1998).

A análise (15) apresenta erro analítico muito grande, e não foi considerada.

A distribuição de idades aparentes sugere uma origem sedimentar para os protolitos do gnaisse, com a presença de diferentes fontes de idade predominantemente Mesoproterozóica. Baseado na concordância e no número de dados agrupados, é possível considerar a presença de um protolito bem definidos a 1374 ± 13 Ma.

Os zircões com idades de 1145 ± 14 Ma são interpretadas como resultantes de um primeiro evento metamórfico, já que este dado é próximo às idades Rb-Sr em rocha total entre 1140-1200 Ma parcialmente preservadas no gnaisse.

A idade aparente mais jovem de $990 \pm 12,9$ Ma pode ser considerada como associada ao idade do último metamorfismo. Este valor concorda com a idade Sm-Nd em granada e rocha total de 971 ± 8 Ma obtida no segmento SE do Granulito dos Mangos (Ordoñez, 2001).

As características gerais da morfologia externa dos zircões, e as relações Th/U (0,43) do zircão relacionado com o último evento metamórfico, são compatíveis com condições de metamorfismo na fácies anfibolito-granulito (Vabrá et al., 1999).

Em resumo, os dados das análises U-Pb SHRIMP em zircões do Gnaiss de Dibuya, mostram a presença de protolitos com idades Mesoproterozóicas, e a possível ocorrência de dois eventos metamórficos a 1140 Ma e 990 Ma.

(A)

(B)

Figura 41 (A) Diagrama Tera-Wasserburg dos zircões da amostra A49 do Gnaisse de Dibuya, **(B)**. Detalhe do intervalo das idades entre 1050 e 1250 Ma, excluindo a análise (15) pelo grande erro.

5.1.2. Complexo Sevilla

Um total de quinze análises foram feitas em um paragneisse milonítico do Complexo Sevilla (**Figura 42 A, B, Anexo 4**). Por ter zircões com idades Proterozóicas e Fanerozóicas foram consideradas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nos primeiros e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ nos segundos. Os dados são apresentados em diagrama concórdia convencional.

Os zircões apresentam um ampla variedade de tamanhos, e na maioria dos casos são bem arredondados. Apresentam uma distribuição de idades entre 1400-500 Ma, o que em conjunto com as características morfológicas indicam sua origem detrítica, não sendo definida a época do metamorfismo da unidade.

Um grupo de 6 zircões apresenta idades entre 1380 Ma e 1120 Ma (**Figura 42 B**). Destes, os zircões (3, 11,12) apresentam idade de 1158 ± 25 Ma (MSDW=0,70). Outros dois (6,14) apresentam idade 1244 ± 23 Ma, e a análise (12), mais discordante, apresenta idade de 1240 ± 7 Ma.

Media dúzia de zircões (1, 2, 7,9,13,15) apresentam idades um pouco dispersas entre 1080 e 920 Ma, sendo que às análises (2,9) apresentam uma idade média de 987 ± 25 Ma.

Os zircões (5), (8) e (10) apresentam idades menores Cambrianas e Neoproterozóicas de 529 ± 10 Ma, 614 ± 13 Ma, 732 ± 16 Ma.

Estes resultados indicam a presença de importantes fontes Mesoproterozóicas com idades entre 1400 Ma-900 Ma, e outras mais jovens (Neoproterozóico, Cambriano). As idades mais jovens sugerem que a sedimentação desta unidade foi posterior ao Cambriano.

As idades Meso e Neoproterozóicas de 1158 ± 25 Ma, 1244 ± 23 Ma e 987 ± 25 Ma dos zircões detríticos são comparáveis com as idades obtidas no Gnaiss de Dibuya e outros domínios Proterozóicos do norte da Colômbia (Gnaiss de Jojuncito, Gnaiss de Bucaramanga).

A presença das idades mais jovens implica que os protolitos não têm relação temporal com o Gnaiss de Dibuya. A presença de idades Cambrianas limita a formação dos protolitos com anterioridade a esta idade, e mostram que além do embasamento Mesoproterozóico existiam também fontes mais Jovens.

(A)

(B)

Figura 42. (A) Diagrama convencional da amostra A19 do Complexo Sevilla, (B) Detalhe do intervalo de idades entre 1100 e 1350 Ma.

5.1.3. Gnaiss de Bucaramanga

Um total de dezesseis análises U-Pb SHRIMP foi obtido nos zircões de um gnaiss biotítico (PCM-1105) do Gnaiss de Bucaramanga (**Anexo 4**). Idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram consideradas na discussão, com as correções pelo método do ^{204}Pb .

Os zircões apresentam formas prismáticas, com cores avermelhados, muitos possuem contornos arredondados.

Em geral os resultados apresentam uma distribuição de idades entre 1550 Ma e 900 Ma (**Figura 43 A, B**), em que algumas das análises indicam claras perdas de Pb. Dois grupos gerais podem ser formados, um com apenas três zircões e idades >1430 Ma (**Figura 43A**), e outro que inclui a maioria dos zircões exibindo uma distribuição de idades entre 1200 Ma e 900 Ma. Quatro dos pontos analíticos se encontram definitivamente fora da concórdia, mostrando perdas de Pb, ao longo de diferentes linhas de perda de Pb.

No segundo conjunto (**Figura 43B**), agrupando as análises de acordo com critérios de proximidade e concordância é possível definir a existência de diferentes populações. Dois zircões (1, 4) com conteúdo de U e Th baixo (44-92, 92-41), e razões Th/U de 0,45 e 0,50 têm uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1163 ± 24 Ma (MSDW= 0,49). Três zircões (2, 12, 14) apresentam uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1057 ± 28 Ma (MSDW=0,61). Um único zircão (11) praticamente sobre a concórdia, apresenta uma idade de 1112 ± 24 Ma. Finalmente, os zircões 13 e 15 com razões Th/U no intervalo de 0.3-0.41 apresentam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 854 ± 66 (MSDW=0,26).

Estes resultados indicam claramente que o protolito deste gnaiss apresenta fontes diferentes, devendo corresponder a uma rocha sedimentar.

A idade de 854 ± 66 é interpretada como possivelmente relacionada a um último metamorfismo, sendo semelhante a outra idade U/Pb obtida por Restrepo-Pace (comunicação pessoal, em Keppie 2001).

O significado das idades entre 1180 e 1030 é mais complexa. Excluindo as mais jovens, pelo caráter discordante, e que podem corresponder a perdas de Pb, as idades entre 1100 e 1180 Ma poderiam ter significado geológico, talvez relacionado com um primeiro evento metamórfico entre 1140-1190 Ma.

As idades > 1450 Ma sugerem presença de fontes Mesoproterozóicas nos protolitos.

(A)

(B)

Figura 43. (A) Diagrama Tera-Wasserburg dos zircões do Gnaiss de Bucaramanga, (B) Detalhe do trecho da concórdia entre 800 e 1300 Ma.

5.1.4. Gnaiss de Jojoncito

A morfologia externa e o tamanho dos zircões é muito variável. São comuns formas esféricas, ovóides, prismáticas, irregulares e fragmentadas. As dimensões dos grãos estão entre 150x120 μm e 60x50 μm .

As análises SHRIMP dessa amostra foram feitas na ANU, sendo disponíveis imagens de catodoluminescência (os dados analíticos são apresentados na tabela 4 do anexo 3). A luminosidade das imagens apresenta correlação com o conteúdo de U (Poller et al., 2001), e os domínios mais escuros são os que apresentam valores mais altos de U.

Nessas imagens (**Figura 44**), os cristais apresentam um padrão composto com núcleo e borda de sobrecrecimento, sendo comuns cristais de caráter homogêneo.

Na maioria dos casos a relação núcleo-borda é simples, mas também é comum o núcleo evidenciar outros domínios internos. As formas prismáticas bem definidas em alguns dos núcleos contrastam com a natureza da borda externa que gera um caráter mais suavizado e arredondado no zircão. Em outros as formas internas são mais irregulares. Os núcleos apresentam normalmente zonação oscilatória característica de zircões magmáticos truncada em muitos dos limites com as bordas. Alguns núcleos apresentam domínios internos homogêneos e de grande luminosidade, que podem ter relação com zircão metamórfico recristalizado.

As bordas de sobrecrecimento são homogêneas, com larguras entre 40.229 μm e 5.747 μm , mas a área ocupada por elas é muito maior, e em alguns casos o sobrecrecimento é maior que o núcleo envolvido. Elas mantêm hábito prismático ou isométrico segundo a classificação de Vavra et al (1996,1999). O hábito prismático caracteriza-se por um crescimento em prolongação imediata das faces cristalinas, conservando-se a morfologia do núcleo. Em contraste, nas formas isométricas o sobrecrecimento segue uma tendência de engrossamento da totalidade do cristal, permitindo a formação de grãos mais arredondados ou com formas curvas. Tais estilos de sobrecrecimento estão relacionados a condições de metamorfismo de alto grau, na fácies anfibolito-granulito (Vavra et al., 1996, 1999).

Outro padrão morfológico bastante comum está caracterizado pela inclusão de dois núcleos dos cristais independentes em uma matriz homogênea, constituindo um único "cristal"; relações afins a processos de crescimento de zircão durante o metamorfismo.

No total foram obtidas 21 análises em 17 grãos (**Anexo 4**), incluindo 10 núcleos com zonação oscilatória e 10 bordas de sobrecrecimento homogêneo, uma destas com aparente zoneamento em setores.

As bordas de sobrecrecimento (11 em total) apresentam concentrações de U entre 512 ppm e 783 ppm e Th de 74-203 ppm, com razões Th/U entre 0,13 e 0,31 (Figura 40). Estas razões são típicas em rochas metamórficas de alto grau na fácies anfibolito alto e granulito (Schalteger et al., 1999, Vabrá et al., 1999, Bingen et al., 2001).

Nos núcleos com zoneamento oscilatório os conteúdos de U variam entre 226-1184 ppm, o Th entre 45-214 ppm, e o Th/U entre 0,1-0,65. Estas variações composicionais apresentam alguma correlação com a idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$. Sendo que os zircões mais antigos apresentam baixo conteúdo de U, por volta de 200-300 ppm, enquanto que os mais novos apresentam alto conteúdo, superior a 1000 ppm.

A distribuição de U e Th nos cristais que foram analisados na borda e o núcleo (5, 6, 8) não seguem o padrão de enriquecimento em U, nem a diminuição do Th/U comum nas bordas de zircões metamórficos formados por recristalização de zircões preexistentes (Pidgeon, 1992, Hoskin e Black, 2000, Silva et al., 2000).

Os núcleos oscilatórios se distribuem ao longo da concórdia com idades entre 1530 e 1200 Ma (Figuras 45, 46, 47). Alguns deles são bem concordantes, outros possivelmente sofreram perdas de Pb que poderiam estar controladas por eventos metamórficos proterozóicos mais jovens.

Três núcleos (1.1, 13.1, 16.1) apresentam uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1529 ± 43 Ma (MSDW= 0,05). O zircão (14.1) concordante, porém idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1342 ± 25 Ma, e o zircão também concordante, apresenta uma idade de 1236 ± 16 (6.1).

Duas bordas de sobrecrecimento (10.1, 15.1), com características homogêneas, são concordantes dentro dos erros, com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1167 ± 17 Ma e 1165 ± 37 Ma.

As outras bordas de crescimento apresentam idades entre 1000 e 900 Ma, com exclusão da análise 7.1 por se sobrepor ao núcleo e apresentar uma idade mista, e do grão 17.1 que está fora do conjunto. Cálculo da média fornece uma idade ou $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ de 968 ± 19 Ma (MSDW= 0.16, 95% confiança).

Idades mistas, presença de núcleos truncados, e variação nas idades aparentes dos núcleos sugerem que os zircões são de origem sedimentar (Williams et al., 1996); enquanto que as formas arredondadas são características de zircões modificados durante metamorfismo de alto grau (Williams e Claesson, 1987, Mezger e Krogstad, 1997).

Nessa interpretação é que a rocha apresentaria zircões de origem ígneo, derivados de diferentes fontes com idades Mesoproterozóicas, principalmente a 1530 Ma, 1360 Ma e 1230 Ma (Figura 45). Pelo menos dois eventos metamórficos podem ter afetado esta rocha, como indicam as bordas heterogêneas, com idades de 1160 Ma e 940 Ma.

Figura 44. Imagens de zircões analisados do Gnaiss de Jojoncito

As idades mais jovens dos núcleos oscilatórios (1236 ± 16 Ma) e o metamorfismo mais antigo (1165 Ma), restringem a formação dos protolitos sedimentares a um intervalo de tempo de aproximadamente 70 milhões de anos. Em termos de comparações temporais, a evolução tectônica do Gnaiss de Jojoncito parece corresponder àquela já verificada do Gnaiss de Dibuya.

Estes dados confirmam a existência de rochas Proterozóicas na região mais setentrional do Caribe da Colômbia, como tem sido sugerido por dados de Pb- α obtidos por Banks (1975), e pela existência de conglomerados Terciários com idades de 1165 Ma encontrados nas Antilhas Menores (Priem et al., 1986, Pindell e Barrett, 1990).

Figura 45. Diagrama Tera-Wasserburg dos zircões do Gnaiss de Jojoncito, com razões corrigidas pelo ^{204}Pb .

Figura 46. Detalhe do diagrama Tera-Wasserburg relativo aos zircões do Gnaiss de Jojuncito.

Figura 47. Detalhe diagrama Tera-Wasserburg zircões Gnaiss de Jojuncito.

5.1.5. Granodiorito de Siapana

No total foram analisados os núcleos de dez zircões (**Anexo 4**). Todos eles de caráter prismático. Os zircões são translúcidos a amarelados, com formas predominantemente prismáticas, com as faces bem formadas.

A presença de zircões com idades relativamente jovens faz que o conteúdo de ^{207}Pb seja muito baixo, e portanto as idades calculadas foram idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. O método de correção ^{204}Pb foi utilizado para agrupar todas elas em um padrão consistente.

Os resultados indicam idade Jurássica para a cristalização magmática com o registro de algumas heranças mais antigas (**Figura 48 A, B**).

Cinco zircões apresentam a idade média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calculada de $167 \pm 9,4$ Ma (MSDW= 1,7). Os outros cinco zircões são testemunho de idades mais antigas, com os pontos analíticos próximos à curva concórdia. As idades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são de $454,6 \pm 9,7$ Ma (10), 1311 ± 26 Ma (2) e 875 ± 17 Ma (7). Dos dois zircões discordantes, o grão (1) com razão Th/U de 0.2 pela superposição pode se agrupar com o zircão (7) e apresentam uma idade de 870 ± 25 Ma (MSDW= 0,19), o outro (6) apresenta valores muito baixos de U e Th (99 e 6), e um caráter amplamente discordante, com uma razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ elevada que sugere perdas recentes de Pb (Williams, 1998).

A idade Jurássica é interpretada como relacionada com a cristalização do granitóide, sendo concordante com as idades de resfriamento Ar/Ar, obtida em biotita.

As heranças encontradas sugerem a existência de um embasamento mais antigo, com uma história geológica Mesoproterozóica e Paleozóica, e indicam uma importante contribuição crustal na gênese do granitóide do Jurássico. As idades de 1311 ± 26 Ma e 875 ± 17 Ma que podem se relacionar ao Gnaiss de Jojoncito indicam a importante presença de um embasamento desta idade na região.

(A)

(B)

Figura 48. (A) Diagrama convencional, zircões do Granodiorito de Siapana, (B) Detalhe, da curva concórdia nas proximidades de 160 Ma.

5.1.6. Gnaiss do Nus

Nove zircões foram analisados (**Anexo 4**), e apresentam uma distribuição de idades entre 900 Ma e 1400 Ma (**Figura 49**). Cinco dos zircões apresentam discordância significativa.

O zircão (8) apresenta um alto grau de concordância, e uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida a ^{204}Pb de 1423 ± 7 Ma. Os zircões (2,4,6) se distribuem próximos entre si, em alguns dos casos se superpondo pelos erros, mas destes somente o zircão (6) apresenta-se plenamente concordante com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1195 ± 20 Ma. O zircão (1) também apresenta alto grau de concordância e precisão, e uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1349 \pm 10$ Ma. Na análise (9) o zircão é altamente discordante, mas pelo fato de ter valores de U relativamente baixos (173 ppm) e idade Neoproterozóica, a produção de ^{207}Pb é muito baixa, e portanto é preferível considerar as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ cuja média é 969 ± 9 Ma.

Este gnaiss apresenta protolito sedimentar, e conseqüentemente os resultados correspondem fundamentalmente a zircões detríticos e não ao metamorfismo.

Os resultados sugerem a presença de diferentes fontes Mesoproterozóicas (1423 Ma, 1349 Ma, 1195 e 969). As diferentes idades indicam que a formação dos protolitos aconteceu em um domínio continental com uma importante história geológica mais antiga. As idades mais jovens (400-1000 Ma), podem se relacionar com fontes provenientes de unidades Grenvillianas.

A idade máxima de sedimentação é considerada de 969 ± 9 Ma, e a mínima limitada ao Devoniano ou Triássico, que constituem os episódios de grande escala, considerados como relacionadas ao metamorfismo regional.

Figura 49, Diagrama Tera-Wasserburg do Gnaiss do Nus.

5.2. Rb-Sr em rocha total

Por este método, no total foram analisadas 13 amostras (**Tabela 2**), todas elas obtidas em dois afloramentos diferentes do Gnaiss de Dibuya, separados perto de 2 Km, mas em continuidade estratigráfica. As características litoestratigráficas são semelhantes nas duas exposições.

Como foi indicado na descrição do gnaiss, este inclui bandas quartzo-feldspáticas formadas por fusão parcial e outras de caráter metassedimentar. Os zircões datados pelo método U-Pb SHRIMP, sugerem a presença de dois possíveis eventos metamórficos principais a 1145 ± 14 Ma e $990 \pm 12,9$, evidenciando a complexa história geológica dessa unidade.

As características acima descritas permitem sugerir, tentativamente, que os episódios de fusão parcial mostrados pelas paragêneses minerais foram originando sub-sistemas geoquímicos, cada um deles com evolução isotópica própria em relação ao par Rb-Sr.

A **Figura 50** mostra uma possível interpretação do diagrama isocrônico Rb-Sr, em que um evento tectonometamórfico associado ao início de anatexia e fusão parcial, teria produzido sub-sistemas.

Considerando a possibilidade de equilíbrios parciais em sub-sistemas, as amostras (43), (44), (47), (48), (60) e (66) apresentariam uma idade de 1174 ± 41 Ma (MSDW= 4,9) e uma razão inicial de 0,7168, e as amostras (45), (46), (50) e (51) apresentariam uma idade de 1184 ± 6 Ma (MSDW= 1,09) com uma razão inicial de 0,7265. As outras três amostras (54, 55, 58) embora não perfeitamente alinhadas, mostram-se próximas de uma isócrona de referência de 1180 Ma, com razão inicial de aproximadamente 0,742.

O significado deste trend não é definitivo, mas verifica-se que estas idades estão próximas às idades U-Pb de um dos grupos de zircões da amostra (A49) do mesmo gnaiss (1145 ± 14 Ma). Pelo caráter polimetamórfico da unidade, poderiam representar um evento metamórfico ocorrido por volta de 1140-1200 Ma, que ficou preservado nos sistemas Rb-Sr em rocha total. Metamorfismo com idade semelhante foi identificado também nos zircões do Gnaiss de Jojoncito.

No. Campo	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86 (X)	Erro	Sr87/Sr86 (Y)	Erro
A43	RT/Gnaiss	160,4	134	3,488	0,034	0,77488	0,000054
A44	RT/Gnaiss	173,1	133,5	3,779	0,023	0,781115	0,000047
A45	RT/Gnaiss	242,4	75,3	9,487	0,275	0,886533	0,000044
A 46	RT/Gnaiss	258,20	75,50	10,0810	0,0360	0,89733	0,00010
A47	RT/Gnaiss	158,8	130,9	3,535	0,146	0,775734	0,000054
A48	RT/Gnaiss	257,3	109,1	6,911	0,135	0,831836	0,000067
A50	RT/Gnaiss	276,8	68,4	11,981	0,264	0,932788	0,000070
A 51	RT/Gnaiss	81,8	207,4	1,146	0,029	0,745892	0,000045
A 54	RT/Gnaiss	162,6	80,5	5,917	0,064	0,834971	0,000067
A55	RT/Gnaiss	168,3	86,7	5,692	0,007	0,83500	0,000058
A58	RT/Gnaiss	134	99,3	3,944	0,226	0,803028	0,000056
A60	RT/Gnaiss	288,8	90,4	9,4	0,216	0,872794	0,000113
A66	RT/Gnaiss	216,2	76,3	8,320	0,079	0,857761	0,000069

Tabela 2. Dados analíticos Rb e Sr.

Figura 50. Distribuição dos dados Rb/Sr do Gnaiss de Dibuya.

5.3. Sm-Nd em rocha total

No total foram analisadas 11 amostras pelo método Sm-Nd em rocha total das diferentes unidades estudadas (**Tabela 3**). Oito das amostras fazem parte das unidades metamórficas Proterozóicas incluídas no Terreno Chibcha. Litologicamente correspondem a gnaisses biotíticos (5), um gnaiss anfibólico (2), e um anortosito (1).

As outras amostras fazem parte de um gnaiss biotítico com andaluzita da Cordilheira Central na região mais setentrional (Gnaiss do Nus) e que faz parte do Terreno Tahamí, um xisto moscovítico e um granodiorito relacionado à Formação Macuira na região da Guajira, e que são incluídas em outro domínio tectônico.

5.3.1. Unidades Proterozóicas

Devido ao possível caráter sedimentar e a história policíclica de alguns destes gnaisses e à presença de fontes com idades diversas sugeridas pela geocronologia do zircão (diferentes populações de idades), as idades modelo são interpretadas como idades de mistura entre diferentes fontes ou tempos médios de residência crustal. (Arndt e Goldstein, 1987, McLennan et al., 1993).

Da região de Santa Marta foram analisados três gnaisses quartzofeldspáticos da sequência bandada do Gnaiss de Dibuya, e um anortosito (A77) da região SW. Os gnaisses (A49, A51, A58) da mesma sequência apresentam idades modelo T_{DM} acima de 1500 Ma e um $\epsilon_{Nd(1160)}$ com valores levemente negativos. Estes dados indicam a existência de mistura de diferentes fontes, e sugerem a presença de material crustal mais antigo que o Mesoproterozóico. Os valores de ϵ_{Nd} são indicadores de retrabalhamento crustal misturado possivelmente com material juvenil. As idades mistas encontradas nos zircões de uma destas amostras (A49) confirmam a possibilidade de importantes mistura de fontes com idades diferentes.

No caso do anortosito (A77), em geral os magmas relacionados com a gênese dos anortositos Proterozóicos apresentam importante derivação mantélica, mas em muitos casos são afetados por contaminação crustal por serem gerados em ambientes com embasamento continental preexistente (Ashwal, 1993, Corrigan e Hanmer, 1997). No presente trabalho não foi possível determinar a idade de formação deste anortosito, mas a coerência do padrão geocronológico regional, e a similaridade litoestratigráfica dos gnaisses encaixantes desse anortosito com as rochas de Dibuya sugerem que o anortosito corta este mesmo embasamento, e sua idade pode ser mais jovem que os supostos zircões detríticos mais antigos e mais velha que o

Unidade (Amostra).	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM} (Ga)	ϵ_{Nd} (O)	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T (Ma)
Gnaiss de Dibuya, A49.	19,940	84,283	0,1431	0,512214	1,785	-8,27	-0,33	1160
Gnaiss de Dibuya, A51.	10,747	41,708	0,1558	0,51239	1,875	-6,03	0,02	1160
Gnaiss de Dibuya, A58.	3,689	25,546	0,0873	0,511755	1,553	-17,23	-1,04	1160
Anortosito de Sevilla, A77.	0,194	1,310	0,0895	0,511865	1,445	-15,08	0,78	1160
Gnaiss de Jojoncito, Jojon-1	11,493	57,651	0,1205	0,511967	1,758	-13,09	-1,82	1160
Gnaiss de Bucaramanga, PCM-1105.	6,996	38,524	0,1098	0,511938	1,619	-13,65	-0,80	1160
Gnaiss de Bucaramanga, PCM-1178.	10,145	32,879	0,1866	0,512415	-4,34	-2,85		1160
Gnaiss do Nus, CC-1.	4,638	15,543	0,1804	0,512494	1,689; 1,699			230, 380
Xistos de Jaturuhu, A95.	6,019	31,351	0,1161	0,51211	1,453	-10,28		
Granodiorito de Siapana, Siap-1.	3,594	16,377	0,1327	0,512260	1,470	-7,37	-5,90	180

Tabela 3. Resultados Sm-Nd em rocha total obtidos nas diferentes unidades analisadas na pesquisa.

primeiro metamorfismo (1160-1250 Ma). Considerando esta idade o $\Sigma Nd_{(1160)}$ é de 0,70 o que indica que de fato poderia ter existido uma contaminação crustal, o que justificaria a idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 1445 Ma.

As idades modelo T_{DM} obtidas no Gnaiss de Dibuya, são semelhantes às do domínio SE do Granulito dos Mangos na região de Santa Marta (**Tabela 4**) (Restrepo-Pace et al., 1997, Ordoñez, 2001), mostrando a existência de uma coerência isotópica e geológica entre os dois segmentos.

Uma amostra do Gnaiss de Jojocito da região da Guajira (Jojon-1), também caracterizada por zircões com idades mistas, apresenta idade Sm-Nd T_{DM} de 1758 Ma, e um $\epsilon_{Nd(1160)}$ (aparente idade mínima de sedimentação) de -2,39. Estes valores são semelhantes aos obtidos no Gnaiss de Dibuya e no Granulito dos Mangos, o que, em conjunto com as semelhanças litológicas dos gnaisses e o marco regional, poderiam sugerir uma relação entre os domínios.

Do Gnaiss de Bucaramanga foram analisados um gnaiss biotítico, e dois gnaisses anfibólicos. O Gnaiss Biotítico (PCM-1105) apresenta uma idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 1619 Ma, com um ϵ_{Nd} calculado à possível idade máxima de sedimentação (1080) com valores negativos de -1,69. Esta idade é também mais antiga que as idades dos zircões, evidenciando mistura com fontes mais antigas. Um gabro hornblêndico (PCM-1178) apresenta valores de $\epsilon_{Nd(1160)}$ para uma idade mínima de intrusão relacionada com a sedimentação de -2,85. Este valor negativo para uma rocha máfica indica a presença de contaminação crustal ou um manto sublitosférico continental enriquecido (Wilson, 1989, Dickin, 1995). A associação com rochas metassedimentares formadas em um ambiente de reciclagem crustal, em um domínio com uma extensa história geológica, sugere que a gênese deste magmatismo está relacionada a um ambiente intracontinental. As idades Sm-Nd T_{DM} obtidas pelo Ordoñez (2001) na região NE no Gnaiss de Bucaramanga apresentam valores pouco mais antigos (1,81 e 1,74 Ga), e confirmam a existência de mistura de fontes, sempre mais antigas que as idades de formação das rochas em questão.

As rochas metassedimentares do Paleozóico Inferior desta região apresentam idades T_{DM} entre 1,61 Ga - 1,65 Ga (Restrepo-Pace, 1995) semelhantes com as obtidas nas unidades mais antigas, mostrando a aparente importância de processos de reciclagem na região.

Em geral as características isotópicas do Nd das unidades Proterozóicas analisadas na pesquisa, comparadas com os dados obtidos por outros autores na mesma região apresentam um intervalo de idades modelo e uma tendência evolutiva semelhante (**Figuras 51**), o que sugere afinidade isotópica e geológica.

Estes conjuntos poderiam ter uma história geológica associada a processos de evolução crustal com as mesmas características, em que as unidades teriam sido geradas com a participação de um embasamento com idades de residência crustal $\geq \sim 1,8$ Ga, e a mistura sucessiva com material juvenil. O ambiente tectônico seria ensialico, com a participação de embasamento antigo.

É importante considerar que a preservação de indicadores de fontes mais antigas no sistema Sm-Nd em relação ao zircão é consequência da inclusão da totalidade da rocha no primeiro sistema, tendo a probabilidade de incluir idades de componentes mais antigos não identificados pelo zircão (Dickin, 2000). Nos sedimentos se considera que os elementos de terras raras preservam principalmente em algumas argilas ou nos minerais pesados (Goldstein et al., 1997).

As conclusões e comparações estão limitadas pelo pequeno número de análises, e pelo caráter variável dos domínios sedimentares. Entretanto, na opinião do autor, é importante considerar para os Andes setentrionais a existência de um embasamento mais antigo que o Paleoproterozóico, associado à evolução das unidades e cujo material é eventualmente misturado com fontes Mesoproterozóicas, juvenis, de origem mantélica.

Unidade (Amostra).	Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{143}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	T_{DM} (Ga)	ϵ_{Nd} (hoje)	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T (Ma)
Granulito dos Mangos*	7,38	40,42	0,1104	0,51872	1,72	-14,94	-2,17	1160
Granulito dos Mangos**	5,18	22,52	0,1391	0,512290	1,52	-6,79	-1,74	1160
Granulito dos Mangos**	6,15	39,56	0,0940	0,511882	1,47	-14,75	0,45	1160
Granulito dos Mangos**	9,26	44,48	0,1259	0,511930	1,92	-13,81	-3,33	1160

Tabela 4. Dados existentes Sm-Nd em rochas Proterozóicas da Serra Nevada de Santa Marta, dados apresentados por outros autores no segmento SW. *Dados obtidos por Restrepo-Pace et al., 1997 no segmento SW do Granulito dos Mangos. **Dados obtidos por Ordoñez, 2001 no segmento SW do Granulito dos Mangos.

Figura 51. Linhas de evolução de Nd nas diferentes unidades Proterozóicas do Terreno Chibcha, em relação ao manto empobrecido (DePaolo, 1981). Gnaiss de Dibuya e Anortosito de Sevilla (dados obtidos na pesquisa), Granulito dos Mangos (Ordoñez, 1997, Restrepo-Pace et al., 1997), Gnaiss de Bucaramanga (* dados obtidos, ** Ordoñez, 2001), Flanco Leste da Cordilheira Central: -Milonitos do Vapor, Rochas do Higado- (Ordoñez, 1997, Restrepo-Pace, 1997).

5.3.2. Gnaiss do Nus (Cordilheira Central) e Formação Macuira (Península da Guajira)

Como foi indicado, estas duas unidades têm sido consideradas como parte de dois domínios geológicos diferentes, que têm como característica fundamental a posição ao W ou NVV do embasamento Proterozóico. A primeira é incluída no Terreno Tahamí, e a segunda é considerada uma extensão deste terreno (Toussaint 1995).

Para o Gnaiss do Nus (CC-1) os resultados obtidos apresentam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ bastante elevadas, com indicações da existência de um significativo fracionamento ($f_{\text{Sm/Nd}} = -0,05$), e desta maneira a T_{DM} calculada diretamente não tem significado. Este fracionamento teria relação com alguns dos processos metamórficos. Note-se que as rochas apresentam grandes conteúdos de apatita, mineral que pode fracionar as terras raras leves (Bingen et al., 1996, Ayres e Harris, 1997). Se for aceita esta possibilidade de fracionamento, foram calculadas idades modelo pelo estagio duplo segundo a equação proposta pelo DePaolo e Schubert (1991), que utiliza a idade do evento que gerou o fracionamento. Foram utilizadas como possíveis idades de Metamorfismo as épocas de 220 Ma e 380 Ma, que representariam as idades dos principais eventos no embasamento metamórfico do Terreno Tahamí (Restrepo et al., 1991, Ordoñez, 2001, Vinasco, 2001). Os resultados são próximos, com um T_{DM} de 1689 Ma. Isto parece indicar que algumas das fontes relacionadas com a sedimentação desta unidade têm idade mínima Mesoproterozóica.

Na região da Guajira foram analisados os xistos de Jaturuhú da Formação Macuira (A-95), e o Granodiorito de Siapana (Siap-1) que corta esta formação.

O xisto moscovítico apresenta idades Sm-Nd T_{DM} de 1470 Ma interpretada como uma idade média de mistura de fontes, mas que indica a presença de material Proterozóico.

O Granodiorito de Siapana apresenta uma idade modelo Sm-Nd de 1453 Ma e $\epsilon_{\text{Nd}} (167 \text{ Ma})$ de -5.90. A idade Jurássica deste granitóide foi obtida na presente pesquisa pelos métodos U/Pb e Ar/Ar, e portanto as idades Sm-Nd são interpretadas como idades médias de residência crustal (Arndt e Goldstein, 1987). Ao integrar as características do $\epsilon_{\text{Nd}} (167 \text{ Ma})$ que são claramente negativas e de afinidade crustal, com a identificação de heranças em zircões com idades Paleozóicas e Mesoproterozóicas, pode se considerar que a gênese deste granitóide teve relação com a fusão de materiais mais antigos. A idade Sm-Nd Mesoproterozóica é mais antiga que as idades dos zircões analisados, indicando a presença de crosta ainda mais velha que 1469 Ma.

5. 4. Ar-Ar em minerais separados

Como foi indicado na discussão da metodologia, a resolução temporal do método Ar-Ar está determinada pelas condições em que o argônio radiogênico pode ficar preso no sistema. Esta condição é usualmente simplificada como uma temperatura de fechamento, característica para cada mineral. No caso das unidades analisadas, a complexa sobreimposição de eventos, particularmente a existência de grandes batólitos Fanerozóicos, tem gerado a abertura do sistema isotópico, e portanto o registro temporal atingido corresponde em muitos dos casos a estes eventos termais mais jovens, ou simplesmente indica que a rocha foi afetada por uma perturbação termal. Em total foram realizadas 60 análises Ar-Ar em 20 amostras das diferentes unidades estudadas.

5.4.1. Gnaiss de Dibuya do Granulito dos Mangos

Um anfibólio e uma biotita da amostra A59 de anfibolito foram analisados, obtendo-se espectros de comportamento variável nos três grãos analisados de cada mineral

Os três grãos de anfibólio analisados apresentam padrões variáveis, sendo que dois deles apresentam certa coerência (Figura 52).

Em geral, nas primeiras etapas de desgaseificação, os conteúdos de Ar radiogênico são baixos, com idades aparentes mais jovens. Uma das análises atingiu uma idade plateau de $929,6 \pm 1,5$ em duas das etapas intermediárias, liberando mais de 70% do argônio radiogênico. Ao incluir as etapas finais, é obtido um pseudoplateau com idades próximas ao plateau das etapas anteriores, por volta de 930 Ma.

Um segundo cristal apresenta comportamento próximo ao anterior, sem atingir nenhum plateau. Enquanto que um terceiro grão apresenta comportamento totalmente diferente, com menores conteúdos de argônio radiogênico. Este último apresenta razões Ca/K diferentes, e sugere que sua idade mais jovem seria produto da mistura e contaminação com outra fase mineral de caráter potássico (Rex et al., 1993, Wartho, 1995). Na lamina delgada foram observados em alguns casos extensos intercrescimentos de anfibólio e biotita, o que permite suspeitar o fato de ter analisado um agregado mineral, com maior conteúdo de biotita.

As idades aparentes podem ser consideradas como mínimas, e o plateau de $929,6 \pm 1,5$, é coerente com o resfriamento ($450^\circ \pm 50^\circ \text{C}$) do evento metamórfico que foi datado em ~990 Ma pelo método U/Pb SHRIMP em zircão.

As biotitas da mesma amostra (A59) apresentam espectros irregulares, idades integradas entre 600 e 720 Ma. Uma das análises apresenta um pseudo-plateau a 700 Ma (**Figura 53**). Estes espectros poderiam estar relacionados com um evento termal que teria ocasionado perdas parciais de Ar radiogênico nas biotitas, mas que não teria afetado os anfibólios significativamente.

Outro gnaisse (A-49) coletado em um afloramento a 2 Km do primeiro, possui biotitas com espectros de desgaseificação heterogêneos, e idades integradas da ordem de 500-600 Ma, indicando que a amostra foi claramente afetada por eventos térmicos jovens (**Figura 54**). Esta amostra apresenta uma idade U/Pb SHRIMP em zircão de 990 Ma, e portanto os espectros devem ter relação com perdas parciais de argônio.

Do Anortosito de Sevilla foram analisados biotita e anfibólio. Estes minerais fazem parte de uma paragênese formada em condições de fácies xisto verde, sendo que o processo de cristalização poderia estar associado à hidratação dos minerais ferromagnesianos durante o metamorfismo retrogrado, ou a um evento hidrotermal posterior. A presença de veias de clorita e epidoto sugere que esta paragênese está relacionada com evento hidrotermal.

Os grãos de biotita apresentam espectros irregulares (**Figura 55**) que atingem idades plateau, nas etapas intermediárias, entre 50-70 Ma. Nas primeiras etapas apresentam erros muito altos, relacionados ao baixo conteúdo de argônio radiogênico. Os anfibólios apresentam espectros mais complexos (**Figura 56**), com as primeiras e últimas etapas caracterizadas por altas proporções de argônio radiogênico, relacionadas seguramente a argônio em excesso. Entendemos que as idades aparentes obtidas não têm significado. Acresce que as idades aparentes das biotitas são da mesma ordem que as idades do Plutão de Latal e o Plutão de Tuquirinquita (Tschanz et al., 1974) que se encontram próximos, intrusivos nessa unidade.

Figura 52. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Gnaiss de Dibuya (A59).

Figura 53. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Dibuya (A59).

Figura 54. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Dibuya (A49)

Figura 55. Espectros de desgaseificação da biotita, Anortosito (A77).

Figura 56. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Anortosito (A77).

5.4.2. Complexo Sevilla

Do xisto anfibólico A-28 foram analisados um anfibólio e uma biotita.

O espectros de Ar de dois anfibólios (**Figura 57**) definem plateaus em duas etapas intermediárias com idades próximas a 185 Ma. Um terceiro grão liberou a maior parte do gás é em uma etapa só, com uma idade de ~180 Ma (semelhante aos outros dois). Os três grãos de biotita (**Figura 58**) apresentam um padrão de escalonamento, com tendência a atingir plateaus ou pseudoplateaus com idades entre 67 Ma e 52 Ma. Este conjunto de características sugerem que um evento de aquecimento no Paleoceno-Eoceno pode ter gerado diferentes perdas de argônio na amostra A28, e o caráter variável do comportamento entre os grãos é produto de possíveis diferenças no tamanho dos cristais analisados.

Este padrão de idades em minerais com diferentes temperaturas de fechamento, caracterizado pela preservação de uma idade mais antiga nos anfibólios em relação às biotitas, sugerem a existência de um primeiro evento termal no Jurássico, e outro evento termal com aquecimento a temperaturas não muito superiores à temperatura de fechamento da biotita (300-350° C) no Eoceno, o que teria gerado as perdas do argônio radiogênico da biotita, sem afetar os

Figura 57. Espectros de desgaseificação da biotita, Complexo Sevilla (A28).

Figura 58. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Complexo Sevilla (A28).

anfibólitos. O evento mais Jovem registrado nas biotitas apesar dos erros e das variações interamostra, pode ser relacionado com o Batolito de Santa Marta de idade Paleocena-Eocena (Tschanz et al., 1974).

5.4.3. Gnaiss de Bucaramanga

Desta unidade foram analisadas 3 amostras de gnaisses, das quais foram separadas 3 biotitas e 2 anfibólitos. Em trabalhos anteriores, as idades obtidas em rochas desta unidade incluem uma idade K-Ar de 940 Ma (Ward et al., 1973), e algumas idades Ar-Ar que indicam significativas perturbações termais Jurássicas (Restrepo-Pace, 1995).

Os três grãos de biotita do gnaiss PCM-1105 (**Figura 59**) apresentam espectros de desgaseificação bem definidos, com uma estreita correlação entre a idade plateau, algum pseudoplateau, e a idade integrada em um intervalo entre 198 Ma e 201 Ma. Os plateaus são atingidos desde as primeiras fases de desgaseificação sugerindo que o sistema foi homogeneizado na sua totalidade, e que aparentemente não existe argônio em excesso.

O anfibólito e a biotita (**Figura 60,61**) de um gnaiss hornblêndico (PCM-815) forneceu uma coerência semelhante. As idades fornecidas são muito similares, tanto em biotita como em anfibólito, e estão no mesmo intervalo do Jurássico Superior, próximo de 200 Ma.

A amostra PCM-1102 apresenta anfibólitos e biotitas com espectros mais irregulares. Um dos grãos de anfibólito atinge um plateau a $212,7 \pm 0,5$ Ma (**Figura 62**), e os outros dois grãos apresentam algumas etapas de desgaseificação próximas a 200 Ma. As biotitas (**Figura 63**) fornecem idades aparentes mais jovens, com um grão definindo um plateau de $194,9 \pm 0,5$ Ma.

Considerando que o metamorfismo regional destas rochas é considerado Proterozóico, os dados obtidos estão relacionados com um aquecimento de idade Jurássica. A proximidade destas rochas com o Plutão de Páramo Rico, com idade U-Pb de 207 Ma (Dorr et al., 1995), relacionam diretamente o efeito termal deste magmatismo com a liberação total do Ar radiogênico das rochas do embasamento, e um aquecimento regional superior a $\sim 500^{\circ}$ C. As semelhanças entre as idades obtidas nos anfibólitos e nas biotitas da amostra PCM-815 sugerem que o embasamento estaria, no Jurássico, em um nível crustal profundo, com temperaturas $> 350^{\circ}$ C, e que o resfriamento teria sido rápido.

Figura 59. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Bucaramanga (PCM-1105).

Figura 60. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Bucaramanga (PCM-815).

Figura 61. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Gnaiss de Bucaramanga (PCM-815).

Figura 62. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Gnaiss de Bucaramanga (PCM-1102).

Figura 63. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Bucaramanga (PCM-1102).

5.4.4. Formação Macuira

Foram analisados três anfibólios e uma biotita do Gnaiss de Uray, uma moscovita dos xistos de Jaturuhú e uma biotita do Granodiorito de Siapana.

Entre os dados anteriores, dois anfibólios do Gnaiss de Uray apresentam idades K-Ar Jurássicas e Eocenas (Lockwood, 1966, Alvarez, 1967), e uma moscovita de um pegmatito possivelmente relacionado ao Granodiorito de Siapana apresentou uma idade Jurássica de 195 Ma (MacDonald, 1965).

Os três grãos de anfibólio do xisto A-83 (Figura 64) apresentam incrementos graduais entre 100 Ma e 200 Ma com padrões irregulares em cada um dos grãos. As etapas de maior liberação de argônio fornecem idades aparentes entre 200 Ma e 220 Ma, e as idades integradas resultam entre 160 e 210 Ma. Tais espectros escalonados são comuns em padrões de “difusão” relacionados a eventos termais gerados por corpos magmáticos (McDougall e Harrison, 1999), e as idades mais antigas poderiam ser consideradas idades mínimas.

Os três grãos de biotita (Figura 65) da mesma amostra apresentam espectros heterogêneos, também com escalonamento, e idades aparentes mais jovens. Um dos grãos atingiu um plateau a $79,0 \pm 0,5$ Ma. As diferenças nas características dos espectros podem

corresponder a diferentes tamanhos dos grãos, e à presença de alguma outra fase mineral (variações no Ca/K). Possivelmente, o padrão resultante seria devido a um evento termal mais jovem que teria perturbado parcialmente as biotitas, tentativamente atribuído ao Eoceno.

O anfibólio da amostra A-91 (**Figura 66**) apresenta um padrão semelhante aos da amostra A-83, sugerindo evolução térmica similar. As últimas etapas apresentam as idades aparentes mais antigas, entre 160 e 200 Ma.

A moscovita do xisto A-95 (**Figura 67**) apresenta espectros irregulares com significado geológico incerto. As idades integradas resultam entre 110 e 150 Ma.

Os três grãos de anfibólio do anfibolito A-99 (**Figura 68**) apresentam características de argônio em excesso nas primeiras etapas, e uma tendência a gerar pseudo-plateau por volta de 150-190 Ma. As idades integradas variam entre 170 Ma e 210 Ma. Estas características sugerem que o argônio do anfibólio foi liberado durante um evento termal Jurássico, possivelmente relacionado com o magmatismo responsável pela intrusão do Granodiorito de Siapana..

Uma biotita do granodiorito de Siapana (**Figura 69**) que corta a Formação Macuira apresenta espectros de desgaseificação relativamente homogêneos com idades plateau e idades integradas semelhantes por volta de 155-157 Ma. A coerência destas idades, a boa definição dos espectros, e a proximidade com a idade U/Pb SHRIMP obtida no zircão ($167 \pm 9,4$ Ma), permitem interpretar estas idades como relacionadas ao resfriamento do granitóide a temperaturas entre 300° e 350° C. A proximidade das idades aparentes entre o zircão e a biotita sugere que o resfriamento foi rápido.

Aparentemente os eventos Meso-Cenozóicos mais jovens, que afetaram as unidades do embasamento, aparentemente não afetaram o Granodiorito de Siapana, sugerindo que aqueles foram de caráter local.

Ao considerar o conjunto de dados geocronológicos, é possível supor que a evolução termal da Formação Macuira inclui diversos eventos termais, ocasionando perdas parciais de argônio. O evento melhor definido parece corresponder ao Jurássico Médio, associado com a intrusão do Batolito de Siapana (157 Ma). Eventos mais jovens estão registrados na biotita da amostra A-83, com idade máxima do Cretáceo Superior (~ 80 Ma).

Figura 64. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Gnaiss de Uray (A 83).

Figura 65. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Uray (A 83).

Figura 66. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Gnaiss de Uray (A-91)

Figura 67 Espectros de desgaseificação da moscovita, Xistos de Jaturuhi (A95)

Figura 68. Espectros de desgaseificação do anfibólio, Formação Macaira (A-99).

Figura 69. Espectros de desgaseificação da biotita, Granodiorito de Siapana (Siap-1).

5.4.5. Gnaiss de Nus

Desta unidade não existiam resultados de geocronologia até o momento, sendo que a sua posição temporal tem sido estabelecida com base em correlações regionais.

Uma idade Ar-Ar foi obtida em uma biotita (**Figura 70**), os resultados apresentam plateaus bem definidos desde a segunda etapa com idades entre 73 e 77 Ma. Levando em conta as relações estratigráficas da unidade, essas idades poderiam estar relacionadas com o aquecimento associado ao Batolito Antioqueño, um corpo plutônico que atinge uma área de 10.000 Km² na região setentrional da Cordilheira Central.

Figura 70. Espectros de desgaseificação da biotita, Gnaiss de Nus (CC-1).

5.4.6. Anfibolitos de El Vapor

Três cristais de porfiroclastos de anfibólio do anfibolito SL-1 foram analisados. O teor de K das amostras foi muito baixo, e a liberação de argônio radiogênico alcançou valores próximos ao background. Os espectros não definem idades plateau e as etapas correspondem a idades aparentes pouco precisas entre 300 e 440 Ma, e as idades integradas são do mesmo padrão. Com um dos grãos apresentando um valor de 600 Ma, indicando argônio em excesso (**Figura 71**).

Estes anfibolitos fazem parte de uma seqüência metamórfica coberta em discordância por uma seqüência sedimentar Ordoviciano também deformada (Feiniger et al., 1974). Com base em resultados Rb-Sr apresentados pelo Ordoñez (1997), é considerada como metamorfoseada a 880 Ma. As características dos espectros de Ar-Ar sugerem que um evento mais jovem de idade indeterminada, liberou parcialmente o argônio do sistema.

Figura 71. Espectros de degaseificação do anfibólio, Anfibolitos de El Vapor (SL-1)

6. CONSIDERAÇÕES TECTÔNICAS

Na análise das implicações tectônicas dos dados obtidos foi considerado essencial o registro cronológico dos eventos que podem constituir a base das correlações geológicas regionais, no Proterozóico, e também daqueles que podem ter relevância quanto ao problema da evolução Fanerozóica dos Andes Setentrionais.

6.1. Correlações entre os domínios Proterozóicos

Os dados geológicos e geocronológicos dos domínios Proterozóicos da região norte da Colômbia (Gnaiss de Dibuya, Gnaiss de Bucaramanga, Gnaiss de Jojoncito) apresentam uma série de características comuns, que permitem sugerir a existência de processos geológicos semelhantes, e uma cronologia comparável.

- 1- Características metamórficas (paragêneses, texturas, e geotermobarometria) que indicam condições de alto grau, de fácies anfibolito alto e transição à fácies granulito
2. Protólitos sedimentares, e presença em alguns casos de protólitos magmáticos máficos formados em ambientes tectônicos continentais.
3. Assinatura geoquímica (principalmente elementos das terras raras), relacionadas a materiais da crosta superior.
4. Características isotópicas (idades modelo Sm-Nd T_{DM} Meso e Paleoproterozóicas), e indicadores de Sr e Nd sugerindo protólitos crustais.
5. Padrão geocronológico U-Pb em zircão, indicando a existência de embasamento continental mais antigo.

Ao considerar com maior detalhe o registro geocronológico obtido em zircão (**Tabela 5**), é possível estabelecer com mais pormenores as semelhanças no caráter temporal dos processos.

Com efeito, a evolução metamórfica das unidades estudadas apresenta um caráter policíclico, com dois eventos metamórficos principais. A sistemática dos zircões do Gnaiss de Jojoncito, a integração dos dados de Sr e as datações U-Pb SHRIMP de Dibuya, e os dados do Gnaiss de Bucaramanga confirmam isto.

O primeiro evento está registrado entre 1140-1190 Ma, e encontra-se gravado na memória do zircão das diferentes unidades, e aparentemente no sistema rocha total Rb-Sr do Gnaiss de Dibuya. O segundo e último evento apresenta também idades próximas a 1000 Ma, confirmadas regionalmente por idades de 970 Sm-Nd em granada, e de 1000 U-Pb convencional em zircão em

outra exposição do Granulito dos Mangos (Restrepo-Pace et al., 1997, Ordoñez, 2001), e U/Pb em zircão de 900 ± 85 Ma também em outra localidade do Gnaiss de Bucaramanga.

Os dados acima permitem considerar estas exposições do embasamento como tendo uma evolução geológica comum, constituindo possivelmente um mesmo domínio tectonoestratigráfico ao longo das diferentes fases evolutivas. Um esquema preliminar de evolução temporal sugere uma evolução tectônica caracterizada pelo retrabalhamento de um embasamento continental mais antigo, e inclui os seguintes eventos:

1- 1220-1160 Ma: Geração de uma bacia sedimentar, provavelmente com magmatismo básico, recebendo detritos de diversas fontes (algumas delas magmáticas) com idades entre 1560 e 1220 Ma.

2- 1190-1160 Ma: Um primeiro evento metamórfico ocorre, podendo ter relação com um orógeno acrecional, ou com colisão continental.

3- 990-900 Ma: Novo metamorfismo, na fácies Anfibolito-Granulito que tem sido relacionado a uma possível colisão continental. As diferenças temporais nesse evento sugerem que os domínios poderiam estar em posições relativas diferentes, e que a deformação poderia ter migrado segundo um esquema de "pressure-point orogênese" (Gower, 2001).

UNIDADE	PROTOLITOS (Fontes)	METAMORFISMO (S)
Gnaiss de Dibuya	1374 ± 13 Ma	~1145 Ma, 990 Ma
Gnaiss de Bucaramanga	1550 Ma, 1465 Ma	1164-1112 Ma, 1060-864 Ma
Gnaiss de Jojuncito	1529 Ma, 1481 Ma, 1342 ± 25 Ma, 1236 ± 16 Ma	1160 Ma, 968 Ma

Tabela 5. Idades aparentes U/Pb SHRIMP das unidades do embasamento Proterozóico do Norte da Colômbia.

As características litoestratigráficas gerais, o Nd (T_{DM} entre 1450 Ma e 2100 Ma) e idades de metamorfismo ou resfriamento 900-1000 Ma dos segmentos de idade Proterozóica distribuídos ao longo dos Andes da Colômbia, apresentam características semelhantes (Kroonenberg, 1982, Ordoñez, 1997, 2002, Restrepo-Pace et al., 1997, Jimenez em preparação). As características isotópicas do Pb (Tosdal e Bettencourt, 1994, Ruiz et al., 1999) sugerem uma afinidade com o embasamento Proterozóico do Cráton Amazônico.

A importância destes domínios geocronológicos na região NW de América do Sul, principalmente da fase de evolução tectônica entre 1,0-1,2 Ga (registrado nos Maciços Andinos pelo SHRIMP) também pode se deduzir dos resultados geocronológicos U/Pb SHRIMP nos zircões detríticos do Rio Orinoco determinados por Goldstein et al (1997). Estes apresentam idades entre 1.0 e 2.1, com um importante grupo de idades < 1.6 Ga, em que um 25% das 49 análises estão no intervalo de 1.0-1.2 Ga (Goldstein et al., 1997). Como 99% da carga do Orinoco é derivada predominantemente da região Andina oriental (Johnson et al., 1991), e as fontes dos zircões mais antigos (> 1.6 Ga) têm uma clara correlação com as outras províncias do cráton, os zircões Mesoproterozóicos teriam que ser derivados principalmente do embasamento Andino localizado ao W (Cordilheira Oriental dos Andes da Colômbia -Terreno Chibcha-, e Andes de Mérida). Adicionalmente nos Andes de Mérida no Bloco Caparo, granitóides Paleozóicos apresentam heranças Mesoproterozóicas (Burkley, 1976).

6.2. Participação dos terrenos Colombianos na formação do Rodínia

A extensão e correlação global dos eventos orogênicos do final do Mesoproterozóico têm sido relacionados aos diferentes processos colisionais que aglutinaram as massas continentais no Supercontinente Rodínia (Hoffman, 1991). Temporalmente estes eventos orogênicos têm sido atribuídos ao intervalo entre 1200 Ma e 1000 Ma (Rivers, 1997, Hanmer, et al., 2000, Karlstrom et al., 2001).

O fato que os fragmentos de embasamento Colombianos estejam constituídos por unidades metamórficas de alto grau com idades Mesoproterozóicas, que podem se relacionar à história colisional da Rodínia, faz destes fragmentos elementos importantes nas reconstruções continentais. Unidades metamórficas de alto grau são um elemento fundamental nestas reconstruções, e sua formação e evolução está diretamente relacionada aos processos de colisão continental.

A Província de Grenville na Laurentia representa o orógeno mais representativo desta época, e inclui uma série de unidades metamórficas de alto grau associadas a uma série de

eventos colisionais sucessivos. Três pulsos orogênicos principais têm sido reconhecidos, a 1190-1140 Ma (Elzevirian), 1080-1020 Ma (Ottawan) e 1000-980 Ma (Rigolet) (Rivers, 1997, Hanmer et al., 2000). O significado do conjunto da atividade é ainda polêmica, alguns consideram que o primeiro pulso tem relação com colisões de caráter mais local (terrenos, arcos magmáticos), e somente os dois últimos pulsos têm relação com colisões continentais (McLelland, 1996, Wasteney et al., 1999, Gower, 2001, Karlstrom et al., 2001). Outros consideram os três pulsos orogênicos no contexto do mesmo processo de colisão continental (Rivers, 1997, Hanmer et al., 2000).

Por outro lado, nas reconstruções paleocontinentais inerentes à formação do Rodinia, para o final do Mesoproterozóico, a margem W do Cráton Amazônico teria interagido com Laurentia ao longo dos orógenos Sunsas e Grenville respectivamente, caracterizados por uma extensa evolução geotectônica entre 1200-1000 Ma (Hoffmann, 1991, Dalziel, 1992, Sadowsky e Bettencourt, 1996).

A evolução orogênica na margem SW do Cráton Amazônico (Província Sunsas-Aguapei) é ainda pouco esclarecida. Inclui a formação de uma série de bacias intracontinentais e de margem continental entre 1300 Ma e 1120 Ma (Litherland, 1988, Rizzotto, 1999, Tassinari et al., 2000, Santos, 2001), com atividade magmática contemporânea registrada em zircões detriticos de origem magmático 1215 ± 18 Ma e 1231 ± 14 Ma (Santos et al., 1999, 2001). Diferentes eventos orogênicos entre 1190-990 Ma modificaram esta margem continental (Tassinari et al., 2000, Scandolara, 2001).

Deformação e remobilização do embasamento ao longo de zonas de cisalhamento tem lugar entre 1190-1160 Ma (Bettencourt et al., 1996, Tohver et al., 2000). A inversão tectônica das bacias formadas ocorreu a 1100 Ma. Finalmente um segundo evento deformacional de caráter mais local aconteceu entre 995 ± 15 Ma (Luft et al., 2001, Rizzotto et al., 2001).

Ao W desta zona de deformação, o domínio orogênico Sunsas está caracterizado por um evento tectonomagmático de caráter sin-tectônico com idades de ~1000 Ma (Litherland et al., 1988), mas com uma dinâmica ainda pouco estudada.

A arquitetura orogênica entre os diferentes segmentos orogênicos sugere que o espessamento crustal não foi um elemento importante nos eventos colisionais orogênicos do SW da Amazônia (Tohver et al., 2002), caracterizada principalmente por um regime compressivo de caráter transpressional (Sadowsky e Bettencourt, 1996).

As considerações temporais da evolução metamórfica dos domínios Proterozóicos da Colômbia estão claramente contextualizadas dentro desta complexa evolução orogênica. O metamorfismo destes domínios apresenta condições de alto grau na fácies anfibolito alto e

granulito, o que sugere um importante espessamento crustal, e as características do metamorfismo de alguns segmentos da província de Grenville e os Apalaches na Laurentia também são semelhantes (McLelland et al., 1996, Sinha et al., 1996, Solari et al., em prelo).

Além disso, nos maciços da Colômbia a atividade tectônica apresenta indicações geocronológicas importantes (U/Pb SHRIMP) entre 1160-990 Ma, e tem sido a principal organizadora das características geológicas das unidades estudadas. Inclui um primeiro evento tectono-metamórfico a 1190-1140 Ma, e um segundo evento metamórfico de alto grau por volta de 1000 Ma, o que parece ser plenamente compatível com a evolução temporal do cinturão orogênico Grenville, em especial com os pulsos orogênicos Elzevirian e Rigolet. Em conclusão, os dados da presente pesquisa sugerem fortemente a correlação plena dos terrenos Mesoproterozóicos Colombianos com a evolução temporal do cinturão orogênico Grenville (**Figura 72**), e por tanto a sua participação nos episódios de aglutinação do Supercontinente de Rodinia, e seu posicionamento no núcleo colisional.

Figura 72. Uma das possíveis reconstruções da Rodinia (Weil et al., 1998), incluindo a posição dos domínios da Colômbia (COL), AM: Cráton Amazônico, BA: Báltica, RP: Cráton Rio da Plata, SF: Cráton de San Francisco, WA: Cráton África Ocidental, EA: Antártica Oriental, G: Groenlândia, I: Índia, C: Cráton do Congo, S: Cráton Siberiano, K: Cráton do Kalahari, A: Cráton Australiano. Os orógenos Grenvillianos se encontram ressaltados com pontos pretos.

6.3. Proveniência do material dos terrenos Colombianos

A melhor forma de avaliar a proveniência do material de origem sedimentar, consiste em comparar os eventos geocronológicos inerentes à herança registrada pelo zircão com o registro de províncias tectônicas vizinhas, procurando descobrir os indicadores temporais específicos que sejam característicos destes últimos (Mueller et al., 1994, Keppie et al., 1998, Friedl et al., 2000).

A seguinte análise inclui a revisão das características orogênicas temporais do final do Mesoproterozóico, e a comparação do registro geocronológico de zircões detríticos com as províncias tectônicas dos continentes próximos, procurando os indicadores da afinidade dos domínios, antes dos eventos colisionais ocorridos no período de 1200-1000 Ma..

A evolução orogênica das margens continentais da Amazônia, Laurentia e Báltica no final do Mesoproterozóico inclui uma série de eventos orogênicos com idades variáveis e significados diferentes, associados à configuração da Rodinia (Hofman, 1991).

Ao comparar as idades dos zircões detríticos dos paragneisses estudados na Colômbia, com o registro geocronológico do Cráton Amazônico, Laurentia e Báltica, que podem ter relação nas diferentes reconstruções continentais do Mesoproterozóico (Hoffman, 1991, Park, 1992, Weil et al., 1998, Torvisk, 2001), é possível sugerir alguma afinidade em relação aos protolitos destes paragneisses. Na **tabela 6** são apresentados os períodos de tempo para os que se tem registro nas rochas da Colômbia, e as características da evolução tectono-magmática das províncias maiores.

Existem algumas semelhanças no registro temporal dos principais eventos tectonomagmáticos dos terrenos colombianos com as massas cratônicas maiores. Por exemplo, a presença de atividade geológica entre 1500-1600 Ma sugere uma maior afinidade com os Cratons Amazônico e Báltico que com a Laurentia (Rivers, 1997, Davidson, 2000, Gower, 2001, Kahlstrom et al., 2001, Van Schmus, 2001), Entre 1190-1150 Ma o ambiente tectônico da Báltica é de caráter distensivo, contrastando com o metamorfismo e a deformação presente no Cráton Amazônico e sugerida nos maciços Andinos.

Estes dados, integrados como as características preliminares do Pb apresentados por Ruiz et al (1999) e Tosdal e Bettencourt (1994), sugerem que os domínios de embasamento dos Andes da Colômbia teriam sido formados pelo retrabalhamento de um embasamento com características semelhantes as das províncias Rio Negro Juruena e Rondônia-San Ignacio do Cráton Amazônico, tendo sido afetados durante os eventos orogênicos de finais do Mesoproterozóico, contemporâneos à formação da Rodínia.

IDADE (Ma)	AMAZÔNIA	LAURENTIA	BÁLTICA	MACIÇOS ESTUDADOS DA COLÔMBIA
1600-1500	Magmatismo de arco e intracratônico da Província Rio Negro-Juruena e Rondoniana-San Ignácio.	Hiato na atividade tectono-magmática.	Atividade magmática menos intensa.	Fontes, algumas delas magmáticas.
1400-1500	Magmatismo de arco na Província Rondoniana -San Ignácio.	Magmatismo de arco e intracratônico.	Magmatismo intracratônico de caráter local.	Fontes, algumas delas magmáticas.
1300-1400	Magmatismo e Metamorfismo Província Rondoniana -San Ignácio, magmatismo intra-placas Província Rio Negro-Juruena	Magmatismo de arco e bacias de retro-arco.	Magmatismo intracratônico de caráter local.	Fontes, algumas delas magmáticas.
1200-1300	Formação de diferentes bacias continentais (Sunsas-Aguapei-Nova Brasilândia), zircões detríticos.	Magmatismo de arco continental, formação aproximação de arcos intra-oceânicos.	Regime extensional e magmatismo intracratônico.	Fontes, algumas magmáticas.
1200-1140	Deformação (1190-1150 Ma) intracratônica ao longo de zonas de cisalhamento, zircões detríticos nas bacias.	Eventos colisionais, associados a orógenos acrecionais, ou início da colisão continental.	Regime extensional e magmatismo intracratônico.	Primeiro evento metamórfico.
1100-1140	Inversão tectônica das bacias, metamorfismo.	Hiato na atividade colisional, magmatismo em regime extensivo.	Metamorfismo (colisão?).	Não está definida precisamente.
1080-1030	Magmatismo intraplacas e regime extensivo.	Metamorfismo de alto grau, início de colisão continental.	Arco magmático.	Metamorfismo?
980-1000	Metamorfismo de caráter local em zonas de cisalhamento, magmatismo sintectônico.	Metamorfismo de caráter mais local.	Metamorfismo de alto grau.	Segundo evento metamórfico, provavelmente de alto grau.
900-980	Magmatismo associado a eventos extensionais.	Últimas fases deformacionais, colapso orogênico (magmatismo associado).	Últimas fases deformacionais, colapso orogênico (magmatismo associado).	Continuação metamorfismo, exumação.

Tabela 6. Registro temporal e características da evolução tectono-magmática dos domínios tectônicos da Colômbia e as províncias maiores (as fontes são citadas no texto).

A posição exata destes domínios não pode ser determinada com os dados disponíveis, mas é possível sugerir uma posição mais ao sul, na margem continental do Cráton Amazônico no Mesoproterozóico.

Com relação às evidências isotópicas para proveniência, as características do Nd, e as envolventes definidas pelos dados da Colômbia são compatíveis com as características das Províncias geocronológicas SW do Cráton Amazônico, mas também com o Grenville no Norte América. Por outro lado as características isotópicas do Pb obtidas em alguns domínios da Colômbia (Garzon e Granulito dos Mangos), apresentam características que não são compatíveis com a Laurentia, e que podem ter semelhanças com as características de alguns terrenos dos Apalaches, e com o embasamento das províncias SW do Cráton Amazônico (Tosdal e Bettencourt, 1994, Sinhá et al., 1996, Ruiz et al., 1999, Loewy et al., 2002).

As características geológicas e geocronológicas do embasamento Proterozóico ao sul da sutura de Ouachita no México apresentam uma evolução tectônica associada a protolitos com idades 1340-1400 Ma, um magmatismo de arco e rifte entre 1280 e 1110 Ma que contrasta com o fim desta atividade na Laurentia. Dois eventos metamórficos principais, um a 1100 Ma, e o último na fácies granulito entre 990-974 Ma (Ruiz e Patchett, 1988, Yañez, et al., 1991, Keppie e Ortega-Gutierrez, 1995, 1999, Ortega-Gutierrez et al., 1995, Solari et al., 1998, 1999, 2003, Lawlor et al., 1999, Ruiz et al., 1999, Weber e Kohler, 1999, Lopez et al., 2001, Keppie et al., 2003).

A litoestratigrafia, o metamorfismo de alto grau, a assinatura isotópica de Pb e Nd, e a presença de uma cobertura sedimentar do Paleozóico Inferior com faunas Gondwanicas, tem relacionado este domínio aos fragmentos Proterozóicos dos Andes, particularmente da Colômbia. Os dados obtidos nos maciços da Colômbia mostram a presença de fontes com idades comparáveis às dos protolitos da Oaxaquia (1374 ± 13 Ma, 1342 ± 25 Ma, 1236 ± 16 Ma), e um metamorfismo a ~990 Ma. As fontes mais antigas e os eventos entre 1140-1190 Ma por enquanto não têm contraparte na Oaxaquia. Um modelo de correlação e configuração tectônica entre estes dois domínios, deve considerar os anteriores elementos, e ter em conta que os domínios da Colômbia apresentam características de retrabalhamento continental, provavelmente afim com o Craton Amazônico. Ao considerar a abundância de protolitos ígneos na Oaxaquia, a mistura de fontes juvenis e antigas sugerida pelos isótopos de Pb e Nd (Lawlor et al., 1999, Weber e Kohler, 1999, Cameron et al., 2002 em Keppie et al., 2003), uma possível hipótese seria uma distribuição lateral em uma margem de tipo Andino localizada no Craton Amazônico, afetada finalmente por uma colisão posterior. Mas por enquanto fica claro que os dados não são suficientes.

6.4. Evolução Fanerozóica

Os domínios tectonoestratigráficos localizados ao ocidente e nor-ocidente do embasamento Proterozóico estão limitados por falhas ou lineamentos geológicos regionais. Estes domínios são considerados como parte do Terreno Tahamí caracterizado por uma história metamórfica Paleozóica e Triássica, e que somente teria sido acrescido à margem continental a leste no Cretáceo Superior (Restrepo e Toussaint, 1988, Toussaint, 1993).

Na região da Guajira, as rochas anfíbolíticas da Formação Macuira, localizadas ao NW das rochas Proterozóicas do Gnaiss de Jojoncito apresentam características litoestratigráficas e geoquímicas que sugerem que seus protolitos têm afinidade com um ambiente de arco magmático. Um granodiorito pos-tectônico (Granodiorito de Siapana) que corta este embasamento, apresenta idades de cristalização $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircão de $167 \pm 9,4$ Ma o que indica que a formação dos protolitos e o metamorfismo da Formação Macuira são Pré-Jurássicas. Anfíbolitos desta formação apresentam anfíbolios com idades Ar-Ar entre 160 e 210 Ma, com espectros de complexa perturbação termal, mas que sugerem uma idade mínima neste intervalo que poderia estar associada ao metamorfismo regional. As biotitas indicam a presença de uma perturbação termal provavelmente Cretácea.

Na memória isotópica e geocronológica do Granodiorito de Siapana ($\Sigma_{Nd} -5,90$ e herança de zircões mais antigos) aparecem indicadores de fontes crustais Proterozóicas e Paleozóicas (Tabela 7), que possivelmente teriam relação com o domínio tectônico em que se encaixa a intrusão.

As idades Mesoproterozóicas são importantes regionalmente, e encontram-se no Gnaiss de Jojoncito, na mesma região, e também em outras unidades do norte da Colômbia. Idades Paleozóicas (455 ± 10) são comuns nos granitóides do Terreno Cauçago-Tinaco da Cordilheira da Costa (que apresenta relações e características litoestratigráficas semelhantes), nos Andes de Mérida na Venezuela e no Maciço de Santander na Colômbia (Ave-Lallement e Sisson, 1993, Ertan et al., 1995, Burkley, 1976, Boinet et al., 1986).

As rochas do Complexo Sevilla na Serra Nevada de Santa Marta têm o mesmo problema das rochas da Guajira. O paragnaisse deste complexo apresenta zircões detríticos com idades Mesoproterozóicas, Neoproterozóicas e Cambrianas (Tabela 7), sugerindo que a formação dos protolitos sedimentares é mais jovem que o Cambriano. As idades Mesoproterozóicas são semelhantes às do embasamento Proterozóico do Granulito dos Mangos e o Gnaiss de Dibuya, localizado ao SE. Idades Neoproterozóicas são freqüentes na formação do Gondwana (Bonde et al., 1988, Keppie et al., 1998), sugerindo uma possível afinidade regional.

UNIDADE	IDADE U/Pb SHRIMP EM ZIRCÃO	INTERPRETAÇÃO
Granodiorito de Siapana	167 ± 9,4 Ma	Magmatismo
	455 ± 10 Ma, 870 ± 25 Ma, 1361 ± 25 Ma	Heranças, embasamento e encaixantes.
Gnaiss do Complexo Sevilla	1244 ± 23 Ma, 1185 ± 25 Ma, 987 ± 25 Ma, 732 ± 16 Ma, 614 ± 13 Ma, 529 ± 10 Ma.	Proveniência
Gnaiss do Nus	1424 ± 7 Ma, 1349 ± 10 Ma, 1195 ± 19 Ma, 999 ± 29 Ma.	Proveniência.

Tabela 7. Idades U/Pb SHRIMP das unidades representativas dos domínios Fanerozóicos estudados.

As semelhanças litoestratigráficas entre as rochas de Sevilla na Serra Nevada de Santa Marta e a Formação Macuira na Guajira têm sido sugeridas desde os primeiros trabalhos geológicos nestas regiões (Lockwood, 1967). Embora as idades das formações não possam ser resolvidas, o quadro geocronológico (fontes Mesoproterozóicas, idades Jurássicas para magmatismo intrusivo e metamorfismo regional), as relações estratigráficas da Formação Macuira com rochas Valangianas, e vulcano-sedimentares Triássicas (Alvarez, 1967, Geyer, 1973), o magmatismo Jurássico, as comparações com a Cordilheira da Costa, e a possível semelhança com a Formação Serra Nevada dos Andes de Mérida (Lockwood, 1967), sugerem que as duas unidades sejam relacionadas. Este domínio poderia ter o registro de uma evolução Paleozóica semelhante à que caracterizou o fechamento da Pangea, presente no embasamento dos Andes da Venezuela (Burkley, 1976, Marechal, 1982, Rowley e Pindell, 1989). A presença de um magmatismo Jurássico na região, e a existência do aparente embasamento do Paleozóico inferior, são elementos incompatíveis com o Terreno Tahamí, e afins à margem continental da América do Sul.

Por outro lado a posição atual destes domínios já no Caribe é consequência da tectônica dispersiva do Cenozóico (MacDonald e Opydike, 1972, Pindell, 1985).

O Gnaiss do Nus, na parte setentrional da Cordilheira Central, é incluído no Terreno Tahamí, e apresenta zircões com fontes Mesoproterozóicas (**Tabela 7**) que confirmam a importância da reciclagem de domínios crustais antigos. O evento termal a 75 Ma, registrado pelo

método Ar-Ar em biotita, coincide com as idades do Batolito Antioqueño (Restrepo e Toussiant, 1991), confirmando a situação deste domínio ao Terreno Tahamí, desde antes do Cretáceo.

A evolução tectônica da cadeia Andina se caracteriza pela formação de sucessivos arcos magmáticos continentais durante o Meso-Cenozóico, como consequência da subducção da placa Farallon e seus descendentes na margem continental Sul-Americana (Aspden et al., 1988, Toussaint e Restrepo, 1991). Nas regiões estudadas esta extensa atividade magmática está representada por grandes batolitos cálcio-alcalinos e rochas vulcânicas associadas (Tschanz et al., 1974, Ward et al., 1973, Alvarez, 1986, Dorr et al., 1995). A intrusão destas massas plutônicas têm gerado perturbações termais no embasamento continental mais antigo, sendo responsável pela liberação total ou parcial do argônio nas micas ou anfibólios destas unidades (**Tabela 8**). A presença e a ausência destes episódios magmáticos permite indiretamente situar o embasamento nas diferentes configurações tectônicas mais recentes.

O magmatismo Jurássico constitui um dos eventos regionais mais extensos e característicos na configuração da Cadeia Andina (Jaillard et al., 2000, Dickinson e Lawlor, 2001). Na Colômbia é responsável por extensas seqüências vulcânicas e grandes batolitos. Durante a presente pesquisa, este magmatismo Jurássico foi claramente identificado na região de Santander, em que gerou a perda total do argônio radiogênico nos minerais dos gnaisses e anfibolitos Mesoproterozóicos. O aquecimento atingiu mais de 400° C.

Na Santa Marta o embasamento Proterozóico também apresenta perturbações termais posteriores ao ~900 Ma, mas as perdas do argônio aparentemente foram apenas parciais. Os anfibolitos do Complexo Sevilla apresentaram idades plateau em anfibólio de cerca de 184 Ma, o que sugere que eles também foram modificados por um evento termal Jurássico. Na Guajira foi reconhecida claramente a presença de magmatismo Jurássico no Granodiorito de Siapana, que também ocasionou perdas de argônio em rochas do embasamento.

Aparentemente, em relação ao magmatismo Jurássico nos Andes do Norte, existem dois pulsos de atividade, um a ~200 Ma, representado no Maciço de Santander, mas também em parte na Serra Nevada de Santa Marta e no Equador (Tschanz et al., 1974, Dorr et al., 1996, Noble et al., 1997), e outro a 160 Ma, incluindo as rochas da Guajira e a margem oriental da Cordilheira Central (Aspden et al., 1987).

O magmatismo do Cretáceo Superior é comum aos domínios alóctones da Colômbia, já que a margem continental neste tempo experimentou uma extensa transgressão marinha, controlada somente por fatores eustáticos (Villamil, 1999). Na Cordilheira Central o Gnaiss de Nus (embasamento do Terreno Tahamí) como já foi indicado, apresentou idades em biotita concordantes com o extenso evento magmático do Cretáceo Superior.

UNIDADE	MINERAL	IDADE Ar/Ar	CARACTERISTICA
Gnaiss de Dibuya (Anfibolito). A59	Anfibólio	929,6 ± 1,5 Ma	Plateau.
Gnaiss de Dibuya (Anfibolito). A59	Biotita	600-700 Ma	Idades integradas e pseudoplateau.
Gnaiss de Dibuya (Gnaiss). A49	Biotita	516-559 Ma	Idades integradas.
Anortosito. A77	Biotita	54-69 Ma	Plateau?
Anortosito. A77	Anfibólio	35-45 Ma	Plateau, pouco gás.
Complexo Sevilla (Anfibolito). A 23	Anfibólio	184,4 ± 1,1 Ma 183,4 ± 1,1	Plateau
Complexo Sevilla (Anfibolito). A 23	Biotita	52-67 Ma	Plateau
Gnaiss de Bucaramanga (Gnaiss Biotítico). PCM-1105	Biotita	199,1 ± 0,3 Ma, 198,5 ± 0,3 Ma, 200,9 ± 0,6 Ma	Plateau
Gnaiss de Bucaramanga (Gnaiss Hornblêndico). PCM-815	Anfibólio	198,4 ± 1,6 Ma, 200,6 ± 0,6 Ma	Plateau
Gnaiss de Bucaramanga (Gnaiss Hornblêndico). PCM-815	Biotita	203,2 ± 0,8 Ma, 210 ± 0,6 Ma	Plateau
Gnaiss de Bucaramanga (Gnaiss Hornblêndico). PCM-1102	Anfibólio	180-212 Ma	Plateau e integradas.
Gnaiss de Bucaramanga (Gnaiss Hornblêndico). PCM-1102	Biotita	194,9 ± 0,5 Ma	Plateau
Formação Macuira (Xisto Anfibólico). A83	Anfibólio	200-220 Ma	Espectros escalonados, padrão de difusão.
Formação Macuira (Xisto Anfibólico). A83	Biotita	70-100 Ma, 79 ± 0,5 Ma.	Plateau, idades integradas.
Formação Macuira (Xisto Moscovítico). A95	Moscovita	115-150 Ma	Idades integradas.
Granodiorito de Siapana. Siap-1	Biotita	158,3 ± 0,4 Ma, 157,7 ± 0,4 Ma, e 155,5 ± 0,2 Ma	Idades plateau.
Gnaiss do Nus. CC-2	Biotita	75,03 ± 0,1 Ma, 72,8 ± 0,5 Ma, 77,0 ± 0,3 Ma	Plateau.
Anfibolitos de El Vapor	Anfibólio	320-440 Ma	Diferentes Etapas.

Tabela 8. Idades Ar-Ar das unidades analisadas durante a pesquisa.

No Eoceno, quando a totalidade dos domínios Pré-Mesozóicos faziam parte da margem continental, ocorre outro importante pulso magmático. Este magmatismo propiciou o aquecimento do embasamento (principalmente na Santa Marta), e ocasionou perdas de argônio nas biotitas do Complexo Sevilla, sem afetar os anfibólios da mesma rocha. Os anortositos são também afetados, e provavelmente um processo de alteração hidrotermal associado tenha gerado a sistemática dos anfibólios e as biotitas, com idades entre 44 e 64 Ma. Outras unidades não se mostram afetadas por este evento, indicando que a distribuição das anomalias termais são restritas.

BIBLIOGRAFIA

- AHALL, K. I., CONNELLY, J., 1998. Intermittent 1.53-1.13 Ga magmatism in western Baltica age constraints and correlations with a postulated supercontinent. *Precambrian Research*. 92, 1-20.
- AHALL, K. I., CONNELLY, J., BREWER, 2000. Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis? Correlation of 1.69-1.50 orogenic and inboard "anorogenic" events in the Baltic Shield. *Geology*. 28, 823-826.
- ALEMAN, A., RAMOS, V., 2000. The Northern Andes. 453-480 In Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz, A., Campos, D. A., Tectonic evolution of South America. P. 41-96
- ALMEIDA, M. E., FRAGA, L. M. B., AND MACAMBIRA, M. J. B., 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology. Extended abstracts*, 34-35.
- ALVARES, J., 1983. *Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los Intrusivos Granitoides Mesocenoicos*.
- ALVAREZ, W., 1967. *Geology of the Simarua and Carpintero area, Guajira Peninsula, Colombia*. Ph D. Thesis. Princeton University. 147 P
- ARNDT, N. T., GOLDSTEIN, S., 1987. Use and abuse of crust formation ages. *Geology*. 15. P. 893-895.
- ASHWALL, L. D., 1993. *Anorthosites*. Springer Verlag.
- ASHWALL, L. D., TUCKER, R. D., ZINNER, E., 1999. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 63, 2839-2851.
- ASPDEN, J. A., MCCOURT, W., BROOK, M., 1987. Geometrical control of the subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia. *Journal of The Geological Society*. 144. 893-905.
- ASPDEN, J. A., LITHERLAND, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*. 205, 187-204.
- ASPDEN, J. A., FORTEY, J. A., LITHERLAND, M., VIETRI, M., HARRISON, S. M., 1992a. Regional S-Type granites in the Ecuadorian Andes: possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*. 3, 123-132.
- ASPDEN, J. A., HARRISON, S. M., RUNDLE, C. C., 1992b. New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and the El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*. 6, 77-96.

- ASTINI, R. A., THOMAS, W. A., 1999. Origin and evolution of the Precordillera terrane of western Argentina: A drifted Laurentia orphan. In: Ramos, V. A, Keppie, J. D., eds., *Laurentia and Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper 336. 1-20.
- AVE LALLEMENT, H. G., 1997. Transpression, displacement partitioning, and exhumation in the eastern Caribbean/South American plate boundary zone. *Tectonics*. 16, 272-289.
- AVE LALLEMENT, H. G., Sisson, V. B., 1993. Caribbean-South American plate interactions: Constraints from the Cordillera de la Costa Belt, Venezuela. In: Pindell, J. L., Perkins, B. F., Ed., *Mesozoic and Early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: A context for hydrocarbon exploration*. Gulf Coast Section, SEPM Foundation. 13th Annual Research Conference: Houston, Texas. SEPM FOUNDATION. 211-219.
- AYERS, M., HARRIS, N., 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan Leucogranites. *Chemical Geology*. 139, 249-269.
- BANKS, P., 1975. Basement rocks bordering the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. In: Nairn, A. E., Stehli, F. G.: *The Ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and the Caribbean*. V. 3. P. 191
- BARAGAR, W. R. A, SCOATES, R. F. J., 1987. Volcanic geochemistry of the northern segments of the Circum-Superior Belt of the Canadian Shield. In: Pharaoh, T. C., Beckinsale, R. D., Rickard, D. T., *Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suites*. Geological Society Special Publication 33. 113-131.
- BECCALUVA, L., DIGIROLAMO, P., MACCIOTTA, G., MORRA, V., 1983. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. *Ophioliti*. 3, 307-323.
- BELLIZZIA, A, DENG, G., 1990. The Caribbean mountain system, northern South America; a summary. In: Deng, G., Case, J. E. editors, *The Caribbean region. The geology of North America*, Geological Society of America. 167-175.
- BELLIZZIA, A, PIMENTEL, N., 1994. Terreno Mérida: un cinturón alóctono Herciniano en la Cordillera de los Andes de Mérida. V. Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera em las cuencas subandinas. *Memoria*. 271-299.
- BENEDETTO, J. L., 1982. Las Unidades tectono-estratigráficas Paleozoicas del Norte de Sudamerica, Apalaches del Sur y Noroeste de Africa: comparación y discusion. V Congreso Latinoamericano de Geología. Buenos Aires. 1, 469-488.
- BENEDETTO, J. L., RAMIREZ, J., 1982. Las secuencias Neoprecambri-co-Eopaleozoicas Pericratónicas del Norte de Sudamérica y la relación con las cuencas del Noroeste de África. V Congreso Latinoamericano de Geología. Buenos Aires. 2, 411-425.

- BENJAMINI, C., SHAGAM, R., MENENDEZ, V., 1988. (Late?) Paleozoic age for the "Cretaceous" Tucutunemo Formation, northern Venezuela: Stratigraphic and tectonic implications. *Geology*. 15, 922-926.
- BERRY, W. B. N., WILDE, P., 1990. Graptolite biogeography; implications for palaeogeography and palaeoceanography. In: McKerrow, W. S., Scotese, Ch. R. editors, *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*. Memoir 12 Geological Society of London. 12; Pages 129-137. 1990.
- BERRY., CH., MOREL, E., MOJICA, J., VILLAROEL, C., 2000. Devonian plants from Colombia, with discussion of their geological and paleogeographical context. *Geological Magazine*. 137. 257-268.
- BETTENCOURT, J. S., ONSTOTT, T. C., DE JESUS, T., TEIXEIRA, W., 1996. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on Country Rocks from the Central Sector of the Rio Negro-Juruena Province, Southwest Amazonian Craton. *International Geology Review*. 38, 42-56
- BETTENCOURT, J. S., TOSDAL, R. M., LEITE, W. B., 1999. Mesoproterozoic rapakivi Granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil -I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*. 95. 41-67.
- BINGEN, B., VAN BREEMAN, O., 1998. Tectonic regimes and terranes boundaries in the High grade Sveconorwegian belt of SW Norway, inferred from U-Pb zircon geochronology and geochemical signature of augen gneiss suites. *Journal of the Geological Society*. 155, 143-154.
- BINGEN, B., AUSTRHEIM, H., WHITEHOUSE, 2001. Ilmenite as a source for Zirconium during high grade Metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of Western Norway and Implications for zircon Geochronology. 42, 355-375.
- BOND, G. C., Nickerson, P. A., Kominz, M. A., 1984. Breakup of a Supercontinent between 625 and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*. 70. 325-345.
- BOINET, T., BURGOIS, J., BELLON, H., TOUSSAINT, J. F., 1985. Age et repartition du magmatisme Premesozoïque des Andes de Colombia. *C. R. A Sc. Paris*. 300, II, 445-450.
- BORDORANO, O. L., 1992. El Cámbrico de Sudamerica. Em: Gutierrez-Marco, J. C., Saavedra, J, Rábano, I., *Paleozóico Inferior Iberoamericano*. 69-84.
- BORG, S. G., DEPAOLO D., 1994. Laurentia, Australia, and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent: from isotopic mapping. *Constraints Geology*: 22,. 307-310.

- BRIDGER, C., 1982. El Paleozóico Inferior de Colombia: una reevaluación en base a nuevos datos de campos. Tesis Universidad Nacional, Sede Bogotá. 280 p.
- BRITO NEVES, B. B., CAMPOS NETO, M. C., FUCK, R., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collages. *Episodes*. 22, 155-166.
- BROECKER, M., ENDERS, M., 2001. Unusual bulk-rock compositions in eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece); implications for U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*. 175; 3-4, Pages 581-603. 2001.
- BUCHER, K., FREY, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag. Berlin. 318 p.
- BURKLEY, L. A., 1976. Geochronology of the Central Venezuelan Andes. PhD. Thesis. Case Western Reserve University. 150 p.
- CASE, J. E., MACDONALD, W. D., 1973. Regional gravity anomalies and crustal structure in northern Colombia: *Geological Society of America Bulletin*. 84, 2905-2916.
- CASE, J. E., SHAGAM, R., GIEGENGACK, R. F., 1990. Geology of the Northern Andes; an overview. In: Dengo, G., Case, J. E. editors, *The Caribbean region. The geology of North America*, Geological Society of America. 177-200.
- CAWOOD, P. A., NEMCHIN, A. A., 2000. Provenance record of a drift basin: U/Pb ages of detrital zircons from the Perth Basin, Western Australia. *Sedimentary petrology*. 134, 209-234.
- CAWOOD, P., MCCAUSLAND, P. J., DUNNING, G. R., 2001. Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian margin in New Foundland. *Geological Society of America Bulletin*. 113, 443-453.
- COCKS, L. R. M., 2001. Ordovician and Silurian global geography. *Journal of the Geological Society of London*. 158, 197-210.
- COCKS, L. R. M., TORVISK, T. H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million Years ago: a faunal and paleomagnetic review. *Journal of the Geological Society of London*. 159, 631-644.
- COLLINS, W. J., 2002. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology*. 30, 535-558.
- CONNELLY, J. N., 2000. Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology. *Chemical Geology*. 172, 25-39.
- COOPER, M. A., ADISON, F. T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R. H., HAYWARD, A. B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. J., TABORDA, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and the Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*. 79, 1421-1443.

- CORDANI, U., GARCIA-JARPA, R., PIMENTEL DE BELLIZZIA, N., ETCHART, H., 1985. Comentarios sobre dataciones geocronológicas en la región de los Andes Centrales. VI Congreso Geológico Venezolano. Tomo III. 1571-1585.
- CORRIGAN, D., HANMER, S., 1997. Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: a product of convective thinning of the lithosphere?. *Geology* 25, 61-64.
- CULLERS, R. L., GRAF, J. L., 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust; intermediate and silicic rocks; ore petrogenesis. In: Henderson P. editor, *Rare earth element geochemistry. Developments in geochemistry*, Elsevier. 275-316.
- CULSHAW, N., DOSTAL, J., 1997. Sand bay gneiss association, Grenville Province, Ontario: a Grenvillian rift-(and -drift) assemblage stranded in the Central Gneiss Belt?. *Precambrian Research*. 85, 97-113.
- DA SILVA, L., HARTMAN, L., MCNAUGHTON, N., FLETCHER, I., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist*. 85, 649-667.
- DAHL, P. S., 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: A field-tested empirical model. *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 60, 3687-3700.
- DALZIEL, I. W., 1992. Antarctica: a tale of two supercontinents?. *Annual Review Earth And Planetary Sciences*. 20, 501-526.
- DALZIEL, I. W., 1994. Precambrian Scotland as a Laurentian-Gondwana link: Origin And significance of cratonic promontories. *Geology*. 22, 589-592.
- DALZIEL, I. W., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, and environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*. 109, 16-42.
- DASCH, L. E., 1982. U-Pb Geochronology of the Sierra de Perijá. PhD, Thesis. Case Western Reserve University. 163p.
- DAVIDSON, A. 2000. Rodinia assembly, Grenville Province, Canada. The 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro Brazil. Abstract. Vol. Rio de Janeiro, Geol Surv. Brazil (CD-ROM).
- DE PAOLO, D. J., 1988. Age dependence of the composition of continental crust: evidence from Nd isotopic variations in granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. 90, 263-271.
- DEPAOLO, D.J., A.M. LINN, AND G. SCHUBERT, 1991. The Continental Crustal Age Distribution: Methods of Determining Mantle Separation Ages From Sm-Nd Isotopic Data And Application To The Southwestern U.S: *J. Geophys. Res.*, v. 96, p. 2071-2088

- DICKIN, A. P., 1995. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press. 490 p.
- DICKIN, A. P., 2000. Crustal formation in the Grenville Province: Nd isotope evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 37, 165-181.
- DICKINSON, W. R., LAWLOR, T. F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of México. *Geological Society of America Bulletin*. 113, 1142-1160.
- DORR, W., GROSSER, J. R., RODRIGUEZ, G. I., 1995. Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*. 8, 187-194.
- 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*. 3, 71-84.
- ERDTMANN, B. E., 1998. Neoproterozoic to Ordovician/Silurian Baltica and Laurentia interaction with (Proto-) Gondwana: Critical review of macro- and microplate transfer models. *Acta Universitatis Carolinae*. 42, 409-418.
- ERDTMANN, B. E., 2000. Transfer mechanism of Peri-Proto-Gondwana basement terranes during the Early Paleozoic. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro-Brasil. Cd with abstracts.
- ERTAN, W. G., SISSON, V. B., AVÉ-LALLEMENT, 1995. Metamorphic and age constraints for the Cordillera de la Costa belt, Venezuela. *Geological Society of America Abstracts with programmes*. A-229.
- ESPEJO, A., ETCHART, H., CORDANI, U., KAWASHITA, K., 1980. Geocronología de intrusivas ácidas en la Sierra de Perijá, Venezuela. *Boletín Dirección, General de Minas y Geología*. XIV, 245-254.
- FAURE, G., 1986. Principles of Isotope geology. John Wiley & Sons. 589 p.
- FEININGER, T., BARRERO, D., CASTRO, N., 1972. Geología de la parte central de los Departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II B). *Boletín Geológico Ingeominas*. 20, 173 p.
- FEO-CODOECIDO, G., SMITH, F., ABOUD, N., DI GIACOMO, E., 1984. Basement Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos Basin. *Geological Society of America, Memoir* 162. 175-187.
- FERSHATER, G. B., 1990. An empirical plagioclase-hornblende barometer. 20-27.
- FORERO, A., 1967. Estratigrafía del precretácico en el flanco occidental de la Serranía de Perijá. *Geología Colombiana*. 7, 7-18.
- FORERO, A., 1970. El Paleozoico Superior del flanco oriental de la Cordillera Central. *Geología Colombiana*. 7, 139-144.

- FORERO-SUAREZ, A., 1986. Remanentes de la Provincia paleobiogeográfica Frasniano-Fameniano del Viejo Mundo de los Andes septentrionales: Geología Norandina, Colombia. 10, 35-38.
- FORERO-SUAREZ, A., 1990. The basement of the Eastern Cordillera, Colombia, allocthonous terrane in northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences*. 3, 141-151.
- FRIEDL, G., FINGER, F., MCNAUGHTON, N., FLETCHER, I., 2000. Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America-derived Gondwana fragments in Central Europe. *Geology*. 28, 1035-1038.
- GALVIS, J., 1979. Geología de la Amazonía Colombiana. *Boletín Geológico Ingeominas*. 22 (3), 3-86.
- GANNSE, A., 1955. Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Sudamerika): *Schweizer. Mineralog. U. Petrog. Mitt.*, 35, 209-279 (Tradução em Espanhol).
- GERALDES, M. C., VAN SCHMUS, R., CONDIE, K., BELL, S., TEIXEIRA, W., BABINSKY, M., 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Research*. 111, 91-128.
- GEYER, O., 1973. La Fauna de amonitas del perfil típico de la Formación Morrocoyal (Liasico Inferior). *I Congreso Colombiano de Geología. Memorias*. 111-134.
- GEYER, O., 1982. Comparaciones estratigráficas y faciales en el Triásico Norandino. *Geología Norandina*. 5, 27-31.
- GIL, F., 2000. Distribution of the rock mass condition in the add it tunnel of the La Merced quarry, Central Cordillera of the Colombian Andes. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro-Brasil. CD with abstracts.
- GIUNTA, G., BECCALUVA, L., COLTORTI, M., SIENA, F., VACCARO, C., 2002. The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolite units and kinematic evolution. *Lithos*. 63, 19-40.
- GOLDSTEIN, S. L., ARNDT, N. T., STALLARD, R. F., 1997. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sn-Nd isotopes in Orinoco river sediments. *Chemical Geology*. 139, 269-284.

- GOWER, C. F., 2001. Late Paleoproterozoic and Mesoproterozoic evolution of the Eastern Grenville Province and adjacent parts of Laurentia and broader implications. In: Bettencourt, J. S., Teixeira, W., Pacca, I. I. G., Geraldes, M. C., Sparrenberger, I. Editors. Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art. São Paulo-Brazil, August 10-12. Extended abstract volume. 60-63.
- GRAJALES-NISHIMURA, J. M., CENTENO-GARCIA, E., KE'PPIE, J. D., DOSTAL, J., 1999. Geochemistry of Paleozoic basalts from the Juchatengo complex of Southern México: Tectonic Implications. *Journal of South American Earth Sciences*. 12, 537-544.
- GRAUCH, R. I., 1978. Polymetamorphism of the Central Venezuelan Andes. *Memoria, Segundo congreso latinoamericano de geología*. Caracas Venezuela, 1973. Tomo V. 3529-3547.
- GROSSER, J. R., PROSSL, K. F., 1991. First evidence of Silurian in Colombia: Stratigraphical data from the Quetame Massif, Cordillera Oriental. *Journal of South American Earth Sciences*. 4, 139-157
- GUTSHER, M. A., MALAVIEILLE, J., LALLEMAND, S., COLLOT, J. Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin; impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*. 168, 255-270.
- HAMMARSTON, J. M., ZEN, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical geobarometer. *American Mineralogist*. 71, 1297-1313.
- HANMER, S., CORRIGAN, D., PEHRSSON, S., NADEAU, L., 2000. SW Grenville Province Canada: the case against post-1.4 Ga accretionary tectonics. *Tectonophysics*. 319, 33-51.
- HARRISON, J. V., 1930. The Magdalena Valley South América. *International Geological Congress, South Africa 1929*. 29, 399-409.
- HEAMAN, L., PARRISH, R., 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals. In: *Applications of radiogenic isotope systems to problems in geology; short course handbook 19*. P. 59-102.
- HOFFMAN, P. A., 1991. Did the birth of North America turn Gondwana inside out?. *Science*. 252, 1409-1411.
- HOSKIN, P. W. O., BLACK, L. P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of metamorphic petrology*. 18, 423-439.
- HUGHES, R., PILATASIG, L. F., 2002. Cretaceous and tertiary terrane accretion in the Cordillera occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*. 345, 29-48.
- HOLLAND, T., BLUNDY, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 116. 433-447.

- HOLLISTER, L. S., GRISSOM, G. C., PETERS, E. K., STOWELL, H. H., SISSON, V. B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*. 72, 231-239.
- ISOPLOT v. 2.49. Ex. Version. 2002. Tool for processing geochronological data, available by request from the author: Ken Ludwig, Berkley Geochronological Research Center.
- JAILLARD, E., SOLER, P., CARLIER, G., MOURIER, T., 1990. Geodynamic evolution of the Northern Andes and Central Andes during early to middle Mesozoic times. *Journal of the Geological Society of London*. 147, 1009-1022.
- JANVIER, P., VILLAROEL, C., 1998. Los peces Devónicos del Macizo de Floresta (Boyacá, Colombia). Consideraciones taxonómicas, bioestratigráficas, biogeográficas y ambientales. *Geología Colombiana*. 23, 3-19.
- JOHNSSON, M. J., 1991. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *Geological Society of America Bulletin*. 103, 1622-1647.
- JOHNSON, M., RUTHERFORD, M., 1989. Experimental calibration of the aluminum- in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*. 17, 837-841.
- KAY, S.M., S. ORRELL, AND J.M. ABBRUZZI, 1996, Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the basement of the Precordillera in Argentina, *Journal of Geology*, v. 104, p. 637-648.
- KELLOG, J. N., 1984. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins. *Geological Society of America. Memoir* 162. 239-261.
- KELLOG, J. N., BONINI, W. E., 1982. Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics*. 1, 251-276.
- KERR, A. C., MARRINER, F., TARNEY, J., NIVIA, A, SAUNDERS, A, D, THIRLWALL, M. F., SINTON, W., 1997. Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: Elemental, Chronological and Sr-Nd isotopic constraints on Petrogenesis. *Journal of Petrology*. 38, 677-702
- KERR A.C.; ASPDEN J.A.; TARNEY J.; PILATASIG L. F., 2002. The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*. 159, 577-594.
- KEPPIE, J. D., ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1995. Provenance of Mexican Terrones: isotopic constraints. *International Geology Review*. 37, 813-824.

- KEPPIE, J. D., DOSTAL, J., 1998. Terrane transfer between eastern Laurentia and northwestern Gondwana: the place of the Teplá-Barrandian, Bohemian Massif. *Acta Universitatis Carolinae*. 42, 447-450.
- KEPPIE, J. D., DAVIS, D. W., KROGH, T. E., 1998. U-Pb geochronological constraints on Precambrian stratified unist in the Avalon Composite terrane of Nova Scotia, Canada: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Scinece*. 35, 222-236.
- KEPPIE, J. D., ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1999. Middle American Precambrian basement: A missing piece of the reconstructed 1-Ga orogen. In: Ramos, V. A, Keppie, J. D., eds., *Laurentia and Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper 336. P183-198
- KEPPIE, J. D., RAMOS, V., 1999. Odyssey of terranes in the lapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. In: Ramos, V. A, Keppie, J. D., eds., *Laurentia and Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper 336. 267-276
- KEPPIE, J. D., DOSTAL, J., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., LOPEZ, R., 2001. A Grenvillian arc on The margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*. 112, 165-181.
- KEPPIE, J. D., DOSTAL, J., CAMERON, K. L., SOLARI, L. A., ORTEGA-GUTIERREZ, F., LOPEZ, R., 2003. Geochronology and Geochemistry of Grenvillian Igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*. 120, 365-389
- KHARLSTROM, K. E., AHALL, K-I, HARLAN, S., WILLIAMS, M. L., MCLELLAND, J., GEISSMAN, J. W., 2001. Long-lived (1.80-1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambran Research*. 111, 5-30.
- KOVACH, A., HURLEY, P., FAIRBAIRN, W., 1977. Rb-Sr whole rock dating of metamorphic events in the Iglesias Complex, Venezuelan Andes. *Journal of Geology*. 85: 372-377.
- KOVISARS, L., 1971. Geology of a Portion of the North-Central Venezuelan Andes. *Geological Society of America Bulletin*. 82: 3111-3138
- KROGH, T. E., KAMO, S. L., SHARPTON, V. L., MARIN, L. E., HILDERBRAND, A. R., 1993. U/Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta of the Chicxulub crater. *Nature*. 366: 731-734.
- KROONEMBERG, S., 1982. A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and Its relations to the Guiana Shield: *Geologie en Mijnbouw*, v. 61. P. 325-333

- KROONEMBERG, 2000. La colisión continental entre Amazonía e Laurentia 1100 Ma atrás. Resúmenes reunión sobre la Geología Colombiana del Precámbrico. Ingeominas Bogotá. www.ingomin.gov.co (reuniones)
- LAWLOR, P. J., ORTEGA-GUTIERREZ, F., CAMERON, K. L., OCHOA-CARAMILLO, H., LOPEZ, R., SAMPSON, D. E., 1999. U-Pb geochronology, geochemistry and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*. 94, 73-99
- LEAKE, B. E., 1964. The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. *Journal of petrology*. 5, 238-254.
- LEAKE B. E., E 22 AUTORES MAIS, 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*. 35, 219-246.
- LI, X. H., SUN, M., WEI, G. -J, LIU, Y., LEE, C. -Y., MALPAS, J., 2000. Geochemical and Sm-Nd isotopic study of amphibolites in the Cathaysia Block, southeastern China, evidence for an extremely depleted mantle in the Paleoproterozoic. *Precambrian Research*. 102, 251-262.
- LITTLERLAND, M., ANNELLS, R. N., DARBYSHIRE, D. P. F., FLETCHER, C. J. N., HAWKINS, M. P., KLINCK, B. A., MITCHELL, W. I., O'CONNOR, E. A, PITFIELD, P. E., J., POWER, G., WEBB, B. C., 1989. The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research*. 43, 157-174.
- LITTLERLAND, M., ASPDEN, J. A, JAMEILITA, R. A, 1994. The metamorphic belts of Ecuador. *British geological Survey. Overseas Memoir* 11. 153 p.
- LOCKWOOD, J. P., 1966. Geology of the Serranía de Jarara área. Guajira Península, Colombia. Ph D. Thesis. Princeton University. 237p.
- LOEWY, S., CONNELLY, J., DALZIEL, I., GOWER, CH., 2001. The Arequipa-Antofalla Block (AAB): An orphaned Crustal Block. Geological Society of America Annual Meeting. Abstracts with Programmes.
- LOEWY, S. L., CONNELLY, J. N., DALZIEL, I. W.D., 2002. Pb isotopes as a correlation tool to constrain Rodinia reconstruction. Geological Society of America Annual Meeting. Abstracts. Paper 245-2.
- LOPEZ, R, CAMERON, K. L., JONES, N. W., 2001. Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian research*. 107, 195-214.

- LUFT, J. L., RIZZOTTO, G., CHEMALE, F., LIMA, E. F., 2001. Structural framework of Sunsas Belt in the Nova Brasilândia Region, SW Amazonian Craton. In: Bettencourt, J. S., Teixeira, W., Pacca, I. I. G., Geraldés, M. C., Sparrenberger, I. editors. Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art. São Paulo-Brazil, August 10-12. Extended abstract volume. 110-113.
- MACDONALD, W. D., 1964. Geology of the Serranía de Macuira Area, Guajira Península, Colombia. Unpublished Ph. D. Thesis, Princeton University.
- MACDONALD, W., HURLEY, P. M., 1969. Precambrian Gneisses from Northern Colombia, South America. Geological Society of America Bulletin. V. 80. P. 1867-1872
- MACDONALD, W., DOOLAN, B., CORDANI, U., 1971. Cretaceous-Early Tertiary metamorphic age values from the South Caribbean. Geological Society of America Bulletin. 82. 1381-1388.
- MACDONALD, W., OPYDIKE, N. D., 1972. Tectonic rotations suggested by paleomagnetic results from northern Colombia, South America. Journal of geophysical Research. 77. 5720-5730.
- MACDONALD, W., OPYDIKE, 1984. Jurassic paleomagnetic directions from the Santa Marta Massif, Colombia: Implications to paleogeography and tectonics. Geological Society of America Memoir 162.
- MARECHAL, P., 1983. Les témoins de chaîne Hercynienne dans le noyau ancien des Andes de Mérida (Venezuela): structure et évolution tectonometamorphique. Tesis. Université de Bretagne Occidentale. 176 p.
- MAZE, W. B., 1984. Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá 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. 263-286.
- MCCOURT, W. J., ASPDEN, J. A., BROOK, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. Journal of the Geological Society of London. 141, 831-845.
- MCDUGALL, I., HARRISON, T. M., 1999. Geochronology and thermochronology by the Ar/Ar method. Oxford University Press. 269 p.
- MCLELLAND, J., DALY, S., MCLELLAND, J. M., 1996. The Grenville Orogenic Cycle (ca. 1350-1000 Ma): an Adirondack perspective. 265, 1-28.
- MCLELLAND, J., HAMILTON, M., SELLECK, B., MCLELLAND, J. M., WALKER, D., ORELL, S., 2001. Zircon U-Pb Geochronology. Of the Ottawa Orogeny, Adirondack Highlands, New York: Regional and tectonic implications. Precambrian Research. 109, 39-72.

- MCLENNAN, S. M., 1986. Rare earth elements in sedimentary rock: influence of provenance and sedimentary processes. *Min. Soc. Am. Annual Reviews*. V. 21, 169-200.
- MCLENNAN, S. M., HEMMING, S., MCDANIEL, D. K., HANSON, G. N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M. J., Basu, A., Ed., *Processes Controlling Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America Special Paper 284. 21-40.
- MESHEDE, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*. 56, 207-218.
- MEZGER, K., KROGSTAD, E. J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An Evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*. 17, 127-140.
- MOJICA, J., VILLAROEL, C., 1984. Contribución al conocimiento de las unidades Paleozóicas del área de Floresta (Cordillera Oriental, Colombia, Departamento de Boyacá) y en especial de la Formación Cuiche. *Geología Colombiana*, 13. 55-79.
- MOJICA, J., VILLAROEL, C., 1990. Sobre la distribución y fácies del Paleozóico Inferior sedimentario en el extremo NW de Sudamerica. *Geología Colombiana*. 17, 219-226.
- MOJICA, J., VILLAROEL, C., MACIA, C., 1987. Nuevos afloramientos fosilíferos del Ordoviciano Medio (Fm el Hgado) al oeste de Tarquí, Valle Superior del Magdalena (Huila, Colombia). *Geologia Colombiana*. 16, 95-97.
- MORI, P. E., REEVES, S., TEIXEIRA, C., HAUKKA, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociencias, Sao Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*. 29, 441-446.
- MUELLER P. A., HEATHERINGTON, A. L., WOODEN, J. L., SHUSTER, R. D., NUTMAN, A. P., WILLIAMS, I. S., 1994. Precambrian zircons from the Florida basement: A Gondwanan connection. *Geology*. 22, 119-122.
- MURPHY, J. B., STRACHAN, R. A., NANCE, R. D., PARKER, K. D., FOWLER, M. B., 2000. Proto-Avalonian A 1.2-1.0 Ga tectonothermal event and constraints for the evolution of Rodinia. *Geology*. V. 28. P. 1071-1074
- NANCE, D., MURPHY, B., 1994. Contrasting basement isotopic signatures and the palinspatic restoration of the peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology*. 22, 617-620.
- NANCE, R. D., THOMPSON, M. D., 1996. Avalonian and related Peri-Gondwanan terranes of the Circum-North Atlantic. Geological Society of America, Special Paper, 304.

- NAVARRO, M. S., ULBRICH, H. H. G. J., ANDRADE, S., JANASI, V. A., 2002. Adaptation of ICP-OES routine determination techniques for the analysis of rare earth elements by chromatographic separation in geologic materials: tests with references materials and granitic rocks. *Journal of Alloys and Compounds*. 344, 40-45
- NOBLE, S. R., ASPDEN, J. A, JEMELITA, R., 1997. Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constrinst from Ecuador. *Geological Society of America Bullettin*, 109, 789-798.
- NUTMAN, A., 2000. Lectures on Zirconology, Notes. November. Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, unpublished manuscript.
- ORDOÑEZ, O, 1997. O Precambriano na parte norte da Cordilheira Central dos Andes Colombianos. Tesse de mestrado Universidade de Brasilia.
- ORDOÑEZ, O., 2001. Caracterização isotópica Rb-Sr e Sm-Nd dos principais eventos magmáticos nos Andes Colombianos. Tesse de Doutorado Universidade de Brasilia. 197 p
- ORDOÑEZ, O, PIMENTEL, M. M., DE MORAES, R., RESTREPO, J. J., 1999. Rocas Grenvillianas en la región de Puerto Berrio-Antioquia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 23, 225-232.
- ORDOÑEZ, O, PIMENTEL, M., 2002. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study of the Puquí complex, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. 15, 175-182.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., RUIZ, F., CENTENO-GARCIA, E., 1995. Oaxaquia -a Proterozoic microcontinent- accreted to North America during Late Paleozoic. *Geology*. 23, 1127-1130.
- PAN, Y., FLEET, M. E., 1996. Rare earth element mobility during prograde granulite facies metamorphism: signiificance of fluorine. *Contribution to mineralogy and petrology*. 123, 251-262.
- PARK, R. G., 1992. Plate Kinematic history of Baltica during the Middle to Late Proterozoic: A model. *Geology*. 20, 725-728.
- PASSHIER, C. W., THROUW, R. A, 1996. *Microtectonics*. Springer. 288p. PATCHETT, P. J., RUIZ, J., 1987. Nd isotopic ages of crustal formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 96. 523-528.
- PATCHETT, P. J., RUIZ, J., 1989. Nd Isotope and the origin of Grenville-Age rocks in Texas: implications for Proterozoic evolution of the United States Mid Continent region. *Journal of Geology*. 97, 685-695.

- PAYOLLA, B. L., BETTENCOURT, J. S., KOZUCH, M., LEITE, W. B., FETTER, A. H., VAN SCHMUS, W. R., 2002. Geologic evolution of the basement rocks in east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd constraints. *Precambrian Research*. 119, 141-169.
- PEARCE, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, S., editor, *Orogenic andesites and related rocks*. Wiley. 525-548.
- PEARCE, J., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J., *Continental basalts and mantle xenoliths*. 230-249.
- PIDGEON, R. T., 1992. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon; some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 110, 463-472.
- PIMENTEL DE BELLIZZIA, N.; BELLIZZIA, A., ULLOA, C., 1992. Paleozóico inferior: una síntesis del Noroeste de América del Sur: Venezuela, Colombia y Ecuador. *Mem. Conf. Internac. Paleozoico*. Inf. De Ibero-América, Univ. De Extremadura, España, p. 203-224.
- PINDELL, J. L., 1984. Alleghanian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*. 4, 1-39.
- PINDELL, J.L., 1993, Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, in S.K. Donovan and T.A. Jackson (eds.), *University of the West Indies Publisher's Association. Caribbean Geology: An Introduction*, 13-39,
- PINDELL, J. L., BARRET, S. F., 1990. Geological evolution of the caribbean region: A plate tectonic perspective. In: Dengo, G., Case, J. E., Ed. *The Caribbean Region (The Geology of North America, vol. H)*. Geological Society of America, Boulder, CO. 339-374.
- PINDELL, J., LORCAN, K., BARRET, S., 2000. Kinematics a key to unlocking plays. *AAPG Explorer*. 21, 14-17.
- POLLER, U., HUTH, J., HOPPE, P., WILLIAMS, 2001. REE, U, Th, and HF distribution in Zircon from western Carpathian Variscan granitoids combined cathodoluminescence and ion microprobe study. *American Journal of Science*. 301, 858-876.
- PRIEM, N. H. A., BOELRIJK, A. I. M., HEBEDA, E. H., VERDURMEN, TH., VERSHURE, 1973. Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie Metamorphic episode in the Precambrian Basement of Suriname. *Geological Society of America Bulletin*. 82, 1667-1680.
- PRIEM, H. N. A., ANDRIESSEN, P. A. M., BOELRIJK, A. I. M., DE BOORDER, H., HEBEDA, E. H., HUGUETT, A., VERDURMEN, E. A. TH., VERSCHURE, R. H., 1982. Geochronology of the Precambrian in the Amazonas region of southeastern Colombia (Western Guiana shield). *Geologie en Mijnbouw*. 229-242.

- PRIEM, H. N. A., BEETS, D. J., E. A. TH., 1986. Precambrian rocks in an Early Tertiary conglomerate in Bonaire, Netherlands Antilles (southern Caribbean Borderland): evidence for a 300 Km eastward displacement relative to the South American mainland?. *Geologie en Mijnbouw*. 65, 35-40.
- PRIEM, H. N. A., KROONEMBERG, S. B., BEOLRIJK. N. A I. M., HEBEDA, E. H., 1989. Rb-Sr and K-Ar evidence of 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzon-Santa Marta granulitic belt in the Colombian Andes. *Precambrian Research*. V. 42. P. 315-324
- RABE, 1977. Zur Stratigraphie des ostandinen Raumes von Kolumbien. *Giessner Geologische Schriften*. Resumo em Ingles. 223p.
- RAMOS, V., BASEI, M., 1997. Gondwanan, Perigondwanan, and exotic terranes of southern South America. *South American Symposium of isotope geology*. Abstracts. 250-252.
- RAMOS, V., ALEMAN, A, 2000. Tectonic evolution of the Andes. In Cordani, U., Milani, E. Z., Thomas Filho, Campos, D. A: *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress. P.453-480
- RESTREPO, J., TOUSSAINT, J. J., 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episode*. 11, 189-193.
- RESTREPO, J. J., TOUSSAINT, J. F., GONZALEZ, H., CORDANI, U., KAWASHITA, K., LINARES, E., PATRICIA, C., 1991. Precisiones geocronológicas sobre el occidente Colombiano. *Simposio sobre magmatismo andino y su marco tectónico*. Manizales. 1, 1-21.
- RESTREPO-PACE, P., 1995. Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new Geochronological, Geochemical and isotopic data. University of Arizona PhD Thesis. Unpublished. 195p.
- RESTREPO-PACE, P. A, RUIZ, J., GEHRELS, G., COSCA, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth Planetary Science Letters*, 150. P. 427-441.
- REX, D. C., GUISE, P. G., WARTHO, J. -A., 1993. Disturbed ^{40}Ar - ^{39}Ar spectra for hornblendes: Thermal loss or contamination. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*. 103, 271-281.
- REYNAUD, C., JAILLARD, E., LAPIERRE, H., MAMBERT, M., MASCLE, G. H., 1999. Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*. 307, 235-254.
- RIVERS, T., 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, V. 86. P. 117-154

- RIZZOTTO, E. F., LIMA, E. F., CHEMALE JR., F., 2001. Geologia do Grupo Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia: acreção continental e implicações geotectônicas. Em: Reis, N. J., Soares-Moneteiro, M., Coordenadores. Contribuições à geologia da Amazônia. V. 2, 349-448.
- ROLDAN, J. 1993. Contribución al conocimiento tectónico de la cordillera Central de los Andes Colombianos. in: VI congreso colombiano de geología Medellín 767-784.
- ROWLEY, D. B., PINDELL, J. L., 1989. End Paleozoic-Early Mesozoic western Pangean reconstruction and its implications for the distribution of Precambrian and Paleozoic rocks around Meso-Cenozoic. *Precambrian Research*. 42, 411-444.
- RUIZ, J., PATCHETT, J., ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic Basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*. 100, 274, 281.
- RUIZ, J., TOSDAL, R. M., RESTREPO, P. A, MURILLO-MUÑETON, G., 1999. Pb Isotope evidence for Colombian-southern Mexico connections in the Proterozoic, In Ramos, V. A, Keppie, J. D., eds., *Laurentia and Gondwana Connections before Pangea*. GSA Special Paper 336. P183-198
- SADOWSKY, G. R., BETTENCOURT, J. S., 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*. 76, 213-227.
- SAMSON, S. D., D'LEMONS, R. S., 1999, A precise late Neoproterozoic U-Pb zircon age for the syntectonic Perelle quartz diorite, Guernsey, Channel Islands, UK. *Journal of the Geological Society, London*. V. 156. P. 47-54
- SANTOS, J., RIZZOTTO, HARTMANN, L., MCNAUGHTON, F., FLETCHER, I., 1999. Duas orogêneses principais no sudeste do Cráton Amazônico: evidências através de datações U-Pb em zircão (SHRIMP). *Memórias VI Simpósio da Geologia da Amazônia*. P. 506-509.
- SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E., GROVES, I. D., MCNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R., 2000. A new understanding of the provinces of Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*. 3, 489-506.
- SANTOS, J., RIZZOTTO, HARTMANN, L., MCNAUGHTON, F., FLETCHER, I., 2001. Ages of sedimentary basins related to the Sunsas and Juruena Orogenesis, Southwest Amazon Craton established by zircon U-Pb geochronology. In: Bettencourt, J. S., Teixeira, W., Pacca, I. I. G., Geraldies, M. C., Sparrenberger, I. editors. *Workshop On the Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art*. São Paulo-Brazil, August 10-12. Extended abstract volume. 114-118.

- SANTOS, J. O. S., RIZZOTTO, G. A., POTTER, P. E., HARTMANN, L. A., EASTON, R. M., MCNAUGHTON, N. J., 2002. The Sunsas orogenic cycle in western Amazon Craton, South America and Correlation to the Grenville Cycle of Laurentia, Based on U-Pb isotopic study of detrital and Igneous zircons. Congresso Brasileiro de Geologia. P. 335
- SATO, K., TASSINARI, C., KAWASHITA, K., PETRONILHO, L., 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IGc/USP e suas Aplicações. *Annais Academia Brasileira de Ciências*. 67, 313-335.
- SATO, K., 1998. Evolução cristal da Plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. Tese de Doutorado. Instituto Geociências Universidade de São Paulo.
- SAWYER, E. W., 1987. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology*. 28, 445-473.
- SAWYER, E. W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Phys. Chem. Earth (A)*. 24, 269-279.
- SCANDOLLARA, J. E., RIZZOTTO, G. J., AMORIN, J. L., CUADROS, M. L. E. S., BAHIA, R. B. C., 2001. Em: Reis, N. J., Soares-Moneteiro, M., Coordenadores. Contribuições à geologia da Amazônia. V. 2, 259-340.
- SCHAFFER, J., GROSSER, G., RODRIGUEZ, G., 1997. Proterozoic Formación Silgara, Cordillera Oriental Colombia: metamorphism and geochemistry of amphibolites. *Zbl. Geol. Palaont. Teil I. H. 3-6*, 531-546
- SCHALTEGGER, U., FANNING, C.M., GUNTHER, D., MAURIN, J. C., SCHULMANN, K., GEBAUER, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contribution Mineralogy Petrology*. 134, 186-201.
- STEWART, J. H., BLODGETT, R. B., BOUCOT, A. J., CARTER, J. L., LOPEZ, R., 1999. Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico. In Ramos V. A, Keppie, J. D. Laurentia-Gondwana connections before Pangea. *Geological Society of America Special Paper* 336. 227-252.
- STRACHAN, R. A, NANCE, R. D., DALLMEYER, R. D., D'LEMONS, J. B., MURPHY, WATT, G. R., 1996. Late Precambrian tectonothermal evolution of the Malvern Complex. *Journal of the Geological Society, London*. V. 153. P. 589-600
- SCHMIDT, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution to mineralogy and petrology*. 110 (23), 304-310.

- SEAMAN, S. J., SCHERER, E. E., WOBUS, R. AM ZIMMER, J. H., SALES, G. J., 1999. Late Silurian volcanism in coastal Maine: The Cranberry Island series. *Geological Society of America Bulletin*. 11, 686-708.
- SEDLOCK, R. L., ORTEGA-GUTIERREZ, F., SPEED, R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. *Geological Society of America Special Paper* 278. 28-34
- SEYLER, M., PAQUETTE, J-L., CULENEER, G., KIENAST, J-R., LOUBET, M., 1998. Magmatic Underplating, Metamorphic Evolution, and Ductile Shearing in a Mesozoic Lower Crustal-Upper Mantle Unit (Tinaquillo, Venezuela) of the Caribbean Belt. *Journal of Geology*. 106, 35-58.
- SHAGAM, R., 1972. The Northern termination of the Andes. In: Nair, A. M., Sthli, F. G., *The Ocean basins and margins*, v. 3. Gulf of Mexico and the Caribbean. 326-419.
- SILVA, L. C., HARTMANN, L. A., MCNAUGHTON, N., FLETCHER, I., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terrane, southern Brazil. *American Mineralogist*. 85, 649-667.
- SINHA, A. K., HOGAN, J. P., PARKS, J., 1996. Lead isotope mapping of crustal reservoirs within the Grenville Superterrane: I. Central and Southern Appalachians. In: Basu, A., Hart, S., Ed. *Earth Processes, Reading the Isotopic Code*. *Geophysical Monograph* 95, 293-306.
- SMITH, C. A., SISSON, V. B., AVÉ LALLEMANT, H. G., 1999. Two contrasting pressure temperature-time paths in the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela: Possible evidence for Late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean. *Geological Society of America Bulletin*: Vol. 111, No. 6, pp. 831-848.
- SOLARI, L. A., LOPEZ, R., CAMERON, K., ORTEGA-GUTIERREZ, F., KEPPIE, D., 1998. Reconnaissance U/Pb geochronology and common Pb isotopes of the northern part of the ~1 Ga Oaxacan Complex. *Geophysical Union. Fall Meeting* 79 (45) F931.
- SOLARI, L. A., KEPPIE, J. D., ORTEGA-GUTIERREZ, F., CAMERON, K. L., LOPEZ, R., HAMES, E., em prelo. 990 Ma and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*.
- SOUZA, G., FRAGOSO-CESAR, A R., 1994. The Aguapí basin (Southeast Amazonia): A Grenvillian age alaucogen. *Memórias 38º Congresso Brasileiro de Geologia*. 207-209.
- STEINER, M. B., WALKER, J. D., 1996. Late Silurian plutons in Yucatan. *Journal of Geophysical Research*. 101: 17,727-17,735.
- STERN, R. A, 1998. High resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope ratios in minerals. In L. J. Cabri and D. J. Vaughan (editors): *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series* 27, 241-268.

- STÖCKHERT, B., MARESCH, W. V., BRIK, M., KAISER, C., TOETZ, A., KLUGE, R., KRÜCKHANS-LUEDER, G., 1995. Crustal history of Margarita Island (Venezuela) in detail: Constraint on the Caribbean plate-tectonic scenario. 23, 787–790.
- TABOADA, A., RIVERO, L., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, OLAYA, J., RIVERA, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subduction and intracontinental deformation (Colômbia). *Tectonics*. 19, 787-813.
- TASSINARI, C. G., BETTENCOURT, J. S., GERALDES, M. C., MACAMBIRA, LAFON, J. M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz, A., Campos, D. A., *Tectonic evolution of South America*. P. 41-96
- TATSUMI, Y., EGGINS, S., 1995. Subduction zone magmatism. Blackwell Science. 211p.
- TAYLOR, S. R., MCLENNAN, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Science. 312 p.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C. C. G., SZÁBO, G. J., MONDIM, M., SATO, K., SANTOS, A. P., SISO, C. S., 1999. Sm-Nd Constraints on protolith age of the Archean Imataca Complex, Venezuela. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas. 136-138.
- TERA, F., WASSERBURG, G. F., 1974. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in Lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. 14, 281-304.
- TOHVER, E., VAN DER PLUJIM, B. A., SCANDOLARA, J., GERALDES, M., 2000. Rodinia and the Amazonia-Laurentia connection: preliminary d-p-t-t results in Western Brazil. *Geological Society of America Annual Meeting*. Abstract 50469.
- TOHVER, E., VAN DER PLUJIM, B. A., VAN DER VOO, R., RIZZOTTO, G., SCANDOLARA, J. E., 2002. Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*. 199, 185-200.
- TORQUATO, J. R., KAWASHITA, K., 1994. Geocronologia Nuclear, Capítulo V, O método Rb/Sr. *Revista de Geologia*. 7, 91-124.
- TORSVIK, T. H., CARTER, L. M., ASHWAL, L. D., BHUSHAN, S. K., PANDIT, M. K., JAMTVEIT, B., 2001. Rodinia refined or obscured: paleomagnetism of the Malani igneous suite (NW India). *Precambrian Research*. 108, 319-33
- TOSDAL, R. M., BETTENCOURT, J. S., 1994. U-Pb zircon and Pb isotopic compositions of Middle Proterozoic Rondonian Massifs, southwestern margin of the Amazon Craton, Brazil 7º Congreso Geológico Chileno. Actas. V. II, 1538-1541.
- TOSDAL, R. M., 1996. The Amazon-Laurentian connection as viewed from the Middle Proterozoic rocks in the Central Andes, Western Bolivia and northern Chile. *Tectonics*. 15. N. 4. P. 827-842

- TOUSSAINT, J. F., 1993. Evolución geológica de Colombia. Precámbrico–Paleozóico. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 129 p.
- TOUSSAINT, J. F., 1994. Evolución geológica de Colombia. Triásico–Jurásico. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 94 p.
- TOUSSAINT, J. F., 1996. Evolución geológica de Colombia. Cretácico. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 277 p.
- TOUSSAINT, J. F., RESTREPO, J. J., 1989. Acreciones sucesivas en Colombia: Un Nuevo modelo de evolución geológica. V. Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga. V. 1, 135-150.
- TOUSSAINT, J. F., RESTREPO, J. J., 1991. El magmatismo en el marco de la evolución geológica de Colombia. Simposio sobre magmatismo andino y su marco tectónico, Manizales. Memoria. 1, 135-150.
- TRENKAMP, R., KELLOGG, J. N., FREYMUELLER, J. T., MORA, H. P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. 15, 157-171.
- TSCHANZ, C. M., JIMENO, A., CRUZ, J. 1969. Geology of the Santa Marta area (Colombia). Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras, Informe 1829. 288 p. deformation (Colombia). Tectonics. 19, 787-813.
- TSCHANZ, C. M., MARVIN, R. F., CRUZ, J., 1974. Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta area, Colombia. Geological Society of America Bulletin. 85, 273-284.
- TSCHOPP, H. J., 1956. Upper Amazon Basin geological province. In: Handbook of South American Geology. Geological Society of America Memoir 65. 253-267.
- VABRA, G., BEBAUER, D., SCHMID, R., COMPSTON, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. Contributions to Mineralogy and Petrology. 122, 337-358.
- VABRA, G., SCHMID, R., GEBAUER, D., 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). Contributions to Mineralogy and Petrology. 134, 380-404.
- VAN SCHMUS, W. R., 2001. Late Paleoproterozoic to early Neoproterozoic to early Neoproterozoic orogenesis in southern Laurentia and possible correlations with SW Amazonian Craton. In: Bettencourt, J. S., Teixeira, W., Pacca, I. G., Gerald, M. C., Sparrenberger, I. (Eds.). Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art. Workshop Extended Abstracts, São Paulo, Brazil, University of São Paulo. 100-104.

- VASCONCELOS, P. M., ONOE, A T., KAWASHITA, K. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, June 2002, vol.74, no.2, p.297-342.
- VELEZ, M. I., VILLAROEL, C., 1993. La Fauna de Trilobites de la Formación El Hígado (Ordoviciano Medio), Aflorante en la Serranía de las Minas (Huila—Colombia). VI Congreso Colombiano de Geología. Memorias, Tomo II. 169-180
- VERNON, R. H., 2000. Review of Microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*. 4:5
- VILLA, I., 1997. Isotopic Closure. *Terra Nova*. 10, 42-47.
- VILLAMIL, T., 1999. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and Western Venezuela. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 153, 239-275
- VILLAROEL, C., MACIA, C., BRIEVA, J., 1997. Formación Venado, nueva unidad estratigráfica del Ordovícico Colombiano. *Geología Colombiana*. 22. 41-49.
- VINASCO, C. J., 2001. A utilização da metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para o estudo de reativações tectônicas em zonas de cisalhamento. Paradigma: O Falhamento de Romeral nos Andes Centrais da Colômbia. Dissertação de Mestrados, Instituto de Geociências Universidade de São Paulo. 85 p.
- VINASCO, C. J., CORDANI, U. G., VASCONCELOS, P., 2001. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates in the Central Cordillera of Colômbia: Evidence for na Upper Triassic Regional Tectonomagmatic Event. III South American Symposium on Isotope Geology, Chile. ACTAS-CDR
- VOLKERT, R. A., 2001. Mesoproterozoic megacrystic amphibolites, New Jersey Highlands: petrogenesis and tectonic implications. Geological Society of America Annual Meeting. Paper No. 35-0
- WALKER, K. R., JOPLIN, G., A., LOVERING, J. F., GREEN, R., 1960. Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and line-magnesia sediments of the Precambrian of northwestern Queensland. *Journal of the Geological Society of Australia*. 6, 149-178.
- WARD, D. E., GOLDSMITH, R., CRUZ, J., 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico Ingeominas*. 21. 132 pp.
- WARTHON, J-S., 1995. Apparent argon diffusive loss $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra in amphiboles. *Earth and Planetary Science Letters*. 134, 393-407.

- WASTENEYS, H, MCLELLAND, J., LUMBERS, S., 1999. Precise zircon geochronology in the Adirondacks Lowlands and implications for revising plate-tectonic models of the Central Metasedimentary belt and Adirondack Mountains, Grenville Province, Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 36, 967-984.
- WEIL, A., B., VAN DER VOO, R., MAC NICOAILL, C., MEERT, J. G., 1998. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*. 154, 13-24.
- WEBER, B., KÖHLER, H., 1999. Sm-Nd, Rb-S and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*. V. 96. P. 245-262
- WETHERHILL, G. W., 1956. Discordant uranium-lead ages. *Transactions American Geophysical Union*. 37, 320-326.
- WHITTINGTON, H. B., HUGES, 1972. Ordovician Geography and faunal province deduced from trilobite distribution. *Philosophical Transactions, Royal Society of London*. 263, 235-279.
- WILLIAMS, I., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion microprobe. In: McKibben, M. A, Shanks, III, W. C., Ridley, W. I., *Applications of microanalytical technique to understanding mineralizing processes. Review in Economic Geology*. 7.1-35.
- WILLIAMS, I. S., CLAESSEON, 1986. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides; 2, Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to mineralogy and petrology*. 97, 205-217.
- WILLIAMS, I. S., BUICK, I. S., CARTWRIGHT, 1996. An extended episode of Early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *Journal of Metamorphic Petrology*. 14, 29-47.
- WILSON, M., 1989. *Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach*. Kluwer Academic Publishers. 466 p.
- WINCHESTER, J. A., FLOYD, P. A., 1977. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. 28, 459-469.
- YÁÑEZ, P., RUIZ, J., PATCHETT, J. P., ORTEGA-GUTIERREZ, 1991. Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. V. 103. P. 817-828.
- YAVAFUZ, F., 1999. A revised program for microprobe-derived amphibole analysis using IMA rules. *Computers & Geosciences*. 25. 909-927.

YOUNG, G. C., MOODY, J. M., CASAS, J. E., 2000. New Discoveries of Devonian Vertebrates from South America, and implication for Gondwana-Euroamerica contact. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris. Sciences de la Terre et des planets.* 331, 755-761.

ANEXO 1

LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS

MUESTRA #	UNIDADE	ROCHA	LOCALIZAÇÃO		REGIÃO
			N	W	
19	Complexo Sevilla	Gnaiss	11°15'43"	73°35'29"	Estrada Santa Marta-Rioacha
28	Complexo Sevilla	Xistos anfibólico com biotita	11°15'29"	73°37'24"	Estrada Santa Marta-Rioacha
43	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°12'50"	73°15'55"	Rio Jerez
44	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°12'50"	73°15'55"	Rio Jerez
45	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°12'50"	73°15'55"	Rio Jerez
46	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°12'50"	73°15'55"	Rio Jerez
47	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°12'50"	73°15'55"	Rio Jerez
48	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°12'50"	73°15'55"	Rio Jerez
49	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°12'50"	73°15'55"	Rio Jerez
50	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°12'50"	73°15'55"	Rio Jerez
51	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°15'51"	73°16'04"	Rio Jerez
53	Gnaiss de Dibuya	Anfibolito	11°15'51"	73°16'04"	Rio Jerez
54	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°15'51"	73°16'04"	Rio Jerez
55	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°15'51"	73°16'04"	Rio Jerez
56	Gnaiss de Dibuya	Anfibolito	11°15'51"	73°16'04"	Rio Jerez
58	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°15'51"	73°16'04"	Rio Jerez
59	Gnaiss de Dibuya	Anfibolito	11°15'51"	73°16'04"	Rio Jerez
60	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°15'51"	73°16'04"	Rio Jerez
66	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss	11°15'51"	73°16'04"	Rio Jerez
77	Gnaiss de Dibuya	Anortositas	10°44'49"	74°04'49"	Rio Sevilla
81	Gnaiss de Uray	Xistos anfibólico	12°06'21"	71°25'36"	Magnalipa
82	Gnaiss de Uray	Xistos anfibólico	12°06'21"	71°25'36"	Magnalipa
83	Gnaiss de Uray	Xistos anfibólico	12°06'21"	71°25'36"	Magnalipa
88	Gnaiss de Uray	Xistos anfibólico	12°06'24"	71°25'36"	Magnalipa
91	Gnaiss de Uray	Xistos anfibólico	12°06'24"	71°25'36"	Magnalipa
97	Gnaiss de Uray	Xistos anfibólico	11°55'12"	72°01'46"	Jojoncito
99	Gnaiss de Uray	Anfibolito	11°55'12"	72°01'46"	Jojoncito
95	Xistos de Jaturuhu	Xisto Moscovítico	12°07'13"	71°25'48"	Ampaagu

LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS

MUESTRA #	UNIDADE	ROCHA	LOCALIZAÇÃO		REGIÃO
			N	W	
Jojon-1	Gnaiss de Jojuncito	Gnaiss	11°52'24"	72°00'99"	Jojuncito
Siap-1	Granodiorito de Siapana	Granodiorito	12°04'29"	71°32'16"	Siapana
PCM-815	Gnaiss de Bucaramanga	Gnaiss anfíbólico com bitota	7°18'24"	72°53'31"	Berlin
PCM-1105	Gnaiss de Bucaramanga	Gnaiss Biotítico	7°18'8"	72°05'42"	Berlin
PCM-1102	Gnaiss de Bucaramanga	Gnaiss anfíbólico com bitota	7°21'49"	72°53'53"	Berlin
PCM-1178	Gnaiss de Bucaramanga	Gnaiss Hornblêndico	7°21'49"	72°53'54"	Berlin
CC-2	Gnaiss do Nus	Gnaiss Biotítico	6°29'48"	74°46'21"	Estrada San Jose del Nus-Puerto
CC-1	Gnaiss do Nus	Gnaiss Biotítico	6°29'48"	74°46'21"	Estrada San Jose del Nus-Puerto
SL-1	Anfibolitos do Vapor	Anfibolito	6°37'11"	74°35'43"	Rio Cupina

ANEXO 2

TABELA DE DADOS E CÁLCULOS DA QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBÓLIOS E O PLAGIOCLÁSIO (GNAISSE DE DIBUYA)

Anfibólio	A59-6-I	A69-6-B	A59-7-I	A59-7-B	A59-8-I	A59-8-B
SiO ₂	41,17	41,51	41,27	41,37	41,50	41,44
TiO ₂	1,65	1,50	2,13	1,43	1,75	2,00
Al ₂ O ₃	11,86	12,06	12,08	12,41	11,86	11,50
FeO	15,92	15,70	15,79	15,57	16,36	15,51
MnO	0,23	0,22	0,27	0,25	0,26	0,31
MgO	11,15	11,06	10,82	10,97	11,12	11,19
CaO	10,82	11,26	11,03	11,19	10,80	10,86
Na ₂ O	2,07	1,97	1,92	1,99	1,99	1,95
K ₂ O	1,66	1,62	1,75	1,62	1,66	1,57
F	1,33	1,11	1,34	1,55	1,54	1,51
Cl	0,16	0,19	0,18	0,19	0,20	0,19
TOTAL	98,02	98,20	98,58	98,54	99,05	98,03
Si	6,50	6,37	6,33	6,47	6,46	6,47
Al	2,05	2,20	2,18	2,23	2,04	2,04
Al/Si	0,32	0,35	0,34	0,34	0,32	0,32
Calcificação	Pargasita	Tschermakite	Tschermakite	Pargasita	Pargasita	Pargasita
Hammarstom e Zen (1986)	6,41	7,12	7,06	7,30	6,35	6,36
Johnson e Rutherford (1989)	5,23	5,83	5,77	5,97	5,18	5,19
Hollister et al., (1982)	6,82	7,62	7,55	7,82	6,76	6,77
Schmidt (1992)	6,77	7,44	7,38	7,60	6,71	6,72
Anderson e Smith (1995)	5,82	6,47	6,38	6,60	5,77	5,77
A e B Holland e Blundy (1994) (6,4 Kb)	821, 809	854, 737	791, 784	781, 762	813, 813	789, 791
A e B Holland e Blundy (1994) (7,6 Kb)	811, 813	844, 741	783, 789	776, 768	803, 817	780, 796
Plagioclásio	A59-6-I	A69-6-B	A59-7-I	A59-7-B	A59-8-I	A59-8-B
Si	10,56	10,73	10,80	10,81	10,71	10,83
Al	5,34	5,30	5,23	5,21	5,25	5,15
Ab	64,49	66,88	69,52	68,55	65,23	68,87
An	34,16	32,51	29,94	30,13	33,19	30,41
Or.	1,35	0,61	0,54	1,32	1,58	0,92
Al/Si	0,51	0,49	0,48	0,48	0,49	0,48
(Al/SiP)/(Al/SiAnf)	1,60	1,43	1,41	1,40	1,55	1,51

TABELA DE DADOS E CÁLCULOS DA QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBÓLIOS E O PLAGIOCLÁSIO (GNAISSE DE DIBUYA)

Anfibólio	A59-1-I	A59-1-B	A59-2-1	A-59-2-B	A59-3-I	A59-3-B	A59-4-I	A59-4-B	A59-5-I
SiO ₂	42,45	42,37	42,19	41,59	41,50	41548,00	42,45	41,41	41,05
TiO ₂	1,62	1,40	1,69	1,63	1,73	1965,00	1,76	1,66	1,81
Al ₂ O ₃	11,29	11,26	11,68	11,19	11,74	11754,00	11,77	12,08	11,94
FeO	16,45	16,42	16,20	16,06	15,70	15699,00	15,26	15,12	15,76
MnO	0,27	0,28	0,22	0,29	0,21	0,247	0,24	0,28	0,18
MgO	11,17	11,06	11,04	11,37	11,23	11432,00	11,38	10,96	10,99
CaO	10,79	11,02	10,77	11,03	10,97	11081,00	11,28	11,20	11,14
Na ₂ O	1,90	1,81	1,85	2,02	1,94	2067,00	1,85	1,96	2,05
K ₂ O	1,57	1,56	1,54	1,51	1,63	1594,00	1,58	1,69	1,66
F	1,64	1,25	1,09	1,47	1,36	1602,00	0,93	1,15	1,67
Cl	0,15	0,17	1,09	0,15	0,18	0,193	0,20	0,23	0,18
TOTAL	99,30	98,65	98,44	98,29	98,19	98,73	98,51	97,73	98,43
Si	6,55	6,48	6,55	6,39	6,52	6,44	6,50	6,47	6,49
Al	2,02	2,00	2,02	2,02	2,06	2,04	2,01	2,23	2,05
Al/Si	0,31	0,31	0,31	0,32	0,32	0,32	0,31	0,34	0,32
Calcificação	Edenita	Tshemarkite	Edenita	Pargasita	Edenita	Pargasita	Pargasita	Pargasita	Pargasita
Hammarstom e Zen (1986)	6,25	6,14	6,25	6,24	6,44	6,27	6,20	7,30	6,40
Johnson e Rutherford (1989)	5,09	5,00	5,09	5,08	5,26	5,11	5,05	5,91	5,22
Hollister et al., (1982)	6,64	6,51	6,64	6,63	6,86	6,66	6,58	7,82	6,81
Schmidt (1992)	6,61	6,51	6,61	6,60	6,80	6,63	6,56	7,60	6,75
Anderson e Smith (1995)	5,69	5,60	5,69	5,69	5,86	5,77	5,64	6,60	5,82
A e B Holland e Blundy (1994) (6,4 Kb)	722, 761	751, 757	756, 778	821, 809	804, 802	825,81	767,77	778, 774	790,80
A e B Holland e Blundy (1994) (7,6 Kb)	717, 766	745, 762	751, 783	811, 813	796,81	815, 810	760, 779	773, 779	782, 800
Plagioclásio	A59-1-I	A59-1-B	A59-2-1	A-59-2-B	A59-3-I	A59-3-B	A59-4-I	A59-4-B	A59-5-I
Si	10,88	10,91	10,74	10,69	10,63	10,72	10,70	10,71	10,64
Al	5,13	5,11	5,24	5,29	5,36	5,29	5,29	5,30	5,36
Ab	68,78	71,48	68,03	64,46	64,14	67,43	65,58	66,78	66,19
An	28,73	28,03	30,87	33,74	34,34	32,17	32,90	32,16	33,39
Or.	2,49	0,49	1,09	1,80	1,52	0,41	1,52	1,06	0,42
Al/Si	0,47	0,47	0,49	0,49	0,50	0,49	0,49	0,49	0,50
(Al/SiP)/(Al/SiAnt)	1,53	1,52	1,58	1,56	1,60	1,56	1,60	1,44	1,60

TABELA DE DADOS E CÁLCULOS DA QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBÓLIOS E O PLAGIOCLÁSIO (GNAISSE DE BUCARAMANGA)

Anfibólio	PCM-1102-1B	PCM-1102-1I	PCM-1102-2B	PCM-1102-2I	PCM-1102-3B	PCM-1102-3I	PCM-1102-4I	PCM-1102-4B
SiO ₂	45,42	42,78	44,51	43,69	43,44	42,88	43,14	42,20
TiO ₂	1,12	0,85	1,05	1,42	0,89	1,29	1,07	1,22
Al ₂ O ₃	antand	12,37	9,57	10,66	10,48	11,30	10,78	11,41
FeO	12,76	13,73	13,08	13,65	13,31	14,21	13,59	14,04
MnO	0,30	0,21	0,30	0,22	0,24	0,24	0,23	0,26
MgO	13,33	12,14	13,00	12,38	12,54	12,54	12,26	12,05
CaO	11,71	11,43	11,46	11,35	11,41	11,41	11,63	11,44
Na ₂ O	0,86	1,14	0,93	1,02	0,94	0,94	0,99	1,03
K ₂ O	0,74	1,00	0,73	0,92	0,89	0,89	0,91	0,97
TOTAL	96,03	95,66	94,63	95,32	94,12	95,69	94,61	94,61
Si	6,66	6,34	6,64	6,50	6,53	6,34	6,48	6,34
Al	1,69	2,16	1,68	1,87	1,86	1,97	1,91	2,02
Al/Si	0,25	0,34	0,25	0,29	0,28	0,31	0,29	0,32
Calcificação	Magnesio-hornblenda	Pargasita	Magnesio-hornblenda	Magnesio-hornblenda	Magnesio-hornblenda	Pargasita	Magnesio-hornblenda	Tschermakite
Hammarstrom e Zen (1986)	N.D	7.08	4.63	5.60	5.52	6.24	5.77	6.28
Johnson e Rutherford (1989)	N.D	7.58	4.83	5.92	5.82	6.64	6.10	6.67
Hollister et al., (1982)	N.D	7.40	3.73	4.55	4.48	5.09	4.69	5.12
Schmidt (1992)	N.D	5.79	5.09	6.00	5.92	6.61	6.16	6.64
A e B Holland e Blundy (1994) (4,5 Kb)	N.D	726, 732	N.D	696, 753	709, 724	N.D	732, 727	728, 738
A e B Holland e Blundy (1994) (7,6 Kb)	N.D	724, 768	N.D	674, 786	699, 740	N.D	721, 743	718, 755
Plagioclásio								
SiO ₂	57,18	56,64	N.D	57,42	56,75	N.D	56,99	56,93
Al ₂ O ₃	26,09	26,05	N.D	25,69	25,87	N.D	25,93	26,01
CaO	8,38	8,52	N.D	7,90	8,23	N.D	8,30	8,28
Na ₂ O	6,30	6,18	N.D	6,57	6,30	N.D	6,33	6,33
K ₂ O	0,36	0,45	N.D	0,24	0,41	N.D	0,41	0,28
TOTAL	98,31	97,84	N.D	97,81	97,55	N.D	97,95	97,83
Si	10,41	10,37	N.D	10,49	10,41	N.D	10,41	10,41
Al	5,60	5,62	N.D	5,53	5,59	N.D	5,59	5,60
An	41,45	42,09	N.D	39,37	40,92	N.D	41,01	41,23
Ab	56,41	55,28	N.D	59,23	56,68	N.D	56,60	57,09
Or	2,13	2,64	N.D	1,39	2,40	N.D	2,40	1,68
Al/Si	0,54	0,54	N.D	0,53	0,54	N.D	0,54	0,54
(Al/SiP)/(Al/SiAnf)	2,12	1,59	N.D	1,83	1,89	N.D	1,82	1,69

TABELA DE DADOS E CÁLCULOS DA QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBÓLIOS E O PLAGIOCLÁSIO (GNAISSE DE BUCARAMANGA)

Anfibólio	PCM-1102-5I	PCM-1102-5B	PCM-1102-6I	PCM-1102-6B	PCM-1102-7I	PCM-1102-7B
SiO ₂	44,25	43,49	41,99	42,32	42,18	43,16
TiO ₂	1,23	0,91	1,20	1,46	1,34	1,31
Al ₂ O ₃	10,17	10,93	11,67	11,85	12,32	10,97
FeO	13,46	13,53	13,78	14,35	14,39	13,75
MnO	0,25	0,26	0,27	0,34	0,25	0,27
MgO	12,88	12,71	11,75	12,02	11,61	12,30
CaO	11,41	11,48	11,28	11,44	11,42	11,39
Na ₂ O	0,99	1,06	1,18	1,15	1,22	1,07
K ₂ O	0,80	0,98	1,16	1,00	1,17	1,00
TOTAL	95,43	95,37	94,28	95,93	95,90	95,22
Si	6,55	6,46	6,35	6,28	6,28	6,44
Al	1,77	1,91	2,08	2,07	2,16	1,93
Al/Si	0,27	0,30	0,33	0,33	0,34	0,30
Calcificação	Magnesio-hornblenda	Magnesio-hornblenda	Pargasita	Pargasita	Pargasita	Edenita
Hammarstrom e Zen (1986)	5.12	5.82	6.67	6.63	7.09	5.90
Johnson e Rutherford (1989)	5.38	6.16	7.12	7.07	7.59	6.25
Hollister et al., (1982)	4.14	4.73	5.45	5.41	5.80	4.80
Schmidt (1992)	5.54	6.20	7.01	6.98	7.41	6.28
A e B Holland e Blundy (1994) (4,5 Kb)	722, 741	735, 747	736, 734	772, 768	N.D.	732, 74
A e B Holland e Blundy (1994) (7,6 Kb)	708, 756	723, 764	729, 753	758, 785	N.D.	720, 76
Plagioclásio						
SiO ₂	57,00	57,39	57,67	56,91	N.D.	57,82
Al ₂ O ₃	26,00	26,44	25,95	26,46	N.D.	25,69
CaO	8,31	8,52	8,15	8,57	N.D.	8,10
Na ₂ O	6,30	6,22	6,63	6,35	N.D.	6,41
K ₂ O	0,41	0,30	0,28	0,19	N.D.	0,43
TOTAL	98,02	98,87	98,69	98,48	N.D.	98,46
Si	10,41	10,38	10,45	10,34	N.D.	10,50
Al	5,59	5,64	5,54	5,67	N.D.	5,50
An	41,15	42,29	39,79	42,25	N.D.	40,08
Ab	56,44	55,94	58,58	56,64	N.D.	57,38
Or	2,41	1,77	1,63	1,11	N.D.	2,53
Al/Si	0,54	0,54	0,53	0,55	N.D.	0,52
(Al/SiP)/(Al/SiAnf)	1,98	1,83	1,62	1,66	N.D.	1,75

Figura 1. Intervalo de pressões do anfibolito de Dibuya, baseado no geobarômetro anfibólio-plagioclásio de Ferschater (1990).

Figura 2. Intervalo de pressões do Anfibolito do Gnaiss de Bucaramanga, baseado no geobarômetro empírico anfibólio-plagioclásio de Ferschater (1990).

ANEXO 3

DADOS GEOQUÍMICOS AMOSTRAS ANALISADAS

Amostra	A46	A49	A54	A58	A60	A53	A56	A59
Unidade	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss de Dibuya	Gnaiss de Dibuya
Rocha	Gnaiss	Gnaiss	Gnaiss	Gnaiss	Gnaiss	Anfibolito	Anfibolito	Anfibolito
SiO ₂	71,58	71,65	74,68	75,66	71,87	46,82	46,72	46,03
Al ₂ O ₃	12,25	12,68	12,24	11,59	12,25	14,73	15,27	15,29
MnO	0,043	0,056	0,026	0,031	0,055	0,216	0,194	0,175
MgO	0,28	12,68	0,21	0,35	0,39	6,89	6,92	7,45
CaO	1,24	1,15	0,9	0,91	1,12	7,32	7,29	9,03
Na ₂ O	2,33	2,42	2,78	2,71	2,31	3,12	2,88	2,95
K ₂ O	5,62	5,74	5,12	4,7	5,65	1,86	2,49	2,31
TiO ₂	0,476	0,48	0,251	0,277	0,512	1,228	1,23	1,532
P ₂ O ₅	0,086	0,093	0,046	0,05	0,102	0,251	0,228	0,287
Fe ₂ O ₃	3,48	3,63	2,15	1,75	3,86	0,046	12,63	12,56
Loi	0,4	0,5	0,39	0,45	0,42	2,15	3,5	1,1
Total	97,79	98,79	98,79	98,48	98,54	99,22	99,35	98,71
Ba	506	620	634	580	593	494	448	348
Ce	117	163	112	75	151	70	136	86
Cl	< 237	386	<237	<237	<237	1304	584	860
Co	38	51	55	48	39	45	45	59
Cr	17	17	<4	18	7	244	298	332
Cu	3	3	4	7	2	15	17	51
F	328	1036	<214	469	768	5272	6053	8380
Ga	21	22	19	16	21	22	19	19
La	62	85	60	38	69	34	50	32
Nb	17	27	7	10	22	10	11	10
Nd	48	88	58	19	83	46	46	46
Ni	3	4	7	7	4	80	96	122
Pb	18	45	40	37	31	21	13	27
Rb	237	301	153	118	266	80	122	96
S	<30	<30	<30	<30	<30	163	49	122
Sc	5	7	3	<3	6	30	27	30
Sr	73	80	78	91	84	155	128	141
Th	< 2	51	7	<2	28	3	<2	<2
U	2	3	2	2	2	2	2	2
V	16	17	<6	6	13	201	156	198
Y	80	111	33	9	97	50	71	66
Zn	59	74	40	28	74	238	248	166
Zr	466	507	275	281	490	136	141	154
Hf	14	16	8,7	5,98	16	2,28	2,8	2,7
La	65,5	86,4	76	65,5	79,3	30,4	56,2	35,1
Ce	126	178	143	126	170	64,4	134	82,3
Nd	59,6	85,6	56,7	59,6	78,8	31,6	58,9	45
Sm	13,7	19,4	9,97	13,7	17,3	7,02	11,7	10,3
Eu	1,71	2,04	1,52	1,71	1,79	1,52	1,77	2,04
Gd	14,3	20,3	8,69	14,3	17,6	8,04	11,2	11,3
Dy	15,7	22,6	7,59	15,7	19,7	9,23	12,8	12,5
Er	9,47	12,9	4,03	9,47	11,4	5,44	7,56	7,24
Yb	7,84	10,5	3,12	7,84	9,89	4,99	7,64	6,62
Lu	1,08	1,43	0,47	1,08	1,37	0,75	1,11	0,97

DADOS GEOQUÍMICOS AMOSTRAS ANALISADAS

Amostra	Jojon 1	A81	A82	A83	A88	A91	A97
Unidade	Gnaiss de Jojoncito	Gnaiss de Uray	Gnaiss de Uray	Gnaiss de Uray	Gnaiss de Uray	Gnaiss de Uray	Gnaiss de Uray
Rocha	Gnaiss de Jojoncito	Anfibolito	Anfibolito	Anfibolito	Anfibolito	Anfibolito	Anfibolito
SiO2	72,45	59,07	51,84	57,68	50,83	51,12	48,85
Al2O3	12,58	15,88	17,05	17,5	15,93	17,9	15,57
MnO	0,033	0,112	0,144	0,101	0,165	0,128	0,209
MgO	0,1	3,38	5,46	2,98	6,84	4,7	6,75
CaO	0,84	6,58	7,62	6,46	10,84	7,67	10,19
Na2O	2,52	4,21	4,54	4,92	3,4	4,95	2,97
K2O	5,9	0,82	1,03	0,81	0,86	0,72	0,41
TiO2	0,333	0,709	0,866	0,673	0,32	1,384	0,694
P2O5	0,038	0,153	0,427	0,246	0,268	0,698	0,01
Fe2O3	3,47	7,09	8,59	6,49	8,07	8,24	12,83
Loi	0,3	1,04	1,5	1,01	1,38	1,53	0,61
Total	98,56	99,04	99,07	98,87	98,9	99,04	99,09
Ba	1013	1012	979	583	879	582	143
Ce	116	53	33	36	105	63	17
Cl	253	517	472	<237	<237	<237	<237
Co	77	61	49	26	39	32	47
Cr	11	119	118	62	131	163	61
Cu	3	7	7	4	5	38	8
F	<214	437	273	<214	<214	350	300
Ga	21	17	17	19	15	19	17
La	63	21	21	<19	60	32	<19
Nb	10	4	4	3	1	8	2
Nd	46	26	21	8	57	28	20
Ni	3	53	56	27	61	77	39
Pb	30	24	15	16	13	14	16
Rb	172	7	6	5	6	5	2
S	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Sc	4	20	18	17	32	21	44
Sr	105	1016	999	775	866	1076	250
Th	8	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	<6	98	92	114	130	144	3
Y	41	24	22	14	18	17	285
Zn	66	104	106	74	94	85	20
Zr	448	101	98	96	44	107	133
Hf	3	3,1	N.D.	2,9	1,8	3,1	39
La	63,3	9,78	N.D.	17,5	65,8	34,6	1,2
Ce	123	21,6	N.D.	33,3	116	67,9	5,6
Nd	56	13,5	N.D.	16,8	46,7	33,7	13,1
Sm	11,2	3,19	N.D.	3,22	6,15	5,87	9,21
Eu	1,52	1,15	N.D.	1,3	1,65	1,9	2,45
Gd	10,5	3,32	N.D.	3,05	4,69	5,02	0,87
Dy	9,36	3,83	N.D.	2,83	3,64	3,66	3,2
Er	4,62	1,9	N.D.	1,9	1,84	1,78	3,75
Yb	3,44	1,63	N.D.	1,63	1,48	1,41	2,32
Lu	0,49	0,25	N.D.	0,25	0,22	0,21	2,02

ANEXO 4

GNAISSE DE DIBUYA

									Corregido 204													
Análise	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err	238/ 206	% err	207 /206	% err	207 /235	% err	206 /238	% err	err corr	Idade 206/238	(±)	Idade 207/206	(±)	Disc
A49	324	91	0,29	62.2	4,4778	1,3550	0,0905	0,9291	4,4912	1,3565	0,0880	1,1448	2,7002	1,7750	0,2227	1,3565	0,7642	1296	16	1381	22	6
A49-2	551	165	0,31	116	4,0721	1,3178	0,0883	1,6910	4,0729	1,3179	0,0881	1,7046	2,9837	2,1547	0,2455	1,3179	0,6117	1415	17	1385	33	-2
A49-3	1331	207	0,16	231	4,9528	1,2838	0,0828	0,3076	4,9612	1,2848	0,0814	0,5988	2,2626	1,4174	0,2016	1,2848	0,9064	1184	14	1231	12	4
A49-4	223	81	0,37	45.1	4,2444	1,5440	0,0871	0,6867	4,2412	1,5449	0,0878	0,8456	2,8529	1,7611	0,2358	1,5449	0,8772	1365	19	1377	16	1
A49-5	511	139	0,28	102	4,3110	1,3118	0,0874	0,4615	4,3108	1,3118	0,0874	0,4626	2,7952	1,3910	0,2320	1,3118	0,9431	1345	16	1369	8,9	2
A49-6	870	371	0,44	124	6,0181	1,3183	0,0729	0,4486	6,0200	1,3185	0,0727	0,5216	1,6640	1,4179	0,1661	1,3185	0,9299	991	12	1004	11	1
A49-7	595	347	0,60	93.6	5,4579	1,4304	0,0754	0,6874	5,4597	1,4306	0,0751	0,7366	1,8963	1,6091	0,1832	1,4306	0,8891	1081	14	1071	15	-1
A49-8	317	98	0,32	53.6	5,0788	1,4635	0,0786	1,0633	5,0846	1,4644	0,0776	1,2047	2,1055	1,8962	0,1967	1,4644	0,7722	1157	16	1138	24	-2
A49-9	352	79	0,23	70.2	4,3067	1,3860	0,0897	0,9319	4,3125	1,3869	0,0885	1,0627	2,8306	1,7473	0,2319	1,3869	0,7938	1344	17	1394	20	4
A49-10	193	55	0,29	40.1	4,1418	1,5385	0,0973	0,8678	4,1715	1,5426	0,0912	1,2723	3,0136	1,9996	0,2397	1,5426	0,7715	1385	19	1450	24	4
A49-11	2071	263	0,13	238	7,4726	1,2762	0,0714	0,3173	7,4768	1,2763	0,0710	0,3717	1,3088	1,3294	0,1337	1,2763	0,9601	809	9,7	957	7,6	15
A49-12	1009	141	0,14	147	5,8904	1,2843	0,0807	0,3791	5,8913	1,2843	0,0805	0,4057	1,8849	1,3469	0,1697	1,2843	0,9536	1011	12	1210	8	16
A49-13	1183	150	0,13	187	5,4348	1,3693	0,0781	0,3499	5,4358	1,3693	0,0780	0,3632	1,9781	1,4167	0,1840	1,3693	0,9666	1089	14	1147	7,2	5
A49-14	1560	97	0,06	258	5,1943	1,3159	0,0805	0,3651	5,1975	1,3160	0,0800	0,4211	2,1213	1,3818	0,1924	1,3160	0,9524	1134	14	1196	8,3	5
A49-15	55	18	0,34	8.78	5,3882	1,6321	0,0867	1,5473	5,4366	1,6692	0,0791	4,1047	2,0070	4,4311	0,1839	1,6692	0,3767	1088	17	1176	81	9

GNAISSE DO COMPLEXO SEVILLA

										Corregido 204Pb												
Análise	% 206Pb	ppm U	ppm Th	232Th /238U	ppm 206Pb*	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err	238/ 206r	% err	207r /206r	% err	207r /235	% err	206r /238	err corr	Idade 206Pb/ 238U	±	Idade 207Pb/2 06Pb	±	Disc
1	0,81	160	42	0,27	24.8	5,5518	2,6670	0,0750	1,4902	5,5969	2,6771	0,0683	3,2742	1,6824	4,2293	0,1787	0,6330	1060	26	877	68	-21
2	0,02	807	5	0,01	116	5,9887	1,9386	0,0735	1,2100	5,9897	1,9386	0,0734	1,2210	1,6888	2,2911	0,1670	0,8462	995	18	1,024	25	3
3	0,27	260	65	0,26	43.4	5,1525	2,0080	0,0795	1,9301	5,1663	2,0109	0,0772	2,3147	2,0604	3,0662	0,1936	0,6558	1141	21	1,126	46	-1
4	1,05	113	70	0,63	23.1	4,2116	2,0914	0,0869	1,4597	4,2564	2,1178	0,0781	3,9622	2,5285	4,4926	0,2349	0,4714	1360	26	1,148	79	-18
5	1,47	269	87	0,34	20.1	11,5199	2,0254	0,0616	1,8836	11,6918	2,0575	0,0499	6,2655	0,5886	6,5947	0,0855	0,3120	529	10	191	150	-177
6	0,97	135	97	0,74	25.3	4,5819	2,0711	0,0840	1,6715	4,6269	2,0882	0,0759	3,4963	2,2609	4,0724	0,2161	0,5128	1261	24	1,092	70	-16
7	0,62	150	89	0,61	22.6	5,7237	2,0715	0,0774	1,5312	5,7593	2,0845	0,0723	3,1597	1,7298	3,7853	0,1736	0,5507	1032	20	993	65	-4
8	1,61	165	43	0,27	14.4	9,8467	2,1440	0,0670	2,6963	10,0078	2,1884	0,0540	7,3903	0,7435	7,7075	0,0999	0,2839	614	13	370	170	-66
9	0,49	212	92	0,45	30.1	6,0661	2,0150	0,0713	1,4246	6,0960	2,0237	0,0673	2,7690	1,5212	3,4297	0,1640	0,5901	979	18	846	58	-16
10	0,53	323	28	0,09	33.6	8,2663	2,3320	0,0713	1,3466	8,3105	2,3368	0,0669	2,3580	1,1095	3,3198	0,1203	0,7039	732	16	834	49	12
11	0,57	140	50	0,37	24.2	4,9618	2,0640	0,0810	1,4205	4,9905	2,0687	0,0762	2,1612	2,1049	2,9916	0,2004	0,6915	1177	22	1,100	43	-7
12	2,03	74	56	0,79	12.7	4,9769	2,2328	0,0914	3,5913	5,0799	2,3159	0,0744	8,2660	2,0202	8,5843	0,1969	0,2698	1158	25	1,053	170	-10
13	0,06	29	10	0,35	3.96	6,2042	2,6728	0,0844	3,3754	6,2082	2,6739	0,0838	3,4905	1,8620	4,3969	0,1611	0,6081	963	24	1,289	68	25
14	0,36	184	80	0,45	33.4	4,7444	2,0102	0,0834	1,1963	4,7617	2,0162	0,0804	2,0549	2,3269	2,8788	0,2100	0,7004	1229	23	1,206	40	-2
15	0,53	439	101	0,24	56.7	6,6562	1,9425	0,0714	0,9880	6,6919	1,9461	0,0669	1,8177	1,3793	2,6630	0,1494	0,7308	898	16	836	38	-7

GNAISSE DE BUCARAMANGA

										CORREGIDO 204														
Análise	% ²⁰⁶ Pb	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err	238/ 206r	% err	207r /206r	% err	207r /235	% err	206r /238	% err	err corr	Idade 206/238 ±	Idade 207/206 ±	Disc			
1	0,37	44	22	0,52	7.54	4,9899	1,7008	0,0837	1,7019	5,0085	1,7320	0,0806	3,8652	2,2180	4,2355	0,1997	1,7320	0,4089	1173	19	1,211	76	3	
2	--	213	81	0,39	30.9	5,9388	1,3546	0,0726	1,1087	5,9262	1,3572	0,0744	1,4324	1,7316	1,9733	0,1687	1,3572	0,6878	1005	13	1,053	29	5	
3	0,09	453	180	0,41	58.1	6,6987	1,3212	0,0718	0,6684	6,7044	1,3222	0,0711	0,9082	1,4620	1,6041	0,1492	1,3222	0,8243	896	11	960	19	7	
4	0,20	92	41	0,46	15.6	5,0792	1,4515	0,0812	1,1958	5,0893	1,4565	0,0796	1,7689	2,1555	2,2914	0,1965	1,4565	0,6356	1156	15	1,186	35	3	
5	--	418	79	0,20	45.0	7,9665	1,3308	0,0694	0,7615	7,9607	1,3312	0,0700	0,8501	1,2131	1,5795	0,1256	1,3312	0,8428	762.8	9,6	930	17	18	
6	--	77	49	0,66	12.3	5,3600	1,4870	0,0817	1,3440	5,3578	1,4871	0,0821	1,3475	2,1121	2,0068	0,1866	1,4871	0,7410	1103	15	1,247	26	12	
7	0,05	291	100	0,36	66.3	3,7725	1,3687	0,0960	0,5631	3,7744	1,3690	0,0956	0,6131	3,4930	1,5000	0,2649	1,3690	0,9127	1515	18	1,540	12	2	
8	--	165	52	0,32	35.4	4,0009	1,3648	0,0911	0,7561	3,9995	1,3650	0,0915	0,7955	3,1527	1,5799	0,2500	1,3650	0,8640	1439	18	1,456	15	1	
9	0,18	223	66	0,31	35.6	5,3717	1,3474	0,0782	0,8109	5,3814	1,3498	0,0766	1,2067	1,9638	1,8105	0,1858	1,3498	0,7455	1099	14	1,112	24	1	
10	--	158	44	0,29	21.6	6,2842	1,3858	0,0732	1,0559	6,2687	1,3904	0,0752	1,6225	1,6547	2,1367	0,1595	1,3904	0,6507	954	12	1,075	33	11	
11	0,15	361	115	0,33	82.6	3,7553	1,3239	0,0979	0,4842	3,7610	1,3247	0,0965	0,6463	3,5393	1,4739	0,2659	1,3247	0,8988	1520	18	1,558	12	2	
12	0,02	213	63	0,30	30.1	6,0864	1,3621	0,0752	0,9170	6,0875	1,3624	0,0751	0,9733	1,7009	1,6743	0,1643	1,3624	0,8137	980	12	1,071	20	8	
13	0,23	175	85	0,50	22.2	6,7961	1,3808	0,0698	1,0873	6,8120	1,3867	0,0679	1,9143	1,3739	2,3638	0,1468	1,3867	0,5866	883	11	865	40	-2	
14	0,10	187	74	0,41	26.7	6,0100	1,3645	0,0746	0,9371	6,0162	1,3666	0,0738	1,2783	1,6905	1,8712	0,1662	1,3666	0,7303	991	13	1,035	26	4	
15	0,66	86	33	0,40	11.1	6,7026	1,4884	0,0722	1,4975	6,7473	1,5026	0,0667	3,0413	1,3621	3,3922	0,1482	1,5026	0,4430	891	13	827	63	-8	
16	--	711	138	0,20	109	5,6130	1,2924	0,0776	0,6320	5,6129	1,2924	0,0776	0,6325	1,9072	1,4388	0,1782	1,2924	0,8982	1057	13	1,138	13	7	

GNAISSE DE JOJONCITO

Ponto	Segmento	U ppm	Th ppm	Th/U	²⁰⁶ Pb %		²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Idade ²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U		Idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		% CON		
					±	±	±	±	±	±	±	±	±		
1,1	c,osc,p/i	225,95	45,1	0,19962	0,408	0,134	3,7411	0,14297	0,0955	0,00214	1537,9	42,84	1470	50,47	99,3
2,1	c,osc,p/i	1062,1	104,54	0,09843	0,029	0,015	3,7729	0,16266	0,08764	0,00247	1374,7	55,15	1471,2	57,09	110,3
3,1	m,osc,i	690,8	140,67	0,20364	0,017	0,05	4,0625	0,14761	0,09268	0,00295	1481,4	61,59	1369,3	45,18	95,8
4,1	c,osc,i	583,77	83,49	0,14302	0,096	0,045	3,4974	0,18003	0,09119	0,0034	1450,5	72,68	1568,1	72,27	111,8
5,1	r,h,eq/p	654,12	202,66	0,30982	0,017	0,037	4,7867	0,13865	0,07885	0,001	1168,4	25,31	1197,7	31,76	104,7
5,2	c,h/osc,eq/p	1183,9	213,75	0,18055	0,017	0,029	5,1128	0,15383	0,08326	0,00147	1275,3	34,86	1122,2	31,11	90,3
6,1	c,osc,i	1107,4	106,25	0,09776	0,043	0,021	4,7301	0,13322	0,08159	0,00067	1235,8	16,16	1207,2	31,09	100
6,2	r,h,i	567,46	110,92	0,19546	0,111	0,046	6,1733	0,24115	0,07073	0,00147	949,63	43,11	955,57	34,82	96,6
7,1	r,h,i	553,09	149,62	0,27051	0,056	0,089	5,8088	0,18702	0,07467	0,00161	1059,6	44,14	1007	30,11	103,7
8,1	c,osc,i	197,17	127,2	0,64512	0,409	0,192	4,3739	0,20095	0,08346	0,00193	1279,9	45,65	1293	54,01	110,9
8,2	r,h,i	511,73	130,15	0,25433	0,017	0,082	6,0166	0,25479	0,06883	0,00249	893,69	76,43	980,7	38,72	100,1
9,1	r,h,i/p	700,07	151,13	0,21588	0,035	0,045	6,2626	0,30733	0,07089	0,0012	954,2	35,12	942,73	43,2	109,1
9,2	r,h,i/p	783,16	159,01	0,20304	0,002	0,012	6,0577	0,17447	0,06913	0,00066	902,68	19,77	974,21	26,1	96,2
10,1	r,h,i/p	594,71	171,52	0,28841	0,103	0,052	5,2574	0,22009	0,07879	0,00066	1166,8	16,78	1098,7	42,43	106,3
11,1	r,h,i/p	567,92	74,48	0,13115	0,002	0,004	6,144	0,18466	0,06954	0,00045	914,82	13,24	961,06	26,9	109,4
12,1	r,h,i/p	593,49	147,89	0,24919	0,147	0,054	5,9878	0,22773	0,06938	0,00097	910,04	29,01	984,49	34,83	101,1
13,1	c,h/osc,p	349,92	111,01	0,31725	0,027	0,05	3,7143	0,13198	0,09459	0,002	1520	40,5	1479,7	47,26	100,3
14,1	c,osc,p	1099,2	109,07	0,09923	0,048	0,048	4,305	0,16682	0,08621	0,00109	1342,8	24,54	1307,8	46,05	96,6
15,1	r,h/osc,p/i	541,94	120,99	0,22326	0,095	0,043	5,2446	0,18428	0,07872	0,00147	1165	37,49	1101,2	35,71	98,9
16,1	c,h/osc,i	318,11	93,95	0,29533	0,065	0,048	3,7807	0,1335	0,0951	0,00161	1530	32,18	1455,6	46,24	96,8
17,1	r,h,i/fr	575,08	133,62	0,23235	0,112	0,064	6,0449	0,19834	0,07318	0,00124	1019	34,56	971,77	29,68	101,9

Ponto (x,y), número do zircão e número de análises.

Hábitos: p=prismático, l=isométrico, f=fragmento

Sítio de análises: b=borda, m=médio, n=núcleo

Microestruturas (imagens de catodoluminiscência): osc=zoneamento oscilatório, h=zoneamento homogêneo

GRANODIORITO DE SIAPANA

										CORREGIDO 204													
Análise	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	Total 206Pb/ 238U	% err	Total 207Pb/2 06U	% err	238/ 206r	% err	207r /206r	% err	207r /235	% err	206r /238	% err	err corr	Idade 206Pb/ 238U	±	Idade 207Pb/ 206U	±	Disc
1	1	408	79	0	60	6.89	2.4	0.0840	2.4	6,9746	2,3973	0,0743	3,2399	1,4693	4,0303	0,1434	2,3973	0,5948	864	19	1,050	65	18
2	0	438	42	0	85	4.416	2.0	0.0880	1.3	4,4210	2,0309	0,0870	1,3223	2,7144	2,4234	0,2262	2,0309	0,8380	1,315	24	1,361	25	3
3	1	597	208	0	14	36.32	2.1	0.05108	1.9	36,6544	2,0863	0,0437	5,2533	0,1643	5,6524	0,0273	2,0863	0,3691	173.5	3,6	-128	130	235
4	2	389	173	0	9	38.59	2.2	0.0515	2.3	39,2834	2,1945	0,0372	9,9782	0,1305	10,2167	0,0255	2,1945	0,2148	162.0	3,5	-543	270	130
5	0	2330	764	0	56	35.72	2.0	0.04855	1.0	35,7805	2,0429	0,0472	1,4522	0,1820	2,5065	0,0279	2,0429	0,8151	177.7	3,6	61	35	-192
7	0	326	98	0	41	6.87	2.0	0.06966	0.93	6,8819	2,0502	0,0685	1,0771	1,3728	2,3159	0,1453	2,0502	0,8853	875	17	884	22	1
8	1	759	146	0	17	38.21	2.1	0.05099	1.6	38,4131	2,0652	0,0468	3,2082	0,1680	3,8155	0,0260	2,0652	0,5413	165.7	3,4	39	77	-327
9	0	664	206	0	14	39.84	2.2	0.05149	1.8	39,9626	2,1637	0,0491	2,9267	0,1695	3,6397	0,0250	2,1637	0,5945	159.3	3,4	154	69	-4
10	0	139	87	1	9	13.65	2.2	0.0573	2.2	13,6870	2,2044	0,0551	2,6103	0,5554	3,4166	0,0731	2,2044	0,6452	454.6 ± 9.7		417	58	-9

GNAISSE DO NUS

										Corregido 204Pb													
Análise	% 206Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ppm 206Pb*	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err	238/ 206r	% err	207r /206r	% err	207r /235	% err	206r /238	% err	err corr	Idade 206Pb/ 238U	±	Idade 207Pb/2 06Pb	±	Disc
1	0,09	1190	199	0,17	234	4,3766	0,608	0,087	0,447	4,3804	0,6082	0,0865	0,5229	2,7215	0,8020	0,2283	0,6082	0,7583	1325	7	1349	10	2
2	0,16	559	86	0,16	99,7	4,8138	0,493	0,079	0,794	4,8214	0,4965	0,0778	1,0391	2,2251	1,1516	0,2074	0,4965	0,4311	1215	6	1142	21	-6
3	0,36	414	79	0,20	64,5	5,5098	0,521	0,075	0,923	5,5299	0,5294	0,0725	1,4361	1,8067	1,5306	0,1808	0,5294	0,3459	1072	5	999	29	-7
4	0,50	266	73	0,28	48,8	4,6857	0,646	0,081	1,047	4,7095	0,6626	0,0772	1,9414	2,2594	2,0514	0,2123	0,6626	0,3230	1241	8	1126	39	-10
5	0,05	2090	171	0,08	486	3,6947	0,315	0,09	0,32	3,6964	0,3158	0,0894	0,3491	3,3343	0,4707	0,2705	0,3158	0,6709	1543	4	1413	7	-9
6	0,28	587	115	0,20	105	4,802	0,449	0,082	0,721	4,8153	0,4538	0,0799	1,0133	2,2879	1,1103	0,2077	0,4538	0,4088	1216	5	1195	20	-2
7	0,14	1280	33	0,03	260	4,2288	0,338	0,086	0,445	4,2348	0,3389	0,0845	0,5450	2,7514	0,6418	0,2361	0,3389	0,5281	1366	4	1304	11	-5
8	0,03	2164	381	0,18	460	4,0403	0,241	0,09	0,327	4,0417	0,2416	0,0899	0,3488	3,0674	0,4243	0,2474	0,2416	0,5695	1425	3	1424	7	0
9	1,41	173	44	0,27	24,3	6,1198	0,936	0,078	1,508	6,2072	0,9793	0,0659	4,0417	1,4634	4,1587	0,1611	0,9793	0,2355	963	9	803	85	-20