UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO CRUSTAL E HISTÓRIA TECTÔNICA
DOS GRANITÓIDES PERMO-TRIÁSSICOS
DOS ANDES DO NORTE**

César Javier Vinasco Vallejo

Orientador: Prof. Dr. Umberto Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO CRUSTAL E HISTÓRIA TECTÔNICA
DOS GRANITÓIDES PERMO-TRIÁSSICOS
DOS ANDES DO NORTE

CÉSAR JAVIER VINASCO VALLEJO

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome	Assinatura
Presidente: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani
Examinadores: Prof. Dr. Carlos José Archanjo
Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel
Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade
Prof. Dr. Wilson Teixeira

SÃO PAULO
2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO CRUSTAL E HISTÓRIA TECTÔNICA DOS
GRANITÓIDES PERMO-TRIÁSSICOS
DOS ANDES DO NORTE**

César Javier Vinasco Vallejo

Orientador: Prof. Dr. Umberto Cordani

DEDALUS - Acervo - IGC

30900015631

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2004

T
V766
CJ.e
e.2

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Vinasco Vallejo, César Javier
Evolução crustal e história tectônica dos
granitóides permo-triássicos dos Andes do Norte /
César Javier Vinasco Vallejo - São Paulo, 2004.
120 fls.: il. + anexos.

=

Tese (Doutorado) : IGC/USP -
Orient. : Cordani, Umberto
Co-orient: Archanjo, Carlos José

1. Andes do Norte: Geocronologia 2. Geoquímica
isotópica 3. ASM 4. OPF 5. U-Pb SHRIMP 6. Ar-Ar 7.
7. Província de El Oro I. Título

Tu eres mi refugio, mi castillo, mi Dios, en quien confío

En memória de mi queridísima abuela y de mi papá

...ya no se encantarán tus ojos en mis ojos
ya no se endulzará junto a ti mi dolor pero
hacia donde vaya llevaré tu mirada y hacia
donde camines llevarás mi dolor...

Para Michelle, mi linda y amada esposa

A mi familia que añoro

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Umberto Cordani, pelo contínuo apoio, pela orientação precisa e inteligente, pela confiança,

Ao Prof. Dr Carlos Archanjo, orientador do trabalho no mundo da ASM, pelo seu apoio e orientação,

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, pelo auxílio financeiro (Processo n. 01/05304-0),

Ao CNPQ pela ajuda financeira por meio do programa PROSUL,

À Prof. Dra Marly Babinski, pelas análises de SHRIMP na China, por sua paciência e permanente colaboração,

À Allen Nutman e Dunyi Liu pelas análises de U-Pb SHRIMP,

À Teresa Muñoz (Tere) e Santiago Vaca pelo trabalho de campo no Equador e por sua valiosa amizade,

A Arthur Onoe, por seu trabalho contínuo e sem descanso no laboratório de Ar-Ar; por sua amizade e pela força;

Ao Prof Dr. Ricardo Trindade pela ajuda e boa disposição no IAG,

Ao Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo por toda a infra-estrutura colocada à disposição e em especial ao pessoal do CPGeo pela contínua colaboração, especialmente a Verinha e aos professores Colombo Tassinari e Miguel Basei,

Agradeço também ao pessoal da secretaria da pós-graduação: Ana Paula e Magally pela sua boa disposição e a Tadeu pela ajuda permanente e amizade,

Ao Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear-INGEOMINAS e em especial ao Prof. Humberto pelo apoio logístico durante parte do trabalho de campo,

Aos colegas e amigos Kika, Leo, Hélcio, Lucelene, Marcia, Milene, Neivaldo, Guano, Cintia, Valeria, Sergio, Eric, Marcela, Chris, Kelly, pela amizade durante todo este tempo,

À Alexandra pela sua colaboração no trabalho no IAG e leitura do texto, pela sua amizade sincera e cálida,

À Fernanda pela leitura do texto e correção do português,

À turma colombo-chilena, pela sincera amizade, pelos jogos históricos e jogadas incríveis, por compartilhar tantos bons momentos: Agustin, colega de sala e desordem e Marcela; Andrés e Paula, Paul, Fercho, Mauro e Maria, Alejandro e Marta.

Finalmente agradeço à pessoa que mais sofreu, agüentou, ajudou e compartilhou em todas as fases do trabalho, Michelle, minha esposa.

SUMÁRIO

RESUMO

ABSTRACT

INTRODUÇÃO	1
1. GEOLOGIA DOS ANDES DO NORTE	4
1.1. GENERALIDADES SOBRE OS ANDES SETENTRIONAIS	4
1.2. CONSIDERAÇÕES SOBRE O ARCABOUÇO GEODINÂMICO REGIONAL PERMO-TRIÁSSICO	5
2. METODOLOGIA	8
2.1. MÉTODOS RADIOMÉTRICOS	8
2.1.1. U-Pb SHRIMP em zircão	8
2.1.2. Ar-Ar em biotita e anfibólio	10
2.1.3. Sm-Nd em rocha total	10
2.1.4. Rb-Sr em rocha total	10
2.2. MÉTODOS GEOQUÍMICOS	11
2.2.1. Análises FRX	11
2.2.2. Análises ICP-OES	11
2.3. ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (ASM)	12
2.4. ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF)	15
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	20
3.1. COMPLEXO METAMÓRFICO DE EL ORO	20
3.1.1. Geologia Regional	20
3.1.2. Geoquímica de elementos maiores, traço e ETR	27
3.1.3. Geologia Isotópica	29
3.1.4. Geocronologia	34
3.1.5. Estrutura e alojamento do Plutão de Marcabellí	54

3.1.5.1. Resultados de ASM	55
3.1.5.2. Resultados da OPF	59
3.1.6. Comentários sobre a evolução	74
3.2. CORDILHEIRA REAL DO EQUADOR	79
3.2.1. Geologia Regional	79
3.2.2. Geologia Isotópica	81
3.2.3. Geocronologia	82
3.3. CORDILHEIRA CENTRAL DA COLÔMBIA	84
3.3.1. Geologia Regional	84
3.3.2. Geoquímica de elementos maiores, traço e ETR	87
3.3.3. Geologia Isotópica	91
3.3.4. Geocronologia	95
3.3.5. Comentários sobre a evolução	106
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS	110
5. REFERÊNCIAS	115
6. ANEXOS	121

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. Sutura Herciniana.	6
FIGURA 2. Método de preparação de seções orientadas para estudo de ASM e OPF.	14
FIGURA 3. Representação de um objeto digitalizado para o cálculo do tensor de Inércia.	16
FIGURA 4. Casos simples de elipses e peso respectivo segundo a distribuição dos grãos na trama mineral.	17
FIGURA 5. Método de Interceptos.	18
FIGURA 6. QAP para as rochas do CM de El Oro e Cordilheira Real do Equador.	22
FIGURA 7. Indicadores cinemáticos de cisalhamento e relação dos granitóides com os encaixantes regionais.	25
FIGURA 7b. Relação dos granitóides e migmatitos com as encaixantes regionais.	26
FIGURA 8. Diagramas de Harker para os granitóides do CM de El Oro.	28
FIGURA 9 Variograma e diagrama das ETRs para os granitóides do CM de El Oro e Cordilheira Real do Equador.	30
FIGURA 10. Diagrama de correlação de Epsilon Nd vs. Epsilon Sr e curvas de evolução de Nd para as rochas do CM de El Oro.	33
FIGURA 11. U-Pb SHRIMP para o granitóide de Marcabeli.	35
FIGURA 12. U-Pb SHRIMP para o granitóide de La Florida.	37
FIGURA 13. Espectros de Ar-Ar para as rochas do CM de El Oro.	38
FIGURA 14. U-Pb SHRIMP para o granitóide de La Bocana.	49
FIGURA 15. U-Pb SHRIMP para os metassedimentos da Unidade La Victoria.	51
FIGURA 16 U-Pb SHRIMP para os metassedimentos de La Bocana.	53
FIGURA 17. Mapa estrutural do CM de El Oro.	56
FIGURA 18. Mapa do plutão de Marcabelí mostrando as zonas de dominância magmática, transicional e milonítica.	57
FIGURA 19. Localização de pontos para estudo de ASM e OPF plutão de Marcabelí.	58
FIGURA 20. Mapa de lineação e foliação magnética para o plutão de	

Marcabelí.	60
FIGURA 21. Curvas termomagnéticas para duas amostras do plutão de Marcabelí.	61
FIGURA 22. Parâmetros magnéticos para o plutão de Marcabelí.	62
FIGURA 23. Dados direcionais de ASM e OPF para o plutão de Marcabelí.	64
FIGURA 24. Diagrama de $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ para as rochas do CM de El Oro, Cordilheira Real e Cordilheira Central da Colômbia.	77
FIGURA 25. Espectros de Ar-Ar para rochas da Cordilheira Real do Equador.	83
FIGURA 26. QAP para os granitos gnáissicos e stocks graníticos da Cordilheira Central da Colômbia.	88
FIGURA 27. Diagramas de Harker para os granitos gnáissicos da Cordilheira Central da Colômbia.	90
FIGURA 28. Variograma e diagrama das ETRs para os granitos gnáissicos da Cordilheira Central da Colômbia.	92
FIGURA 29. Diagrama de correlação de Epsilon Nd vs. Epsilon Sr e curvas de evolução de Nd para as rochas da Cordilheira Central da Colômbia.	94
FIGURA 30. U-Pb SHRIMP para o granito gnáissico do Rio Verde.	97
FIGURA 31. Espectros de Ar-Ar para o gnaiss de La Miel, granito gnáissico de Manizales e anfibolito de Padua.	98
FIGURA 32. U-Pb SHRIMP para o gnaiss de La Miel.	100
FIGURA 33. U-Pb SHRIMP para o granito gnáissico de Palmitas.	102
FIGURA 34. U-Pb SHRIMP para o gnaiss de Abejorral.	104
FIGURA 35. U-Pb SHRIMP para o stock de Amagá.	105
FIGURA 36. Diagrama de correlação de Epsilon Nd vs. Epsilon Sr e curvas de evolução de Nd para as rochas granitóides permo-triássicas dos Andes do Norte.	111

RESUMO

O objetivo geral deste trabalho é entender a origem e significado geodinâmico dos granitóides e ortognaisses variavelmente deformados que aparecem ao longo dos Andes do Norte, particularmente no Complexo Metamórfico de El Oro (CM de El Oro) ao sudoeste do Equador e na parte norte da cordilheira Central da Colômbia. Os métodos utilizados durante a pesquisa incluem U-Pb SHRIMP em zircão, Ar-Ar em micas e anfibólio, análises isotópicas Nd-Sr e finalmente análises geoquímicas para elementos maiores, traço e ETRs em rocha total tanto para os granitóides quanto para metassedimentos. Adicionalmente, foi realizado um estudo estrutural a través dos métodos de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM) e Orientação Preferencial de Forma (OPF) para o plutão de Marcabellí no CM de El com a finalidade de mostrar o mecanismo preferencial de colocação dos granitóides triássicos nesta parte da cadeia.

Os resultados analíticos para os granitóides crustais fortemente peraluminosos do CM de El Oro, Cordilheira Real do Equador e parte norte da Cordilheira Central da Colômbia, sugerem a presença de uma orogenia colisional no Permo-Triássico nos Andes do Norte relacionada à construção do supercontinente Pangea. Este evento estaria sendo registrado na Colômbia e Equador por idades de metamorfismo U-Pb SHRIMP em zircões herdados ao redor de 280 Ma e idades magmáticas U-Pb-SHRIMP em zircões neoformados ao redor de 250 Ma, em granitóides sintectônicos de tipo predominantemente crustal. Por outro lado, idades magmáticas U-Pb SHRIMP em zircão a 235 Ma e idades triássicas de resfriamento Ar-Ar entre 228-218 Ma nos granitóides do CM de El Oro e nos *stocks* graníticos da Cordilheira Central da Colômbia indicam a presença de um magmatismo crustal com aporte mantélico relacionado ao colapso orogenético e início do processo de disgregação do supercontinente. Adicionalmente, idades Ar-Ar concordantes (220 Ma) em metassedimentos no CM de El Oro indicam que o resfriamento regional foi nesta época.

Os resultados da ASM e OPF no plutão de Marcabellí, um granitóide triássico do CM de El Oro, sugerem que os granitóides desta idade na zona foram colocados sintectonicamente em sistemas transcorrentes destrais. Idades U-Pb SHRIMP em zircão de 234 Ma e idades de resfriamento Ar-Ar de aproximadamente 226 Ma no plutão de Marcabellí, por sua vez, sugerem uma taxa de resfriamento rápida para o plutão, sugestivo de um regime extensional regional. Idades Ar-Ar mais jovens em micas neoformadas obtidas em zonas

miloníticas do plutão ao redor de 221 Ma, sugerem que o desenvolvimento da deformação foi praticamente contemporânea à colocação do corpo.

Durante o Permo-Triássico, a parte norte da cordilheira Central da Colômbia, o CM de El Oro e possivelmente a cordilheira Real do Equador, estariam localizados na parte frontal do Gondwana durante a orogenia Alemaniana.

ABSTRACT

The general aim of this work is to understand the origin and geodynamic significance of the deformed granitoids and ortogneisses that appear along the northern Andean chain, particularly in the El Oro Metamorphic Complex (El Oro MC) southwestern Ecuador and northern part of the Central Cordillera of Colombia. The methods employed during this work include U-Pb SHRIMP in zircon, Ar-Ar in micas and amphiboles, Nd-Sr isotopic and major, trace and REE geochemical analysis in whole rock samples for granitoids and metasediments. Additionally, structural analysis through Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and Shape Preferred Orientation (SPO) methods for the Marcabellí pluton in the El Oro MC indicate the preferential mode of emplacement of triassic granitoids in this part of the chain.

Analytical results from the strongly peraluminous granitoids in the El Oro MC, Cordillera Real of Ecuador and northern part of Central Cordillera of Colombia, suggest the presence of a collisional orogeny in permo-triassic times in the Northern Andes related to the construction of the Pangea supercontinent. This event is recorded in Colombia and Ecuador by metamorphic U-Pb SHRIMP ages in inherited zircons around 280 Ma and magmatic U-Pb SHRIMP ages in neoformed zircons around 250 Ma in syn-tectonic crustal granitic gneisses and granitoids. On the other hand, magmatic U-Pb SHRIMP around 235 Ma and cooling Ar-Ar triassic ages between 228-218 Ma in granitoid rocks in the El Oro Metamorphic Complex, as well as in the granitic stocks of the northern part of the Central Cordillera of Colombia, indicate the presence of a late-tectonic magmatism related to orogenic collapse and the beginning of fragmentation of the supercontinent. Additionally, Ar-Ar ages in micas and amphiboles from metasediments of the El Oro MC indicate regional cooling at this time.

AMS and SPO results in the Marcabellí pluton of the El Oro MC, suggest that triassic granitoids in the area were emplaced sintectonically within transcurrent dextral shear zones. U-Pb SHRIMP zircon ages about 234 Ma and Ar-Ar mica cooling ages about 226 Ma in the Marcabellí pluton indicate a rapid cooling rate, suggestive of an extensional regime. Younger Ar-Ar ages in neoformed micas from the mylonitic granitoid, of about 221 Ma, suggest that the development of the deformation was practically contemporaneous with the emplacement of this magmatic body.

During the permo-triassic times, the northern part of the Central Cordillera of Colombia, the El Oro MC and possibly the Cordillera Real of

Ecuador would have been located at the leading edge of Gondwana during the Alleghanian orogeny.

INTRODUÇÃO

Os períodos Paleozóico Superior e Mesozóico Inferior estão caracterizados nos Andes do Norte pela configuração do Supercontinente Pangea a partir da colisão Alleghaniana entre Laurentia e Gondwana ocidental. Neste contexto geodinâmico os corpos magmáticos Permo-Triássicos que aparecem na Cordilheira Central da Colômbia, Cordilheira Real e província de El Oro no Equador seriam traçadores cronológicos, geoquímicos e paleo-geográficos do processo orogenético regional.

A parte principal do trabalho compreende o estudo das rochas que fazem parte do denominado Complexo Metamórfico de El Oro (CM de El Oro), sudoeste de Equador. Com estes corpos pretende-se obter as informações mais relevantes para o entendimento do modelo evolutivo da zona por meio do estudo de geoquímica convencional e isotópica, geocronologia e estudo de anisotropia magnética dos corpos magmáticos triássicos. Além disso, foram efetuados trabalhos regionais tanto na Cordilheira Real equatoriana quanto na Cordilheira Central colombiana, para efeitos de correlação e apresentação de um modelo para a geração dos corpos magmáticos do Mesozóico Inferior nesta parte dos Andes do Norte.

Este trabalho apresenta análises Ar-Ar em cristais individuais de micas e anfibólios, fornecendo evidência da história termal regional, e determinações U-Pb SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) em zircão, providenciando informação sobre as épocas de cristalização e história geológica anterior para os granitóides, além de idades máximas de deposição dos metassedimentos. São obtidas adicionalmente análises isotópicas de Nd e Sr as quais, junto com análises de geoquímica convencional em rocha total são indicativas dos processos crustais dominantes na região. Por fim, um trabalho estrutural de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM) e estudo de Orientação Preferencial de Forma (OPF) nos granitóides do Equador, permite definir o seu mecanismo preferencial de colocação.

As metas propostas neste trabalho são (1) a obtenção de um modelo geral sobre a evolução e significado geotectônico dos corpos magmáticos permo-triássicos na parte norte da cadeia Andina, usando ferramentas estruturais, geocronológicas e geoquímicas; (2) a obtenção de idades por métodos radiométricos de corpos chaves para o entendimento da evolução pré-Mesozóica da cadeia Andina e por fim, (3) determinar a temporalidade da

colocação do granitóide de Marcabelí, no Equador, com relação aos eventos tectono-metamórficos regionais.

Com o objetivo de se obter comparações regionais no magmatismo permo-triássico dos Andes do Norte, os granitóides foram agrupados da seguinte forma (encarte 1):

- Granitóides do CM de El Oro, sudoeste de Equador, incluindo os granitóides de La Bocana, Marcabelí, La Florida e El Prado (encarte 2).
- Granitóides e ortognaisses da Cordilheira Real do Equador.
- Granitóides e ortognaisses do flanco leste da Cordilheira Central da Colômbia (encarte 3)
- Granitóides e ortognaisses do flanco oeste da Cordilheira Central da Colômbia (encarte 3).

A bibliografia fundamental consultada corresponde a trabalhos das décadas de 80 e 90 tanto de cartografia básica quanto de interpretação geológica regional. Destacam-se os trabalhos de Restrepo (1986), Restrepo et al. (1978, 1989, 1991) e Restrepo e Toussaint (1982, 1984, 1988) onde são discutidas as idéias sobre a evolução geológica da Cordilheira Central da Colômbia e é apresentado um número significativo de datações radiométricas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr. Outros trabalhos de destaque na Colômbia correspondem aos trabalhos de McCourt et al. (1984), os trabalhos de cartografia regional de González (1980, 2000), González et al. (1988) e o estudo sobre a evolução estrutural da parte norte dos Andes colombianos por Irving (1975). Recentemente, Ordoñez (2001) na sua tese de doutorado, apresenta uma caracterização isotópica Rb-Sr e Sm-Nd dos principais eventos magmáticos nos Andes colombianos com um número importante de dados geocronológicos e isotópicos. No Equador, os trabalhos mais importantes são os realizados dentro do *Cordillera Real Geological Research Project (1986-1993)*, um convênio bilateral entre a *Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero Metalúrgica* (CODIGEM) do Equador e o *British Geological Survey* (BGS). O projeto consistiu no mapeamento de reconhecimento da Cordilheira Real e da região de El Oro, incluindo trabalhos de geoquímica, geocronologia e estudos de geologia econômica. Os resultados são apresentados individualmente por Aspden et al. (1992a, b) e Aspden et al. (1995) e resumidos por Litherland et al. (1994). Finalmente, trabalhos clássicos sobre a evolução geológica da Cordilheira Real e a região de El Oro são apresentados por Feininger (1978, 1982, 1987), Baldock (1982), Hall e Calle (1982), Kennerly

(1973, 1980) entre outros. Mourier (1988), apresenta um estudo sobre a aloctonia do terreno Amotape no norte do Peru com base em métodos paleomagnéticos.

Os trabalhos da evolução permo-triássica regionais mais relevantes são apresentados por Pindell e Dewey (1982) e Pindell (1985) nos artigos sobre a reconstrução permo-triássica do Pangea Ocidental e as reconstruções alleganianas da região do Golfo de México respectivamente; Dalziel et al. (1994) no trabalho sob a interação paleozóica Laurentia – Gondwana, Mégard (1987), em uma revisão regional dos Andes ao norte de Arica e Jaillard et. al. (1990) que apresenta um modelo de evolução geodinâmica dos Andes Centrais e do Norte.

A maior parte das amostras analisadas neste estudo foram coletadas durante trabalho de campo no Equador e na Colômbia no segundo semestre de 2002. São rochas da parte norte da Cordilheira Central de Colômbia, da Cordilheira Real e principalmente do Complexo Metamórfico de El Oro no Equador.

1. GEOLOGIA DOS ANDES DO NORTE

A Cordilheira dos Andes caracteriza-se pelo cinturão magmático andino, os cinturões dobrados com vergência para leste e as cordilheiras paralelas à trincheira da América do Sul. Estas feições são geradas em resposta à subducção da placa oceânica Pacífico por baixo da placa da América do Sul e à sobreposição de estruturas antigas que apresentam ampla variação latitudinal. Esta variação permite a subdivisão dos Andes em: (i) Andes do Norte, desde o Caribe até os 3°S; (ii) Andes de Huancabamba, entre os 3°S e os 8°S e por fim, (iii) Andes Centrais para o Sul (Mégard, 1987). A mais importante mudança geológica ao longo do cinturão andino ocorre entre os Andes Centrais e os Andes do Norte (Gansser, 1973), onde os primeiros, com direção NW são rotacionados para NNE a partir da deflexão de Huancabamba.

1.1. GENERALIDADES SOBRE OS ANDES SETENTRIONAIS

Os Andes do Norte são orógenos caracterizados pela colisão e acreção de terrenos exóticos de origem e idade diversa, em contraste com os Andes Centrais os quais parecem corresponder a orógenos relacionados exclusivamente à subducção de litosfera oceânica desde o Jurássico Inferior (Mégard, 1987).

Nos Andes do Norte, a Cordilheira é dividida em três grandes ramificações geologicamente independentes: Cordilheiras Oriental, Central e Ocidental na Colômbia e cordilheiras Ocidental e Real no Equador (encarte 1). A Cordilheira Ocidental e as serras costeiras compreendem seqüências oceânicas alóctones de rochas básicas e sedimentos marinhos cenozóicos e do Cretáceo Superior intrudidas e cobertas por rochas magmáticas cenozóicas (González et al., 1988; Aspdén et al., 1987). A Cordilheira Oriental, limite leste da região andina colombiana é formada por um embasamento ígneo metamórfico continental polideformado de idade Precambriana a Paleozóico. Este embasamento é coberto por seqüências sedimentares paleozóicas a mesozóicas (González et al., 1988), de afinidade Gondwanica, com evolução geológica Grenviliana (Cordani et al., no prelo).

A Cordilheira Real equatoriana se bifurca na Colômbia para formar a Cordilheira Central e a Cordilheira Oriental. Este último bloco crustal compõe o Craton Amazônico equatoriano em termos de evolução pós-silúrica (Litherland, et al, 1994). A espinha dorsal dos Andes colombianos é formada pela

Cordilheira Central que compreende um complexo polimetamórfico pré-mesozóico (Restrepo and Toussaint, 1982) (encartes 1 e 3). Consiste de rochas metamórficas de baixo a alto grau do Complexo Cajamarca (González, 2000); se encontra intrudido por batólitos mesoceno-zóicos e coberto por rochas vulcânicas de arco continental eocénico (Gonzalez, 1988; Restrepo e Toussaint, 1982).

A parte setentrional da Cordilheira Central colombiana, denominada terreno Tahami por Restrepo e Toussaint (1988), é correlacionável com o denominado terreno Loja que conforma a maior parte da Cordilheira Real e o CM de El Oro na parte SW do Equador formados por rochas metamórficas paleozóicas associadas com corpos foliados triássicos (Litherland et al., 1994).

1.2. CONSIDERAÇÕES SOBRE O ARCABOUÇO GEODINÂMICO REGIONAL PERMO-TRIÁSSICO

A reconstrução permo-triássica do Pangea ocidental caracteriza o fechamento completo do oceano proto-atlântico entre América do Norte e América do Sul acompanhada pela justaposição do bloco Yucatán entre os montes Ouachita e Venezuela (Pindell e Dewey, 1982). A sutura herciniana separa zonas de deformação de bacias de *foreland* e tectônica de empurrão na América do Norte, México e o bloco Chortis para o noroeste de zonas de atividade tectono-magmática incluindo América do Sul, o bloco Yucatán, Flórida e África para sudeste (Fig. 1) (Pindell e Dewey, 1982) e a Cordilheira Central da Colômbia. A Orogenia Alleghaniana como modelada por Pindell e Dewey (1982), sugere um prolongado período de deformação e metamorfismo para as rochas de Yucatán, que ocupam uma zona de cisalhamento entre América de Norte e América do Sul desde o Devoniano Superior até o Permiano Inferior (Pindell, 1985). Dados adicionais para corroborar a hipótese da proximidade da parte NW de América do Sul e Laurentia no Devoniano são obtidos a partir da presença de fauna marinha na bacia Apalachiana dessa idade na Colômbia e na Venezuela (Pindell, 1985).

A cronologia da deformação alleghaniana está definida pelos episódios colisionais na parte sul dos Apalaches com início no Mississipiano Superior até o Pensilvaniano Superior (330-317 Ma aprox.). Nas montanhas Ouachitas ocorreu entre o Atokiano e o Desmoinesiano (310-300 Ma aprox.); no Marathon entre o Virgiliano e o Wolfcampaniano (290-270 Ma aprox.); e nos Huastecan no Permiano (280-255 Ma aprox.) (Pindell e Dewey, 1982). A

Figura. 1. Sutura herciniana separa (i) zonas de deformação em bacias de foreland e tectônica de empurramento em América do Norte, México e o bloco Chortis de (ii) zonas de atividade tectono-magmática incluindo América do Sul, o bloco Yucatán, Flórida e África para sudeste. Tomado de Pindell e Dewey, 1982.

colisão permiana está registrada na parte norte da Cordilheira Central colombiana por uma série de dados geocronológicos em rochas metamórficas (encarte 4), por um magmatismo peraluminoso pós-colisional no limite permio-triássico, e por um magmatismo pós-tectônico peraluminoso relacionado ao colapso orogênico no Triássico Médio a Superior.

Possíveis remanescentes do arco magmático esperado pela subducção que causou à colisão alлегaniana incluem granodioritos do Paleozóico Superior, andesitos e rochas vulcânicas encontradas no grupo Chuaucus de Guatemala, em rochas coletadas em furos de perfuração no Yucatán, na plataforma Coahuila, no alto *Sabine* e no embasamento de Flórida (Pindell, 1985). Estes fragmentos crustais teriam sido deixados atrás após o rifteamento triássico e jurássico que desagregou posteriormente o supercontinente. O fechamento foi alcançado pela colisão oblíqua E-W desde o Devoniano Superior até o Permiano Médio com possível migração de vários blocos dentro da zona de sutura (Pindell, 1985). Embora Pindell (1985) mencione rochas desta idade na cordilheira Central da Colômbia como relacionadas ao evento de subducção, é possível que estes pequenos corpos correspondam aos processos pós-colisionais propriamente ditos e não aos processos prévios à colisão como será discutido adiante.

Aspden et al., (1992a), apresenta um modelo de cisalhamento triássico e anatexis ao longo de uma bacia de rift ensiálico para explicar a formação do que denomina o Cinturão metamórfico triássico dos Andes do Norte, fragmentos do qual compreendem o terreno Loja da Cordilheira Real, os terrenos Amotape (Complexo Metamórfico de El Oro) e Chaucha no Equador e o terreno Tahami da Cordilheira Central da Colômbia. Anfibolitos do Mesozóico Inferior presentes na Cordilheira Real e no CM de El Oro poderiam ser originalmente diques de basalto manto derivados relacionados a este evento de rifteamento. O cinturão de metamorfismo e cisalhamento do Triássico Superior dos Andes do Norte marcariam o início do rifteamento que levou à separação do Gondwana e Laurentia e à formação do oceano Tethys (Jaillard et al., 1990, Aspden et al., 1992a).

2. METODOLOGIA

O trabalho foi distribuído em cinco semanas de campo na província de El Oro, dois perfis na Cordilheira Real do Equador e dez dias de campo na Colômbia. Algumas das amostras obtidas para a Cordilheira Real do Equador foram coletadas e cedidas pelo professor Arturo Eguez da *Escuela Politécnica Nacional de Quito* e algumas amostras da Cordilheira Central da Colômbia foram cedidas pelo INGEOMINAS através do geólogo Humberto González.

O trabalho no Equador foi realizado a partir de mapas topográficos escala 1:50.000, disponíveis no Instituto Geográfico Militar (IGM) em Quito. O trabalho regional na Colômbia foi realizado a partir de mapas geológicos escala 1:250.000 disponíveis no INGEOMINAS.

Os métodos analíticos utilizados durante a pesquisa foram: geocronológicos Ar-Ar no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP) e U-Pb SHRIMP-II na *Australian National University* (ANU) e na Academia Chinesa de Geociências; métodos isotópicos Sr e Nd no CPGeo-USP e métodos de geoquímica rocha total para elementos maiores, traço e ETRs no laboratório de química do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). Os métodos estruturais de pesquisa utilizados foram a Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM) no Laboratório de Paleomagnetismo no Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo (IAG-USP) e o método de orientação Preferencial de Forma (OPF) no IGc-USP sob orientação do Prof. Dr. Carlos Archanjo.

2.1. MÉTODOS RADIOMÉTRICOS

2.1.1. U-Pb SHRIMP em zircão

O método U-Pb SHRIMP em zircão permite a obtenção de idades de cristalização nos corpos ígneos além de mostrar possíveis heranças da evolução geológica pretérita. Nas rochas metassedimentares é possível obter idades máximas de deposição e ainda idades de metamorfismo em zircões neoformados no caso de metamorfismo de alto grau. A datação U-Pb foi realizada em grãos individuais de zircão para 11 amostras, empregando o SHRIMP da Academia Chinesa de Geociências e da *Research School of Earth Sciences (RSES)* na ANU -SHRIMP II-. Os zircões foram separados nos laboratórios de preparação de amostras do CPGeo-USP e montados em uma

resina epóxica para medições isotópicas. Os detalhes dos procedimentos analíticos, incluindo métodos de calibração são apresentados por Williams (1998) e Stern (1998). Os dados analíticos são apresentados de forma gráfica em diagramas concórdia convencionais, gráficos de probabilidade relativa (*relative probability plots*) e gráficos de idade média ponderada (*weighted average age plots*) este último usando as idades obtidas a partir das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ isotopicamente menos perturbadas (i.e que situam-se próximas da concórdia). O tratamento dos dados é feito usando o programa Isoplot 3.0 de Ludwig (2003) com erro a nível de confiança de 95%. São reportadas também as idades médias e o MSWD (*mean square of weighted deviates*) para dados agrupados pertencentes aparentemente a uma única população, que possuem como característica probabilidades de ajuste maiores que 0,05 e MSDW perto ou menor que 1. Valores de MSWD muito maiores que a unidade e probabilidades de ajuste perto de zero indicam a presença de espalhamento dos dados não devida a erro analítico (i.e. diferentes populações). Finalmente são apresentadas imagens de catodo-luminescência quando disponíveis com os pontos de análise e idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ têm um componente de erro tipicamente entre 1.5 e 2.0% por causa da calibração com os zircões usados como standard. A abundância de U e a razão U/Pb são calibradas em relação ao zircão Sri-Lanka (SL-13) ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.0928$; 572 Ma). As idades calculadas neste trabalho são idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigidas por Pb comum com base em ^{204}Pb medido. Os dados isotópicos são obtidos com um erro de 1-sigma e a obtenção das idades médias ponderadas são obtidas com um erro de 2-sigma. As idades consideradas adequadas para a discussão geológica são as idades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ por serem estas mais precisas do que as idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Vavra et al., 1996). Adicionalmente, dados $^{207}\text{U}/^{206}\text{U}$ para zircões com idades menores do que 800 Ma são normalmente pouco precisos para relacioná-los diretamente à concórdia devido à diminuição da curvatura desta com o decréscimo na idade (Compston, 1999), portanto a porcentagem de discordância (idades 206/238 vs. 207/266) não é um critério confiável de discriminação de qualidade no caso de estudo, sendo que os resultados considerados aceitáveis para discussão são aqueles que situam-se diretamente sobre a curva concórdia.

2.1.2. Ar-Ar em biotita e anfibólio

As análises Ar-Ar pela técnica de aquecimento por etapas permitem obter evidências sobre a história termal regional e sobre idades deformacionais no caso de milonitos desenvolvidos nas fácies xisto verde (Reddy e Potts, 1998). Foram preparadas 42 amostras de rocha para separação de micas e anfibólios para análise no laboratório de Ar-Ar no CPGeo-USP. Entre 15 e 20 cristais individuais de cada amostra são irradiados no reator nuclear IEA-R1 no Instituto de Pesquisas Nucleares (IPEN) em São Paulo junto com o monitor de fluxo neutrônico (*Sanidina Fish Canyon*). Posteriormente dois ou três cristais são analisados pela técnica de aquecimento por etapas. A descrição do equipamento, procedimentos de laboratório e preparação de amostras, irradiação, análise e interpretação de resultados encontram-se em Vasconcelos et al., (2002). Adicionalmente, a descrição da metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar , bem como seu valor interpretativo são amplamente discutidas e apresentadas por vários autores, entre eles Dalrymple e Lanphere (1974), Merrihue e Turner (1966), Faure (1986), McDougall e Harrison (1999), Renne (2000), entre outros.

2.1.3. Sm-Nd em rocha total

Foram realizadas 32 análises Sm-Nd em RT no CPGeo-USP segundo os procedimentos descritos em Sato et al., (1995). Os procedimentos experimentais incluem digestão ácida da amostra e adição de um *spike* combinado de Sm-Nd, posterior separação de Sm e Nd numa coluna de intercâmbio iônico e finalmente medição de razões isotópicas em um espectrômetro de massa de ionização térmica equipado com sistema multicoletor. As idades modelo Sm-Nd T_{DM} foram calculadas segundo o método de DePaolo et al. (1991). Os resultados obtidos são apresentados no encarte 5.

2.1.4. Rb-Sr em rocha total

As 32 amostras utilizadas para análises Sm-Nd foram utilizadas para análises Rb-Sr e determinação de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no CPGeo-USP. As determinações de ^{87}Sr - ^{86}Sr são feitas no espectrômetro de massa VG-sector e corrigidas por fracionamento isotópico durante a ionização térmica usando o valor de ^{87}Sr - $^{86}\text{Sr}=0.1194$. Os procedimentos laboratoriais seguem em geral os descritos em Tassinari et al. (1996). Os resultados são apresentados no encarte 5. No presente trabalho as determinações tanto de Rb quanto de Sr foram feitas por

fluorescência de raios X, portanto a precisão na determinação da razão $^{87}\text{Rb}/^{88}\text{Sr}$ acima de 1% é obtida no intervalo entre 50 e 650 ppm para ambos elementos.

Os diagramas de correlação isotópica Nd-Sr e curvas de evolução de Nd são tratados por meio de planilhas de Excel.

Para todos os métodos radiométricos, as constantes de decaimento utilizadas são as de Steiger e Jäger (1977).

2.2. MÉTODOS GEOQUÍMICOS

2.2.1. Análises FRX

Elementos maiores e traço para 30 amostras em rocha total foram determinados por fluorescência de raios X no Laboratório de Química do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGc-USP. A preparação de amostras inclui micro-redução e obtenção de pastilhas prensadas para determinação de elementos maiores e fusão de material para obtenção de discos de fundido para determinação dos elementos traço. As amostras são analisadas em um espectrômetro de FRX Philips PW 2400 que apresenta limites de detecção geralmente na ordem de 1-10 ppm para elementos traço. Os procedimentos de preparação de amostras e laboratoriais seguem a metodologia descrita por Mori et al. (1999). Os resultados são apresentados no encarte 6.

2.2.2. Análises ICP-OES

Elementos das Terras Raras (ETR) foram determinados para 25 amostras de rocha total no laboratório de ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectroscopy*) no Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGc-USP. Amostras em pó foram fundidas com borato de lítio e dissolvidas em ácido hidrocloreto. A separação das ETRs foi efetuada por meio de colunas de troca iônica utilizando ácido nítrico e hidrocloreto. Análises subsequentes foram realizadas no espectrômetro sequencial ICP-OES, modelo ARL 3410, equipado com mini-tocha e nebulizador ultrassônico CETAC, modelo U-5000AT. Os procedimentos de análise seguem a metodologia apresentada em Navarro et al. (2002). Os resultados são apresentados no encarte 6.

2.3. ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (ASM)

A *Anisotropia Magnética* refere-se à variabilidade direcional de magnetização (M) na presença de um campo indutor (H), de forma que,

$$M = kH,$$

onde k é um parâmetro escalar denominado *suscetibilidade magnética*. Como M e H são expressos em ampere por metro, a suscetibilidade k não tem dimensões e é expressa em unidades SI (Sistema Internacional).

A ASM é uma propriedade física das rochas usada para estudos estruturais e de petrofábrica (Hrouda, 1982; Rochette, et al., 1992; Borradaile e Henry, 1997.). A ASM tem sido amplamente utilizada no estudo de processos geológicos, particularmente na caracterização de fábrica de rochas ígneas. As direções principais da ASM podem revelar as direções de fluxo de um magma, as direções da deformação finita de rochas tectonizadas, além da potencialidade de mostrar alguns aspectos do regime de deformação (Tarling e Hrouda, 1993).

A ASM depende da orientação preferencial de minerais magnéticos anisotrópicos, isto é, da fábrica magnética da rocha. A orientação preferencial dos eixos cristalográficos, que com frequência controlam a forma dos grãos, determinam a ASM para a grande maioria dos minerais. No caso da magnetita, dada a sua alta suscetibilidade, a forma do grão prevalece sobre o controle cristalográfico, determinado assim a anisotropia do mineral.

O resultado de um estudo de ASM é um elipsóide de suscetibilidade magnética definido pela magnitude e orientação de seus três eixos principais, $k_1 \geq k_2 \geq k_3$, i.e., os três autovalores (*eigenvectors*) do tensor de suscetibilidade. Os parâmetros utilizados na descrição do elipsóide magnético são:

- a suscetibilidade média:
 $k_m = (k_1 + k_2 + k_3)/3$,
- as razões de anisotropia:
 $L = k_1/k_2$ (lineação)
 $F = k_2/k_3$ (foliação) e
- o grau de anisotropia:
 $P = k_1/k_3$ ou

$$P' = \exp [2 \times (n_1 - n_m)^2 + (n_2 - n_m)^2 + (n_3 - n_m)^2]^{1/2}$$

Onde $n_1, n_2, n_3 = \ln k_1, \ln k_2, \ln k_3$

$n_m = 1/3(n_1 + n_2 + n_3)$; quando $P=1$ (esfera) a suscetibilidade é isotrópica e, na medida em que P aumenta, o grau de excentricidade do elipsóide aumenta.

- forma do elipsóide:

$T = [2(\ln K_2 - \ln K_3)/(\ln K_1 + \ln K_3)] - 1$; T varia de >0 a 1 para elipsóides de triaxiais a oblatos e de <0 a -1 para elipsóides de triaxiais a prolatos.

O valor de suscetibilidade consiste da soma das contribuições individuais e do teor dos minerais paramagnéticos, diamagnéticos e ferromagnéticos (S.I.). A anisotropia de suscetibilidade por sua vez, depende da forma do grão, tipo de retículo cristalino e da orientação espacial dos minerais.

Uma das suposições mais importantes em que baseia-se o estudo de ASM, com forte implicação nas considerações estruturais, é a coaxialidade do elipsóide de ASM à petrofábrica, onde o eixo k_3 é perpendicular à foliação e k_1 paralelo à lineação tectônica ou fluxo magmático. Desta forma, k_3 é denominado o pólo da foliação magnética e k_1 a direção da lineação magnética.

Estudos de ASM no plutão de Marcabelí CM de El Oro, SW de Equador) foram efetuados para 56 amostras orientadas, e que correspondem a 28 pontos de amostragem (encarte 2; fig. 19). As amostras foram coletadas por meio de uma perfuratriz portátil, devidamente rotuladas, orientadas em campo e analisadas no laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP. A medida de ASM é feita em cilindros de rocha com tamanho padrão de 22 mm de altura por 22 mm de diâmetro obtidos em cilindros originais orientados no campo e de altura média de 7 cm. A anisotropia de suscetibilidade pode ser determinada girando uma amostra em um campo magnético indutor (método rotativo), ou então medindo a suscetibilidade da amostra em 9 posições diferentes (protocolo de Girdler, 1961) ou em 15 posições diferentes (protocolo de Jelinek, 1977). As direções do elipsóide de suscetibilidade obtido são determinadas pelo sistema de coordenadas ortogonais da amostra, onde o eixo x corresponde à declinação (azimute), o eixo z à inclinação e o eixo y é perpendicular ao plano xz (Fig. 2). Para a obtenção do elipsóide de suscetibilidade magnética foi utilizado o equipamento MINISEP no IAG-USP que mede a anisotropia de suscetibilidade através do método rotativo.

Figura. 2. Método de preparação de seções orientadas para estudo de ASM e OPF.

2.4. ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF).

Foi determinada a OPF de biotita em 9 sítios com o intuito de comparar a fábrica magnética com a fábrica mineral da rocha. A discussão teórica do método pode ser encontrada em Robin (2002) e Launeau e Robin (1996), e a rotina de trabalho aqui utilizada está detalhada em Archanjo (2002) e Archanjo e Launeau (2004).

O elipsóide de trama mineral é obtido a partir do conhecimento de elipses seccionais (2D) medidas em três superfícies perpendiculares obtidas por corte de cilindros orientados de rocha (Fig. 2). O estudo baseia-se na aquisição e tratamento de imagens para separação digital das fases minerais de interesse e posterior cálculo das elipses (2D) e do elipsóide (3D) representativo da trama mineral.

A aquisição digital das imagens é feita com uma câmera tri-CCD (*Charged Coupled Device*) colorida, acoplada a um microscópio petrográfico. O sistema é gerenciado pelo software *Geovision* version 3.1 (Fueten, 1997). Ele fornece um conjunto de imagens petrográficas em luz natural ou polarizada, cada imagem formada pela superposição de 89 sub-imagens obtidas pela rotação do polarizador a intervalos de 1.25° . Consequentemente, na imagem final, dado o alto pleocroísmo da biotita, a fase de interesse neste trabalho, é possível obter uma imagem com máxima intensidade de luz e pleocroísmo que facilita a sua separação pela manipulação digital no software *Photoshop*. A seguir, a imagem é implementada a través do programa SPO (*Shape Preferred Orientation*) desenvolvido por Launeau e Robin (2003 - artigo no prelo) para o cálculo dos parâmetros da OPF da distribuição de grãos pelo método de interceptos ou do tensor de Inércia. Os dados escalares e direcionais da OPF em 2-D (elipses) são repassados ao programa ELLIPSOID.EXE (2003 - artigo no prelo) para o cálculo do elipsóide (3D) representativo da trama mineral da rocha.

O Tensor de Inércia (2D)

Um objeto isolado em uma imagem binária pode ser definido por um conjunto de pixels adjacentes contendo um mesmo código numérico (Fig. 3). A forma de um objeto 2D é, na maioria das vezes, anisotrópica e mais ou menos convexa. Esta forma poderá ser atribuída a uma elipse, se ela não se afasta

demasiadamente da figura convexa ideal. A elipse pode ser determinada pelo cálculo dos momentos de 2ª ordem do tensor de inércia 2D (Rink, 1976).

Figura 3. A) Conjunto de pixels adjacentes definindo um objeto (grão) e suas coordenadas no referencial xy ; B) Tensor de inércia do grão representado por uma elipse e orientação (ϕ) de seu eixo maior. G, centro de massa do objeto.

Cálculo da OPF em 2D: médias tensoriais e implicações

Do conjunto de grãos que constitui uma seção (xy, xz ou yz) é possível determinar uma elipse média representativa da orientação preferencial 2D da população. O cálculo da elipse média pode ser feito de quatro maneiras diferentes, a saber (Fig. 4):

(i) média tensorial do tensor de inércia (Fig. 4a): o tensor de inércia médio M_g é obtido pela média tensorial dos n tensores de inércia 2D calculados para cada grão. Ao considerar a área de cada grão no cálculo da média, os grãos maiores terão um peso no cálculo do tensor. A elipse G resultante dependerá da quantidade e orientação dos grãos maiores que constituem a população.

(ii) média tensorial do tensor normalizado (Fig. 4b): o tensor médio normalizado M_n é obtido pela média tensorial dos n tensores de inércia 2D normalizados pela área de cada grão. A elipse N resultante independe do tamanho dos grãos, porém depende de suas razões axiais.

(iii) média tensorial da equação da elipse (E) (Fig. 4c): neste caso a elipse média é obtida pela média tensorial M_p das n equações quadráticas das elipses (Shimamoto e Ikeda 1976). Esta solução corresponde ao cálculo inverso de (i), visto que a elipse média é determinada utilizando-se o inverso dos eixos principais a e b. Obtem-se assim uma elipse P que depende do tamanho dos grãos, como em (i), porém com peso maior nos grãos menores da população.

O significado e implicações destes diferentes modos de representação da fábrica é ilustrado na figura 4. As elipses G (Fig. 4a) e P (Fig. 4c), que dependem do tamanho e anisotropia dos grãos individuais, realçam a fábrica dada pelos grãos grandes e pequenos, respectivamente. A elipse N (Fig. 4b), que depende unicamente da anisotropia dos grãos individuais, corresponde à direção mediana dos grãos grandes e pequenos que constituem a população. A elipse D (Fig. 4d), que independe do tamanho e anisotropia dos grãos, pode ser utilizada para verificar a uniformidade das orientações da população e avaliar a existência de sub-populações.

Figura 4. Caso simples de elipses com populações distintas com orientação média N-S ($sr = a/b = 2$) e E-W ($sr = 1.5$). (A) Elipse G, com peso maior nos grãos grandes; (B) Elipse N, ou normalizada; (C) Elipse P, com peso maior nos grãos pequenos e, (D) Elipse D, correspondendo a dispersão medida pelos cossenos diretores do eixo maior de cada tensor. sr , anisotropia da elipse média, Φ é o ângulo entre o eixo maior da elipse e o referencial vertical.

O método de interceptos

Quando os grãos que formam uma população não podem, ou não devem ser separados, é utilizado o Método de Interceptos para calcular a anisotropia do agregado (Saltikov 1958, Underwood 1970 em Launeau e Robin 1996). Os princípios da técnica são sumariamente resumidos na figura 5. Ela é baseada na contagem de interceptos que uma linha qualquer percorrendo a imagem que cruza a fase de interesse (Fig. 5a). Para um ponto x na grade reticulada de coordenadas (i, j) , ou então um pixel na imagem *bitmap*, o número de interceptos é igual a 1 se o ponto x pertence a fase, ou zero se ele não pertence. Este procedimento é feito ao longo de uma série de linhas de análise

paralelas entre si, que rotacionam sucessivamente a um ângulo α previamente estabelecido.

Figura 5. Método de interceptos. a) grade reticulada de análise a 90° e contagem de 9 interceptos decorrentes de 9 saídas do grão (fase); b) grade reticulada de análise a 145° e contagem de 7 interceptos; c) rosa de contagem de interceptos — a contagem mínima indica a direção de alongamento; d) cálculo dos segmentos atravessados pela grade a 90° (superfície dividida pela contagem de interceptos); e) rosa de comprimento médio.

Determinação da OPF 3D: método do tensor quadrático de forma

O método foi introduzido na geologia estrutural por Shimamoto e Ikeda (1976), com a finalidade de reconstituir o elipsóide (3-D) conhecendo a magnitude e orientação de três elipses representativas de planos mutuamente ortogonais. O método foi modificado por Launeau e Cruden (1998) e recentemente generalizado para seções não-ortogonais por Robin (2002).

Um mínimo de três seções adequadamente distribuídas é necessário para que a solução elipsoidal seja encontrada. O índice de incompatibilidade $\sqrt{F}$ permite checar a convergência das seções, onde valores $< 10\%$ indicam a convergência dos resultados para um elipsóide, caso contrário ($\sqrt{F} > 15\%$), os dados convergem para um hiperbolóide e o resultado não tem significado

estrutural. Este parâmetro é dado no programa para cada seção e permite, eventualmente, subtrair a seção ou sub-populações fortemente incompatíveis.

Os parâmetros do elipsóide 3-D podem ser relacionados aos parâmetros de Jelinek (1981) que descrevem a forma do elipsóide de anisotropia de suscetibilidade magnética, onde P' é o grau de anisotropia corrigido e T a forma do elipsóide (> 0 , oblato, < 0 prolato, onde T varia de 1 a -1). Se os eixos do elipsóide são $b_1 \geq b_2 \geq b_3$ (respectivamente A , B e C),

$$P' = \exp \left[2(l_1^2 + l_2^2 + l_3^2) \right]^{1/2}, \text{ com } l_n = \ln(b_n/b_B) \text{ e } b_B = (b_1, b_2, b_3)/3$$

$$T = [2(\ln b_2 - \ln b_3)/(\ln b_1 - \ln b_3)] - 1$$

$T = 1$ se $A = B > C$, $T = 0$ se $A > B > C$, e $T = -1$ se $A > B = C$.

Quatro tipos de elipsóides (G, N, P, D e I), correspondendo aos métodos de determinação da distribuição de grãos, são obtidos no programa ELLIPSOID.EXE. Dependendo do grau de homogeneidade da população em 2-D, é possível extrair aleatoriamente várias sub-populações de modo a testar a reprodutibilidade do elipsóide em diferentes partes da imagem. O número de elipsóides combinados é dado por n^s , onde n é o número sub-imagens (= sub-população) e s o número de seções. Se $s = 3$ (seções xy , xz e yz da amostra), o número de elipsóides recombinados depende da quantidade de imagens n extraídas da seção. Se $n = 1$ (1 imagem por seção), teremos 1 elipsóide; se $n = 2$, serão 8 elipsóides, e assim sucessivamente.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. COMPLEXO METAMÓRFICO DE EL ORO

3.1.1. Geologia Regional

Nos Andes de Huancabamba, que corresponde à zona de transição entre os Andes Centrais e os Andes do Norte, aparece o denominado terreno Amotape-Tahuin, interpretado como um microcontinente (Mégard, 1987; Mourier, 1988) e mais recentemente como correlacionável com a Cordilheira Real (Aspden et al., 1995), denominado CM de El Oro (encarte 2). O complexo metamórfico compreende rochas metamórficas de baixo até alto grau com um trend estrutural E-W, anômalo com respeito ao trend regional andino NNW da Cordilheira Real. Para o NW, o complexo está coberto por depósitos não consolidados do Terciário Superior e Quaternário da planície costeira. O seu limite norte é definido pela falha Jubones de direção E-W. Para leste e sul, o limite está definido por um complexo vulcano plutônico terciário e por sedimentos cretácicos da bacia de Alamor (encarte 2).

As rochas que compreendem a zona de estudo no CM de El Oro são:

- (1) uma seqüência semipelítica levemente ou não metamorfizada denominada unidade El Tigre;
- (2) uma seqüência semipelítica com metamorfismo variável da unidade La Victoria, interpretada como o equivalente de alto grau norte da unidade El Tigre. Estas seqüências são consideradas como de idade de deposição paleozóica, provavelmente de idade devoniana (Feininger, 1982) e até permiana (Martinez, 1970), com metamorfismo Permiano e granitogênese Triássica. Os metassedimentos da Unidade La Victoria são xistos micáceos com eventual granada, aparecem crenulados e intercalados com meta-arenitos com sericita. Ocasionalmente, apresentam migmatização que junto à presença de granada e sillimanita, sugerem condições de médio a alto grau de metamorfismo. A abundância de andaluzita, ausência de cianita e restrição da granada nas áreas de metamorfismo de mais alto grau, indica condições de metamorfismo de baixa pressão para sequencia metamórfica do CM de El Oro (Feininger, 1982);
- (3) as rochas da unidade La Bocana que incluem um número de diferentes litologias não diferenciadas principalmente granitóides foliados, migmatitos, paragneisses e em menor quantidade xistos anfibólicos intercalados,

- (4) os plutões de La Florida, Marcabell e El Prado, associados com gnaisses de alto grau e migmatitos. Estes corpos se dispõem em direção E-W limitados por zonas de cisalhamento destrai de direção E-W, e
- (5) rochas do Complexo Máfico Piedras, que correspondem principalmente a metagabros e anfibolitos triássicos (encarte 2).

Os granitóides da unidade La Bocana aparecem no extremo norte da zona de estudo num cinturão E-W intimamente relacionados e cartograficamente não diferenciados dos gnaisses e migmatitos regionais (encarte 2). O contato dos granitóides de La Bocana com os anfibolitos ao norte da zona é falhado, marcado por zonas estreitas de milonitização tanto nos granitóides (Fig. 7 - fotos 1, 2, 3) quanto nos anfibolitos que adicionalmente apresentam estruturas elipsoidais. O contato entre as zonas gnáissicas ao norte com os xistos da Unidade La Victoria para sul é gradual e perfeitamente concordante. Apresentam textura granular grossa, aparecendo desde granitóides sem apreciável orientação mineral nem deformação, (evidenciada apenas pela formação de subgrãos e extinção ondulante em micas) até granitóides foliados, granitos gnáissicos e milonitos com K feldspato formando localmente estruturas *augen*. São comuns estruturas migmatíticas com abundante segregação de quartzo e formação de leucogranitos (Fig 7- fotos 10, 11). Eventualmente, ocorrem enclaves máficos centimétricos e estruturas *shlieren*. Apresentam desde textura granular grossa, sem apreciável orientação mineral nem deformação, apenas evidenciada pela formação de subgrãos em quartzo e extinção ondulosa nas micas até texturas gnáissicas definidas pelas micas e quartzo, as vezes o K-feldspato forma estruturas *augen*. Composicionalmente, os granitóides de La Bocana correspondem a monzogranitos e granitóides ricos em quartzo (Fig. 6). A composição mineral destas rochas é plagioclásio entre 15 – 30%; K-feldspato entre 20-25%, formação de mirmekita ocasional; quartzo entre 30 e 55% (este último no caso dos leucosomas e com abundante K-feldspato); biotita entre 10 e 30% ligeiramente cloritizada; muscovita entre 0 e 10% e aparece aparentemente apenas nas zonas de maior deformação; granada entre 0-8% em porfiroblastos; sillimanita prismática entre 0-3% (localmente 10%) acompanha a estrutura gnáissica; possível cordierita em algumas amostras. Acessórios zircão, allanita, apatito.

O plutão de Marcabell aflora no centro da zona de estudo como um corpo alongado na direção SW-NE, concordante às estruturas regionais (encarte 2, fig. 17). O corpo situa-se no limite entre os metassedimentos de baixo grau ao sul da unidade de El Tigre com os metassedimentos de médio grau da Unidade

Figura. 6. QAP para as rochas do Complexo metamórfico de El Oro e Cordilheira Real do Equador.

La Victoria ao norte. O contato norte do corpo é extremamente afetado pela deformação, com cunhas de metassedimento encaixado entre o granitóide milonitizado. O contato parece corresponder, nesta parte, a uma estrutura de direção regional N60E/45NW. Observam-se também contatos falhados e intrusivos na parte NE do corpo e assimilação de metassedimentos. Ocasionalmente, o contato do plutão de Marcabelí na sua parte sul está marcado por zonas de milonitos subparalelos à foliação metamórfica regional com indicadores de cisalhamento sistematicamente destrais. O plutão de Marcabelí não corresponde a um corpo homogêneo, porém consta de fácies de granulometria média e aparência foliada na sua maior parte. No extremo leste da região sul do corpo, onde o plutão aparece com forma de cunha (encarte 2) aparecem amplos domínios com granulometria grossa e abundante K-feldspato, cuja relação com o corpo principal é incerta, podendo corresponder a zonas pegmatíticas das fases finais de colocação. No contato com os metassedimentos na sua borda SE, coincidentemente na zona de aparecimento da fácies grossa granular feldespática, aparecem abundantes silos com espessura variável entre 1 e 2 metros de espessura perfeitamente concordantes e o corpo intrusivo principal gera auréola de contato nos metassedimentos. É notável a presença de abundantes enclaves máficos centimétricos estirados e orientados paralelos à foliação e presença de estruturas *shlieren*. Aparecem ainda diques quartzosos cortando o granitóide, estes últimos dobrados sendo a foliação de plano axial aparentemente subparalela à foliação regional. Petrograficamente, o corpo é constituído principalmente de granodiorito, porém, na parte sul, predomina a composição tonalítica. A textura é granular grossa nas zonas magmáticas dominada por cristais euédricos de oligoclásio com núcleo normalmente alterado, K-Feldspato forma texturas pertíticas (*flame pertite*), biotita bem formada por vezes dobrada e alterada ocasionalmente a clorita; quartzo recristalizado as vezes cominuído. Texturas miloníticas nas zonas de maior deformação são definidas por biotita e muscovita, *ribbons* de quartzo e ocasionalmente por sillimanita (Fig. 18). A rocha está constituída por plagioclásio (15–40%); quartzo (30–40%) e teores menores localmente; K-feldspato (5–20%), alcançando localmente 30%; a biotita varia entre 10–15%, localmente atinge 25%; a muscovita entre 0% nas zonas magmáticas até 15% nas zonas deformadas; anfibólio entre 0–5% (localmente 10%) alguns deles formados possivelmente a partir de piroxênio; a sillimanita ocorre ocasionalmente podendo chegar até 5%, accesórios zircão, esfena, monazita, apatito.

O plutão de El Prado aparece na mesma posição estrutural do plutão de Marcabellí. Seus contatos são falhados na borda norte, enquanto na borda sul os contatos são intrusivos (encarte 2). Sua textura é granular média a grossa, contendo minerais idiomórficos a subidiomórficos com pouca deformação. Na microscopia, a deformação é caracterizada pela formação de subgrãos de quartzo e extinção ondulante em biotita ou ainda aparência levemente foliada em campo. Composicionalmente o corpo situa-se no campo dos monzogranitos, como também verificado no plutão de La Florida (Fig. 6). A composição mineral é quartzo (30-35%); plagioclásio (25 An) (20-30%); K feldspato (20-25%), biotita (15-25%) e ocasionalmente muscovita. O plutão de El Prado aparece intrudido por corpos básicos com idades U-Pb de 20 Ma.

O Plutão de La Florida ocorre a NW da zona de estudo, aflora como um corpo alongado e controlado pelas estruturas regionais (encarte 2). Aparece espacialmente relacionado aos granitóides, gnaisses e migmatitos de La Bocana e ocasionalmente apresentando contatos gradacionais (Fig. 7- foto 9), mas também se observa intrusivo (Fig 7- foto 10, 15). Bolsões graníticos dentro dos migmatitos apresentam características texturais similares àquelas do plutão (Fig 7- foto 16). O granitóide de La Florida aparece cortado por diques pegmatíticos com turmalina e muscovita e apresenta enclaves do metassedimento (Fig 7 - foto 17), por vezes concordantes à foliação (Fig. 7- foto 14). O contato, portanto, parece corresponder a uma mistura entre intrusão e gradação, esta última evidenciada pela transição entre um leucosoma bem definido até o granitóide propriamente dito (Fig. 7- foto 10). É comum observar intercalação dos metassedimentos e gnaisses com pacotes de granitóide similares aos descritos para o plutão de La Florida. Petrograficamente, este corpo apresenta como característica notável a presença ubíqua de fenocristais de K feldspato que podem ir até 8 cm (Fig 7- foto 12). Apresenta textura granular grossa inequigranular com deformação observável em afloramento. Composicionalmente, situa-se num amplo campo, desde sienogranitos, monzogranitos e granodiorito (Fig. 6). Mineralogicamente está constituído por quartzo (20-35%) com extinção ondulosa e formação de subgrãos; plagioclásio (15 – 40%), K-feldspato (15 – 35%) com abundantes texturas de exolução, biotita (10-20%), muscovita (5-10%), cordierita (?) e granada em baixas quantidades. Os acessórios mais comuns são zircão, allanita e apatita para todas as amostras e presença eventual de opacos.

Sheets graníticos de alguns metros até algumas dezenas de metros aparecem intercalados concordantemente com os metassedimentos, tanto da Unidade La

Granitóide foliado, concordante regionalmente com a estrutura gnáissica. São observados indicadores cinemáticos de cisalhamento dextral em veios de quartzo. Córrego Primavera, perto do vilarejo La Bocana.

Idem.

Idem.
Fragmentos de metassedimento assimilado e alongado. Lente de quartzo alongado. Córrego Primavera, perto do vilarejo La Bocana.

Foto 1

Foto 2

Foto-3

Indicadores cinemáticos de cisalhamento dextral em metapelitos indicados pela formação de porfiroclastos de quartzo formando estrutura S-C. Córrego Lajas, perto do vilarejo Victoria.

Indicadores cinemáticos de cisalhamento dextral em metapelitos indicados pelas caudas assimétricas formadas por porfiroclastos de quartzo. Córrego Lajas, perto do vilarejo Victoria.

Indicadores cinemáticos de cisalhamento dextral em metapelitos indicados por porfiroclastos com caudas assimétricas e formação de estruturas S-C. Córrego Lajas, perto do vilarejo Victoria

Foto 4

Foto 5

Foto 6

Indicadores cinemáticos de cisalhamento dextral em metapelitos indicados por porfiroclastos com caudas assimétricas e formação de estruturas S-C e bandas de cisalhamento. Córrego Lajas, perto do vilarejo Victoria

Indicadores cinemáticos de cisalhamento dextral em metarenitos indicados por porfiroclastos de quartzo que apresentam caudas recristalizadas assimétricas. Córrego La Primavera, perto do vilarejo do mesmo nome.

Relação concordante do granitóide foliado com o metassedimento. Córrego La Primavera, perto do vilarejo La Bocana

Foto 7

Foto 8

Foto 9

Relação granitóide com os metassedimentos. O granitóide trunca as estruturas, mas aparece também conetado a veios de segregação no migmatito. perto do vilarejo La Bocana

Relação do granitóide de La Florida e os migmatitos regionais. Migmatitos assimilados no plutão, bolsões de leucogranito em continuidade com o plutão. Córrego El Guineo, perto do vilarejo Victoria.

Aparência textural do plutão de La Florida. Geração de fenocristais de K-feldspato de até 8 cm. Córrego El Guineo, perto do vilarejo Victoria.

Foto 10

Foto 11

Foto 12

Foto 1

Foto 2

Foto-3

Foto 4

Foto 5

Foto 6

Foto 7

Foto 8

Foto 9

Foto 10

Foto 11

Foto 12

Figura 7. Indicadores cinemáticos de cisalhamento e relação dos granitóides com as encaixantes regionais.

Pacotes de migmatito intercalados com metassedimento (paleosoma) básico (xistos anfibólicos-amostra CVIN-84). Córrego Tahuin, perto do vilarejo Guayacán.

Foto 13

Assimilação de metassedimento aparentemente de forma concordante (foliação do granitóide ligeiramente observada). Córrego El Guarumo perto do vilarejo do mesmo nome.

Foto 14

Contato bem definido entre um granitóide e os migmatitos. Córrego El Guarumo, sul do vilarejo do mesmo nome.

Foto 15

Bolsões de leucosoma de características texturais similares às do plutão de La Florida nos migmatitos. Assimilação de metassedimentos (paleosoma). Córrego Tahuin, perto de Guayacán.

Foto 16

Assimilados de metassedimentos (xenólitos) num leucosoma com características texturais similares ao Plutão de La Florida. Córrego Tahuin, perto de Guayacán.

Foto 17

Foto 13

Foto 14

Foto 15

Foto 16

Foto 17

Figura 7b. Relação dos granitóides e migmatitos com as encaixantes regionais.

Victoria, quanto com os metassedimentos de La Bocana. Estas massas graníticas têm provavelmente uma estreita relação genética com os granitóides descritos, mas é difícil relacioná-los diretamente com uns ou outros. Os corpos de granitóides intercalados e concordantes com os metassedimentos atingem larguras de até 100 metros e sua aparência em campo é similar ao granitóide de Marcabellí. Ocasionalmente, os corpos de granitóides aparecem truncando as estruturas embora apareçam também conectados a veios de segregação com tendência concordante (Fig. 7- fotos 9,10,11).

3.1.2. Geoquímica de elementos maiores, traço e ETR.

11 amostras de rochas granitóides do CM de El Oro foram analisadas para elementos maiores e traço e seis para ETR. São incluídas adicionalmente análises de elementos maiores para dois metassedimentos correspondentes às amostras analisadas isotopicamente (encarte 5).

Baseados em cálculos modais para 26 amostras (Fig. 6) e normativos para 11 amostras, podem-se definir campos relativamente específicos: os granitóides do CM de El Oro. Os granitóides de Marcabellí aparecem no campo dos granodioritos, mas algumas amostras agrupam-se inteiramente no campo dos tonalitos. Os granitóides de La Florida e El Prado situam-se com tendência ao campo dos monzogranitos e granodioritos. Os granitóides de La Bocana colocam-se num campo bem definido entre os monzogranitos e os granitóides ricos em quartzo num campo relativamente bem definido.

Os elementos maiores, particularmente os diagramas de SiO_2 vs. Al_2O_3 e MgO , sugerem consistência razoável entre os diferentes granitóides, e não é observado um agrupamento das amostras, a exceção possivelmente dos granitóides de La Bocana, que aparecem com altos valores de MgO , e os granitóides de La Florida que aparecem com altos valores de CaO (Fig. 8). Notam-se as baixas concentrações de Na_2O para a grande maioria dos granitóides estudados, exceção clara do granitóide de Marcabellí com valor de 3.61%.

Os valores do número de Mg são consideravelmente similares para os granitóides do CM de El Oro, com valores em média de 40 para o granitóide de Marcabellí, 41,5 para El Prado, 39,5 para La Bocana e um valor um pouco menor de 36 para o granitóide de La Florida (encarte 6).

Figura 8. Diagramas de Harker para os granitóides do CM de El Oro. Incluem-se 3 amostras da Cordilheira Real.

O valor do Índice de saturação de alumínio (ASI) (Zen, 1986) de todas as amostras estudadas excede 1,1 (encarte 6), caracterizando os corpos como “granitos fortemente peraluminosos” (SPG) (Patiño-douce, 1999). Valores médios para ASI para as rochas estudadas são em geral maiores que os valores médios reportados para os granitos tipo S de *Lachlan fold belt* na Austrália, com valores médios de 1,18 (Chapell e White, 1992). Os valores médios obtidos são: 1,42 para o plutão de Marcabellí, embora a presença de anfibólio, 1,28 para El Prado, 1,17 para La Florida sendo o valor mais baixo, e 1,73 para os granitóides de la Bocana. As amostras agrupam-se no campo de granitóides tipo S do diagrama Cao vs FeO(T) e apresentam valores normativos de coríndon > 1% (Chapell e White, 2001).

De acordo com o diagrama K_2O-SiO_2 de Ricwood (1989), as amostras situam-se principalmente no campo cálcio alcalino de alto K e uma parte menor das amostras no campo cálcio alcalino numa distribuição estreita das amostras.

O variograma obtido para as rochas do CM de El Oro apresenta um comportamento notavelmente similar entre elas e com fracionamento suave. Os padrões observados caracterizam-se pela forte anomalia negativa de P e anomalias negativas menores de Nb e Sr (Fig. 9). O comportamento dos elementos traço, portanto, sugere uma similitude estreita na composição nas rochas do CM. O diagrama dos ETR apresenta algumas diferenças principalmente no relativo ao conteúdo total. As amostras exibem um fracionamento similar com notável anomalia negativa de Eu, porém, as amostras do granitóide de Marcabellí apresentam valores consistentemente mais baixos para todas as ETRs e muito similares aos valores das rochas da Cordilheira Real (Fig. 9b).

3.1.3. Geologia Isotópica

Foi determinada a composição isotópica de Nd e Sr para 11 amostras de rochas granitóides do CM de El Oro utilizadas também para a análise de elementos maiores e traço. O encarte 5 apresenta os resultados obtidos para 9 granitóides do complexo metamórfico, incluindo as razões iniciais de Sr, bem como os ϵ_{Sr} , ϵ_{Nd} (0, t) e as idades modelo. São incluídas também duas análises efetuadas para metassedimentos estreitamente relacionados com os corpos intrusivos e que poderiam representar as rochas fonte regionais. O objetivo deste estudo é caracterizar as fontes e natureza dos protolitos dos corpos magmáticos em estudo.

Figura 9. (a) Variograma de rochas para os granitóides do Complexo Metamórfico de El Oro e Cordilheira Real do Equador

(b) Padrões normalizados com os condritos para os conteúdos de REE para os mesmos grupos acima.

As razões iniciais de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ calculadas para uma idade de 230 Ma são relativamente elevadas, variando para os granitóides entre 0,708 e 0,720 com uma média de 0,713, mostrando uma importante heterogeneidade nos valores iniciais de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, refletindo a complexa natureza dos protolitos destas rochas. É possível que estas diferenças sejam o resultado de uma incompleta homogeneização das fontes crustais, ou ainda contaminação variável com as rochas encaixantes. Os metassedimentos da unidade La Victoria apresentam um valor um pouco mais elevado de 0,725 e os metassedimentos básicos de la Bocana, que aparecem em forma restrita na região, apresentam um valor de 0,708, o valor mais baixo encontrado para as rochas da região, e portanto, não podem ser considerados como materiais fonte na formação dos granitóides.

Os valores de $\varepsilon_{(\text{Nd}, t)}$ para os granitóides apresentam uma variação entre -9.5 até -3.8 . Na figura 10a, de $\varepsilon_{(\text{Nd})}$ vs. $\varepsilon_{(\text{Sr})}$, calculados ao presente ($_0$), as amostras graficam no quadrante IV, o seja de materiais provenientes fundamentalmente de fontes crustais. Dentro da distribuição das amostras, destaca-se uma amostra do plutão de Marcabellí, que aparece como o ε_{Nd} menos negativo e o ε_{Sr} mais baixo dentro dos granitóides considerados. De forma contrastante, a outra amostra do plutão de Marcabellí aparece no extremo oposto do diagrama, mas desta vez, a amostra corresponde a um material fortemente milonitizado, o que poderia sugerir que sua composição isotópica foi modificada. As amostras correspondentes aos plutões de El Prado e La Florida, agrupam-se num campo intermediário, com valores de Nd um pouco mais negativos que os apresentados pelo plutão de Marcabellí e com razão de Sr inicial maior. Os granitóides de la Bocana aparecem com os valores de ε_{Nd} mais negativos e com valores similares de razões de Sr que os plutões de La Florida e El Prado. Além disso, localizam-se inteiramente dentro do campo das rochas do denominado *Colorado front Range* que representam a crosta continental superior paleoproterozóica (DePaolo, 1981).

Os valores obtidos para os metassedimentos situam-se em campos extremos dentro do diagrama. Os metassedimentos anfibólicos de la Bocana, aparecem com ε_{Nd} ligeiramente positivo e com a menor razão de Sr inicial. Esta rocha é provavelmente constituída por material vulcano-sedimentar depositado na bacia de sedimentação. O metassedimento da unidade La Victoria, coloca-se no extremo de ε_{Nd} mais negativo e as razões iniciais de Sr mais altas.

Foram calculadas curvas de mistura entre dois materiais extremos segundo as equações apresentadas por DePaolo (1988). A álgebra que descreve a

composição isotópica de misturas simples tem sido discutida por diferentes autores (Vollmer, 1976; Langmuir et al., 1978; DePaolo e Wasserburg, 1979 em DePaolo, 1988). Os modelos simples de mistura de materiais são diretamente aplicáveis a qualquer processo que envolva mistura mecânica de materiais (DePaolo, 1988). A distribuição das amostras no diagrama $\epsilon_{(Nd)}$ vs $\epsilon_{(Sr)}$, não pode ser explicada por simples mistura entre os metassedimentos ou entre o metassedimento da unidade La Victoria com as rochas de arcos vulcânicos modernos, representados pelos basaltos continentais de *Columbia River* (*Columbia River basalts*) (Carlson et al., 1981 em DePaolo, 1988). A distribuição das amostras no gráfico poderia ser melhor explicada por heterogeneidade dos materiais fonte na geração dos granitóides em estudo.

As linhas de evolução de Nd são apresentadas na figura 10b. As idades modelo foram calculadas usando o modelo de evolução proposto por DePaolo (1991), no qual, o épsilon inicial da rocha é extrapolado até a curva de evolução do manto empobrecido (DM) ao longo de curvas de evolução crustal teóricas. As idades modelo, que normalmente representam idades de mistura para rochas crustais, são apresentadas no encarte 5. As idades modelo variam entre 0,81 Ga para os metassedimentos anfibólicos de La Bocana e 1,84 Ga para os metassedimentos da unidade La Victoria, representando uma mistura de idades das rochas fonte, sendo que os metassedimentos anfibólicos receberam aporte de material juvenil neoproterozóico ou ainda mais jovem. Os granitóides do CM de El Oro apresentam idades intermediárias entre estes valores extremos, variando entre 1,33 Ga para o granitóide de Marcabellí, até 1,75 Ga para um granitóide de La Bocana. Pelas idades modelos e as curvas de evolução de Nd obtidas, pode-se inferir que o granitóide de Marcabellí aparece com características mais juvenis que os demais granitóides, fato observado também no diagrama $\epsilon_{(Nd)}$ vs $\epsilon_{(Sr)}$. É interessante notar que as amostras correspondentes ao plutão de El Prado envolvem as curvas obtidas para o plutão de La Florida, apresentando características mais evoluídas que o granitóide de Marcabellí. Por fim, as curvas de evolução para os granitóides de la Bocana aparecem num campo inferior comparadas com os outros granitóides (Fig. 10b), mostrando um desenvolvimento mais evoluído para estas rochas. Os diagramas de $\epsilon_{(Nd)}$ vs. $\epsilon_{(Sr)}$, e de curvas de evolução de Nd sugerem o aporte de material mais juvenil para o plutão de Marcabellí e o aporte de material crustal mais antigo para explicar a geração dos granitóides de La Bocana. Os granitóides de La Florida e de El Prado apresentam comportamentos intermediários.

Figura 10. (a) Diagrama de correlação Epsilon Nd vs Epsilon Sr (hoje)
 (b) Curvas de evolução de Nd para as rochas do Complexo Metamórfico de El Oro, Equador.

Em geral, os resultados do estudo isotópico e geoquímico dos granitóides do CM de El Oro sugerem derivação fundamentalmente crustal para os magmas parentais dos granitóides em estudo. O papel de material mantélico na geração destes magmas é difícil de avaliar, mas as amostras que apresentam os valores menos negativos de ϵ_{Nd} e as menores razões iniciais de Sr poderiam ter recebido contribuições deste tipo, como ocorre no plutão de Marcabellí, que adicionalmente apresenta uma porcentagem pequena de anfibólio.

3.1.4. Geocronologia

O estudo geocronológico efetuado na presente pesquisa para as rochas do denominado CM de El Oro compreendem uma serie de datações pelos métodos U-Pb SHRIMP em zircão e Ar-Ar em micas, tanto para os granitóides de Marcabellí, La Florida e os granitóides de la Bocana, quanto para as rochas metassedimentares do embasamento. Adicionalmente, foram obtidas idades Ar-Ar em micas para uma faixa milonítica do plutão de Marcabellí e idades Ar-Ar em anfibólio para o Anfibolito de Piedras (encarte 2).

Granitóide de Marcabellí

O granitóide de Marcabellí apresenta zircões perfeitamente euédricos prismáticos, bem formados e com terminações piramidais. As imagens de CL permitem a observação de zonação oscilatória fina muito bem definida na maioria dos zircões e na totalidade dos zircões analisados (Fig. 11). A morfologia dos zircões, juntamente com a estrutura interna observada pelas imagens de CL, indicam um crescimento relativamente simples dos zircões com uma história geológica aparentemente não muito complexa, exceto pela observação de eventuais núcleos mal definidos que fazem parte de uma história anterior. As análises foram concentradas exclusivamente nas zonas de crescimento oscilatório, das quais as idades obtidas são interpretadas como de cristalização. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são perfeitamente concordantes e apresentam um agrupamento principal com uma idade média ponderada de $234,9 \pm 4,5$ Ma para 6 pontos (MSWD: 0,67; probabilidade de ajuste de 0,57), (Fig. 11) interpretada como a idade de cristalização do corpo. Uma única idade um pouco mais antiga de $269 \pm 4,5$ em zona de crescimento ondulatório pode ser um registro de atividade magmática precoce, similar a algumas idades obtidas para o plutão de La Florida (Fig. 12). Os conteúdos de U e Th são relativamente homogêneos; o U varia entre 145 e 347 ppm com média de 236

Figura 11. Granitóide de Marcabell
a. Diagrama Concordia
b. Imagens de Catodo-luminescência
Tamanho da barra de escala 100 micras.

ppm e o Th varia entre 56 e 174 ppm, com uma média de 89 ppm, fornecendo uma razão Th/U média de 0,37, típicos de valores magmáticos (encarte 7).

Foram obtidas 4 datações pelo método Ar-Ar para o granitóide de Marcabellí, incluindo uma amostra de um milonito (CVIN 28). A amostra CVIN-05 foi coletada na parte SW do corpo onde predominam as texturas magmáticas; a amostra CVIN-20 foi tomada na parte meridional do corpo, onde predominam as texturas transicionais entre magmáticas e miloníticas e finalmente, a amostra CVIN-28 foi coletada na parte NE do corpo numa zona milonítica (Fig. 18). As implicações para a colocação do corpo são discutidas no capítulo sobre a estrutura e alojamento do Plutão de Marcabellí (cap. 4.1.5). Os resultados mostram formação de idades *plateau* muito bem definidas (Fig. 13a) de 229 ± 1 Ma e $226,4 \pm 0,6$ Ma para a zona de textura magmática, idades *plateau* um pouco mais jovens de $225,5 \pm 0,9$ Ma e $223,9 \pm 0,5$ Ma para a zona de textura transicional e idades *plateau* ainda um pouco mais jovens de $221 \pm 0,6$ e $221 \pm 0,4$ em muscovita e de $220 \pm 0,4$ e $221,3 \pm 0,5$ Ma em biotita para os milonitos. Esta distribuição aparente de idades parece ser reflexo da evolução da deformação num curto período de tempo e concomitante com a colocação do plutão. A idade média de resfriamento do plutão por baixo dos 300-350°C poderia corresponder às idades obtidas para as zonas com menor deformação com uma média de $227,1 \pm 1,2$ Ma e portanto a deformação foi desenvolvida num período de 6 Ma. Os resultados Ar-Ar são na média 7,8 Ma mais jovens do que os resultados U-Pb, o que indica uma taxa de resfriamento muito rápida do corpo.

O Granitóide de La Florida

O granitóide de La Florida apresenta zircões euédricos, prismáticos, bem formados e com terminações piramidais. As imagens de CL permitem a observação de uma estrutura interna medianamente complexa, onde é notório o crescimento de zircão com zonação oscilatória bem definida a partir de núcleos antigos de diversa natureza, estes apresentando zonação oscilatória ou não (Fig. 12). Alguns dos sobrecrecimentos apresentam estrutura oscilatória irregular (acima do ponto 4,1 e 6,1; ponto 1,2; ponto 10,2) e recristalização (acima do ponto 9,1). As estruturas observadas favorecem uma história geológica mais complexa do que a observada para o plutão de Marcabellí. As análises obtidas foram tanto para as bordas quanto para os núcleos resultando um padrão complexo de distribuição de idades. A maior parte das análises aparece concordante (Fig. 12), com exceção da análise 3.1

Figura 12. Granitóide de La Florida
a. Diagrama Concordia
b. Imagens de Catodo-luminescência
Tamanho da barra de escala 100 micras.

1863 / CVIN-20 / Muscovite

1864 / CVIN-05 / Biotite

Figura 13 a. Plutão de Marcabeli. CVIN-20 coletada na zona de transição; CVIN-05 coletada na zona magmática.

1877 / CVIN-28 / Muscovite

1893 / CVIN-28 / Biotite

Figura 13 a. CONT. Plutão de Marcabelí. CVIN-28 coletada na zona de milonitização.

1867 / CVIN-79 / Muscovite (P. La Florida)

1866 / CVIN-39 / Biotite (P. Del Prado)

Figura13 b. Plutão de La Florida e El Prado.

1869 / CVIN-85 / Muscovite

1872 / CVIN-83 / Muscovite

Figura 13 c. Granitóides de La Bocana.

1873 / CVIN-60 / Muscovite

1885 / CVIN-56 / Biotite

Figura 13 c. CONT. Granitoides de La Bocana.

1874 / CVIN-62 / Biotite

1876 / CVIN-40 / Biotite

Figura 13 d. Metassedimentos Unidade La Victoria.

1894 / CVIN-59 / Muscovite

Figura 13 d. CONT Metasedimentos Unidade La Victoria.

1870 / CVIN-84 / Biotite

Figura 13 e. Metasedimento anfibólico de La Bocana.

(f) 1875 / CVIN-69 / Amphibole

(g) 1891 / CVIN-19 / Biotite

Figura 13. (f) Anfíbolito de Piedras e (g) Dike granítico.

(294 Ma) que pode indicar perda parcial de Pb num dos núcleos, e portanto, não registra a idade de formação do zircão. A idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais antiga corresponde à análise 10.1 de um núcleo euédrico sem estrutura interna definida, com uma idade aparente de 1013 Ma. Outros núcleos forneceram idades aparentes neoproterozóicas de 571 Ma e 551 Ma. As idades mais jovens se distribuem em três locais da curva concórdia. A idade mais antiga desse período corresponde ao ponto 1,2, com uma idade aparente de 269 ± 6.8 Ma em sobrecrecimento com estrutura bandeada fraca. Idades similares são reportadas para um ponto de análise do plutão de Marcabellí e um ponto de análise para um metassedimento (metassedimento de La Bocana, ponto 2,2, fig. 14) o que pode representar um evento com significado geológico. O grupo principal de idades apresenta uma idade média ponderada de $239,6 \pm 7,3$ Ma para 6 pontos (MSWD 1,3, probabilidade de ajuste 0,24) em zircões com estrutura oscilatória bem definida e em sobrecrecimentos com estrutura oscilatória regularmente definida. Esta idade é considerada como a idade de cristalização do corpo, similar à idade obtida para o plutão de Marcabellí dentro do intervalo de erro. A idade mais antiga encontrada para um zircão euédrico com zonação oscilatória para o plutão de La Florida é de 248 ± 6 Ma (ponto 4,1) e uma idade de 250 ± 6 Ma numa zona de núcleo com estrutura aparentemente oscilatória, o que indica o início de magmatismo precoce neste período de tempo, localizando o metamorfismo com idade mínima de 250 Ma. Idades mais jovens são obtidas para sobrecrecimentos com estrutura oscilatória regularmente definida (ponto 10,2 e 3,2) com média de idade ponderada de $215,5 \pm 7,8$ para 2 pontos (MSWD 0,35, probabilidade de ajuste de 0,56). Estas idades são difíceis de serem interpretadas dentro do contexto geológico regional, mas como se verá adiante, podem corresponder às idades de migmatização regional registradas em metassedimentos associados a migmatitos. Estruturas de recristalização que truncam os sobrecrecimentos são ainda observadas, o que sugere uma evolução subsequente desconhecida.

Os valores de U do plutão de La Florida variam entre 159 e 630 ppm, com uma média de 426 ppm, e os valores de Th variam entre 20 – 79 ppm, com uma média de 40 ppm para os dados no período Permo-Triássico (encarte 7). As razões Th/U apresentam uma média de 0,13 para este período de tempo, valor sistematicamente inferior ao apresentado pelos zircões do plutão de Marcabellí e idênticos, como se verá, aos valores reportados para os granitóides de La Bocana. Os valores da razão Th/U mais altos encontrados para o plutão de La Florida são aqueles para os zircões que apresentam uma nítida zonação

oscilatória, com valores comparáveis aos valores encontrados para o plutão de Marcabellí.

A idade de 217 Ma obtida neste granitóide pelo método Ar-Ar em muscovita (Fig. 13b), é interpretada como o episódio final registrado da exumação do orógeno no Triássico superior, relacionado à migmatização regional.

O granitóide de El Prado apresenta idade *plateau* Ar-Ar de $222,8 \pm 0,5$ e $220,9 \pm 0,4$ Ma em biotita (Fig. 13b), similares às idades de resfriamento obtidas para o plutão de La Florida e às idades deformacionais registradas no plutão de Marcabellí, confirmando assim o resfriamento após a migmatização regional e exumação do orógeno no Triássico superior.

Os Granitóides de La Bocana

O granitóide de La Bocana apresenta zircões euédricos prismáticos bipiramidais, achatados facetados e alguns poucos achatados arredondados. As imagens de CL permitem a observação de uma estrutura interna complexa, caracterizada pela formação de um núcleo normalmente anédrico e sem estrutura definida, manteado por um crescimento de zircão tipicamente com zonação oscilatória bem definida. É possível ainda observar zonas de alta luminosidade, que parecem corresponder a zonas de recristalização tardias. As análises foram realizadas exclusivamente nos sobrecrecimentos com zonação oscilatória bem definida e, portanto, não foi obtido registro das idades dos núcleos mais antigos. A distribuição de idades na curva concórdia é simples, sendo que a totalidade das análises coloca-se concordantemente e de forma extremamente bem agrupada (Fig. 14). A idade média ponderada para as análises é de $232,2 \pm 5,1$ Ma para 6 pontos (MSWD 0,029, probabilidade de ajuste de 1,0). Esta idade é considerada como de cristalização do corpo, similar às idades obtidas para o plutão de Marcabellí e La Florida.

Os valores de U do granitóide de La Bocana variam entre 267 e 328 ppm, com média de 196 ppm e valores de Th entre 23 e 37 ppm com média de 31 ppm. A razão Th/U é de 0,11 em média, similar ao valor obtido para o plutão de La Florida (encarte 7).

As análises Ar-Ar obtidas forneceram idades *plateau* bem definidas (Fig. 13c) de $215,9 \pm 0,5$ Ma e 215 ± 1 Ma para um gnaiss granítico (CVIN-85) rico em granada intercalado com metassedimentos, de $219,4 \pm 0,8$ Ma e $219 \pm 0,4$ Ma

Figura 14. Granitóide La Bocana
a. Diagrama Concordia
b. Imagens de Catodo-luminescência
Tamanho da barra de escala 100 micras.

para um gnaiss granítico similar (CVIN-83) e de $219,2 \pm 0,4$ Ma e $218,6 \pm 0,5$ Ma em muscovita para um gnaiss estreitamente relacionado a migmatitos (CVIN-60).

Um dique granítico não foliado que aparentemente corta os metassedimentos da unidade La Victoria fornece idades *plateau* Ar-Ar em biotita de $229,6 \pm 0,9$ e $224,3 \pm 0,6$ Ma (Fig. 13g). A idade obtida sugere que o dique pode-se correlacionar com alguns granitóides da zona, indicando a existência de relações de intrusão dos corpos graníticos com os metassedimentos para pelo menos um grupo de granitóides, possivelmente aqueles colocados de forma mais tardia no processo orogênico regional.

As idades conhecidas para os granitóides e ortognaisses da unidade La Bocana pelo método K-Ar em micas variam entre 207 ± 6 e 220 ± 6 Ma e uma idade Sm-Nd isócrona granada-RT forneceu uma idade de 219 ± 22 Ma (Aspden et al., 1992b). Por outro lado, as idades K-Ar para o granitóide de Marcabell variam entre 193 ± 13 e 221 ± 6 Ma (Aspden, et al., 1992b). Adicionalmente, Aspden et al. (1995) obtiveram uma idade U-Pb em monazita para o plutão de Marcabell de $227,5 \pm 0,8$ Ma.

Unidade metassedimentar La Victoria

Os xistos da unidade La Victoria apresentam uma ampla variedade tipológica de zircões devido à sua natureza metassedimentar. Os cristais individuais se apresentam normalmente achatados e arredondados, mas é comum observar zircões prismáticos bipiramidais com as terminações pouco modificadas. Esta característica parece indicar um transporte não muito intenso dos sedimentos à bacia de acumulação. As imagens de CL permitem observar as diversas estruturas dos zircões detríticos. Observam-se núcleos com estrutura oscilatória e núcleos de alta luminosidade sem estrutura interna definida e recristalização comum. Aparecem zircões com os núcleos manteados e sobrecrecimentos com zonação oscilatória bem definida, e ainda zircões euédricos com zonação oscilatória fina, e finalmente grãos inteiros de zircão com alta luminosidade e sem estrutura interna apreciável. Pela natureza metassedimentar da rocha e a diversidade dos grãos, a distribuição de idades na curva concórdia é ampla e, no entanto, mesmo com a limitada base de dados, é possível apreciar a formação de grupos de idades aparentemente coerentes (Fig. 15). A idade aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais antiga corresponde a um sobrecrecimento amorfo a partir de um núcleo com aparente bandeamento

Figura 15. Metassedimentos da Unidade La Victoria

a. Diagrama Concordia

b. Imagens de Catodo-luminescência

Tamanho da barra de escala 100 micras.

interno (ponto 7.1). O anterior sugere uma história pelo menos paleoproterozóica para algumas das fontes da bacia. Outras idades nesse intervalo apresentam-se como sobrecrecimentos (ponto 12.1) ou como núcleos com estrutura interna oscilatória regularmente definida. O grupo mais importante de idades apresenta-se entre 500 e 630 Ma aproximadamente em zircões de diferente morfologia e estrutura interna, marcando o aporte importante de material de idade Brasileira. A idade mais jovem obtida para o metassedimento é de 356 ± 4 Ma num sobrecrecimento com zonação nitidamente oscilatória (ponto 3.1), isto é, de fonte magmática. Esta idade fornece a idade máxima para o metamorfismo regional do complexo metamórfico como sendo do Misisipiano Inferior e o aporte de granitóides à bacia desta idade.

Os valores de U dos zircões do metassedimento variam amplamente entre 172 e 1151 ppm e os valores de Th entre 0,1 e 2,14 ppm. As razões Th/U variam entre 0,1 e 2,14 (encarte 7), refletindo a grande variedade de materiais de aporte à bacia sedimentar.

Idades *plateau* Ar-Ar obtidas para metassedimentos da Unidade La Victoria da mesma área (CVIN-62 e 59, encarte 2) no córrego Primavera na parte central da área de estudo forneceram idades *plateau* em biotita de $220,4 \pm 0,6$ Ma, $220,7 \pm 0,4$ Ma e $220,2 \pm 0,5$ Ma, $219,6 \pm 0,4$ Ma respectivamente, similar às idades de resfriamento obtidas para os corpos ígneos (Fig. 13d). A amostra CVIN-40 para leste da zona de estudo (encarte 2) forneceu uma idade *plateau* um pouco mais antiga de $225,3 \pm 0,9$ Ma mas o espectro apresenta-se perturbado, sugerindo que a idade corresponde de maneira geral às idades obtidas para os outros metassedimentos. As idades Ar-Ar obtidas parecem refletir o soergimento regional do orógeno da mesma forma que os resultados obtidos para os plutões, mas o metamorfismo certamente deve ser mais antigo que o Triássico Superior.

Xistos anfibólicos de La Bocana

Para os xistos anfibólicos de La Bocana, intercalados com migmatitos (Fig. 7 - foto 13) foram obtidos poucos dados analíticos. Os zircões analisados correspondem a cristais hexagonais achatados, mas outros grãos apresentam-se fragmentados e anédricos. As imagens de CL mostram zircões com núcleos sem estrutura definida manteados com sobrecrecimento aparentemente bandeado irregularmente (Fig. 16). Foram obtidas 4 idades aparentes

Figura 16. Metassedimentos de La Bocana
 a. Diagrama Concordia
 b. Imagens de Catodo-luminescência
 Tamanho da barra de escala 100 micras.

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, concordantes e relativamente bem agrupadas. A idade mais antiga encontrada é de 258 ± 5 Ma num núcleo sem estrutura interna definida (ponto 1.2). Esta idade poderia representar a idade do metamorfismo regional por estar sendo registrada num núcleo aparentemente metamórfico e por coincidir com idades similares de zircões herdados, obtidas para os plutões de Marcabellí e La Florida (Figs. 15 e 16). Outra idade aparente, desta vez num sobrecrecimento com bandeamento mal definido, fornece uma idade de 250 ± 8 Ma (ponto 3.1), idêntica à anterior dentro da margem de erro.

Os valores de U dos zircões do metassedimento básico variam fortemente entre 799 e 2977 ppm e valores de Th entre 164 e 465 ppm. As razões Th/U variam entre 0,05 e 0,29 (encarte 7).

Análise Ar-Ar obtida para a amostra CVIN 84 forneceu idades *plateau* de $220,2 \pm 0,4$ e $219,2 \pm 0,5$ Ma (Fig. 13e), muito similares às idades regionais obtidas para os outros metassedimentos e, por tanto, refletindo os processos regionais de resfriamento e exumação do orógeno.

Anfibolito de Piedras

Um anfibolito do grupo Piedras apresenta idades K-Ar cretácicas interpretadas como de rejuvenescimento isotópico (Aspden et al., 1992b). Idades mais antigas têm sido obtidas a 224 ± 34 , 647 ± 37 Ma (Aspden et al., 1992b) e 743 ± 14 Ma (Kennerly, 1980) mas os resultados são duvidosos, vistos os baixos teores de K (Aspden et al., 1992b). Análise Ar-Ar obtida em anfibólito forneceu idade *plateau* de 226 ± 5 e $220 \pm$ Ma (Fig. 13f), compatível com a evolução geológica Triássica muito marcada no CM de El Oro. O significado desta idade no anfibolito pode refletir a colocação dos magmas máficos no Triássico, compatível com um ambiente distensivo neste período de tempo após o evento metamórfico colisional regional imediatamente anterior.

3.1.5. Estrutura e alojamento do Plutão de Marcabellí

Com o intuito de entender a relação temporal dos granitóides do CM de El Oro com os episódios metamórficos e deformacionais regionais, foi realizado um estudo de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM) e de Orientação Preferencial de Forma (OPF) no plutão de Marcabellí. O objetivo do estudo é determinar seu mecanismo preferencial de colocação e suas relações com a tectônica regional.

O plutão de Marcabeli ocorre como um *sheet* aproximadamente tabular alongado paralelamente à foliação E-W das rochas encaixantes regionais (encarte 2, fig. 17). Na sua borda norte, o *sheet* está em contato com uma zona de cisalhamento destal com componente transcorrente dominante de direção E-W, determinada a partir de indicadores cinemáticos de cisalhamento, tanto nas encaixantes metassedimentares quanto no próprio plutão (Figs. 18b e 7, fotos 1 - 8). O estiramento do corpo, no sentido da zona de cisalhamento, sugere um controle estrutural importante na sua colocação.

O plutão de Marcabeli encontra-se dividido em três setores claramente diferenciados (Fig. 18a). A parte sudoeste do corpo apresenta texturas dominantes magmáticas (Fig. 18b) com plagioclásio euédrico zonado e normalmente sem orientação preferencial. A deformação é apenas evidente pela recristalização do quartzo. A parte média do corpo, considerada transicional, apresenta texturas de deformação com importante alinhamento de biotita, formação de *ribbons* de quartzo com recristalização extensiva. Ocorre ainda microfraturamento em micas com preenchimento de quartzo indicando possivelmente a presença de líquido durante a deformação (Fig. 18b). Finalmente, o extremo nordeste do corpo apresenta texturas miloníticas muito bem desenvolvidas, com estruturas tipo S-C, formação de bandas de cisalhamento (C') e *mica-fish* indicativas de movimentação destal (Fig. 18b). Muscovita e sillimanita estão recristalizadas na foliação (Fig. 18b), indicando o desenvolvimento de cisalhamento em alta temperatura.

3.1.5.1. Resultados de ASM

A distribuição dos 28 pontos de amostragem são apresentados na figura 19, os resultados médios dos parâmetros escalares e direcionais obtidos do estudo da ASM são apresentados no anexo 2 e os elipsóides magnéticos obtidos no anexo 1. A amostragem abrange a totalidade do corpo e, portanto, fornece informação sobre as zonas com textura magmática até aquelas fortemente deformadas.

A fábrica magnética no interior do plutão é concordante com a estrutura regional observada nos metassedimentos e com a foliação medida em campo no próprio plutão (Figs. 17 e 20). A foliação magnética mergulha moderada a fortemente para NW (Fig. 20), enquanto a lineação magnética, subhorizontal, alinha-se para NEE (Fig. 20), de forma similar á lineação medida nos

FIGURA 17.
MAPA ESTRUTURAL DO COMPLEXO
METAMÓRFICO DE EL ORO

Figura 18. Mapa do plutão de Marcabelli mostrando as zonas de dominância magmática, transicional e milonítica.

Figura 19. Localização de pontos para estudo de ASM e OPF
Plutão de Marcabellí, Província de El Oro, Equador.

metassedimentos (Fig. 20). Estes resultados são compatíveis com uma fábrica magnética controlada pelo movimento destral do cisalhamento de direção E-W.

A suscetibilidade magnética (SM) varia entre 19 e 311×10^{-5} SI. Os baixos valores de SM em conjunto com a tendência ao decréscimo com o aumento da temperatura indica o caráter paramagnético da SM. As curvas termomagnéticas (Fig. 21) embora apresentem um comportamento tipicamente paramagnético, isto é, decréscimo da suscetibilidade com o incremento da temperatura, sugere ainda a presença de magnetita como observado na mudança de fase na amostra EQ-28 em $T \approx 550^\circ\text{C}$ e 600°C . Esta magnetita possivelmente está relacionada à deformação, já que a suscetibilidade média e o grau de anisotropia magnética (P') apresentam tendência a aumentar na direção nordeste do corpo (Fig. 22), onde a deformação é mais forte. Por outro lado, a curva obtida para a amostra EQ-12, que apresenta pouca deformação, não registra formação de magnetita (Fig. 21). Finalmente, o grau de anisotropia magnética varia de 4% a 36% com valores mais altos aproximando-se da zona de cisalhamento, isto é, na direção SW para NE. Isto sugere uma relação direta da anisotropia magnética com o cisalhamento regional.

A forma do elipsóide de suscetibilidade varia de prolato na parte nordeste do corpo a oblato na parte média (Fig. 22). O caráter prolato do elipsóide na parte nordeste é compatível com uma extensa deformação pelo cisalhamento destral com forte estiramento como observado em mapa. A forma dominante oblata na parte intermediária do corpo poderia corresponder a uma zona intermediária de deformação que durante a dinâmica do cisalhamento sofre transpressão. Em outras palavras, a deformação seria compartilhada no granítico no momento do alojamento com componente de cisalhamento puro nesta parte. A parte sudoeste do corpo apresenta baixa anisotropia de suscetibilidade magnética, baixos valores de suscetibilidade e um caráter mais neutro na forma do elipsóide magnético (Fig. 22). Neste setor o elipsóide magnético apresenta-se ligeiramente prolato. É possível que a parte sudoeste do corpo apresente em menor grau os efeitos da deformação do plutão.

3.1.5.2. Resultados de OPF

O estudo de orientação preferencial de forma de trama de biotita foi efetuado para seis sítios na parte sudoeste do corpo (EQ-5, 6, 9, 10, 11), duas amostras na parte central (EQ-14, 15) e duas amostras na zona de maior deformação (EQ17-26)(Fig. 19).

Figura 20. Mapa de lineação e foliação magnética. São mostrados também os estereogramas respectivos e estereogramas das encaixantes regionais.

Figura 21. Curvas termomagnéticas para duas amostras do Plutão de Marcabelli. Curva preta amostra CVIN 28, curva cinza CVIN 12.

Figura 22. Parâmetros magnéticos Plutão de Marcabell.

Os resultados obtidos indicam a convergência dos dados na formação de elipsóides na maior parte dos métodos de análise empregados (Capítulo 4.1.5 anexo 3). Em linhas gerais, os resultados obtidos pelos métodos do intercepto, média tensorial, média tensorial do tensor normalizado e média tensorial da equação da elipse fornecem resultados similares com bons agrupamentos. Os resultados sugerem que a fábrica é homogênea na escala de medida, independentemente do método de OPF utilizado. O anexo 3 apresenta os valores do índice de incompatibilidade ($\sqrt{F}$), as direções médias principais (lineação e polo da foliação), o parâmetro de forma T e a anisotropia P'.

A lineação (A) para as amostras da zona sudoeste, em que predominam as texturas magmáticas, é subvertical com um máximo em 300/78. Uma amostra, contudo, forneceu uma direção 150/26 (método dos interceptos). De forma contrastante, as lineações obtidas na zona nordeste, em que predominam as texturas miloníticas, apresentam mergulho mais baixo, normalmente menor de 34° até subhorizontal (Fig. 23). A foliação marcada pela biotita na zona sudoeste (magmática), apresenta um máximo na direção aproximada N-S e mergulho subvertical (N345/84SW) ao passo que na zona nordeste (milonítica) ela é aproximadamente E-W e mergulho subvertical (N104/90). As duas amostras da zona intermediária (EQ14-15) apresentam os dois tipos de comportamento (Fig. 23). A amostra EQ-14 apresenta a lineação e foliação da trama mineral de forma similar à zona milonítica, ao passo que a amostra EQ-15 apresenta comportamento similar ao observado na zona magmática. Este resultado provavelmente reflete a complexidade da deformação na zona de transição de regime magmático (SW) ao deformacional (NE).

Os dados sugerem ainda que na zona sudoeste, onde a lineação mergulha fortemente, corresponde à zona de alimentação magmática. A zona nordeste, onde a lineação possui mergulho mais baixo, deve refletir a rotação das micas na zona de cisalhamento.

Comparação entre a ASM e a OPF e discussão

O fato mais característico encontrado no estudo comparativo da ASM com a OPF é a inversão de k1 e k3 com as direções principais de trama mineral na parte sudoeste do corpo. Quando a trama é magmática, k1 aparece sistematicamente na posição C (polo da foliação da biotita) e k3 (polo da foliação magnética) na posição de A (lineação de biotita). Esta inversão é

SITIO 5 (CILINDRO 5A)

Método de Interceptos

Tensor de Inércia

Tensor de Inércia - E

Tensor de Inércia - Normalizado

Figura 23. Projeção estereográfica de Schmid (hemisfério inferior) de dados direcionais de ASM e de trama mineral a partir de cilindros orientados. As elipses representam o desvio padrão para 1-sigma.

SITIO 6 (CILINDRO 6A)

Figura 23. CONT. Projeção estereográfica de Schmid (hemisferio inferior) de dados direcionais de ASM e de trama mineral a partir de cilindros orientados. As elipses representam o desvio padrão para 1-sigma.

SÍTIO 9 (CILINDRO 9A)

Figura 23. CONT. Projeção estereográfica de Schmid (hemisferio inferior) de dados direcionais de ASM e de trama mineral a partir de cilindros orientados. As elipses representam o desvio padrão para 1-sigma.

SITIO 10 (CILINDRO 10B)

Figura 23. CONT. Projeção estereográfica de Schmid (hemisfério inferior) de dados direcionais de ASM e de trama mineral a partir de cilindros orientados. As elipses representam o desvio padrão para 1-sigma.

Figura 23. CONT. Projeção estereográfica de Schmid (hemisferio inferior) de dados direcionais de ASM e de trama mineral a partir de cilindros orientados. As elipses representam o desvio padrão para 1-sigma.

SITIO 14 (CILINDRO 14A)

Método de Interceptos

Tensor de Inércia

Tensor de Inércia - E

Tensor de Inércia - Normalizado

Figura 23. CONT. Projeção estereográfica de Schmid (hemisferio inferior) de dados direcionais de ASM e de trama mineral a partir de cilindros orientados. As elipses representam o desvio padrão para 1-sigma.

SITIO 15 (CILINDRO 15B)

Figura 23. CONT. Projeção estereográfica de Schmid (hemisferio inferior) de dados direcionais de ASM e de trama mineral a partir de cilindros orientados. As elipses representam o desvio padrão para 1-sigma.

SITIO 17 (CILINDRO 17b)

Método de Interceptos

Figura 23. CONT. Projeção estereográfica de Schmid (hemisfério inferior) de dados direcionais de ASM e de trama mineral a partir de cilindros orientados. As elipses representam o desvio padrão para 1-sigma.

SITIO 26 (CILINDRO 26A)

Método de Interceptos

Tensor de Inércia

Tensor de Inércia - E

Tensor de Inércia - Normalizado

Figura 23. CONT. Projeção estereográfica de Schmid (hemisferio inferior) de dados direcionais de ASM e de trama mineral a partir de cilindros orientados. As elipses representam o desvio padrão para 1-sigma.

notada tanto pelo método de interceptos como do tensor de inércia (Fig. 23). A lineação magnética aparece em direção NE e NEE com mergulho subhorizontal (máximo a N78/18), registrando os processos de deformação do plutão. Por outro lado, a lineação mineral aparece na direção dominante NW e com mergulho subvertical (máximo a N300/78). O alinhamento de biotita possivelmente retrata o momento da colocação na zona de alimentação. A ASM, por sua vez, independe da trama de biotita. É possível que pequenas quantidades de magnetita fina neoformada seja responsável pela ASM.

Na zona milonítica, o elipsóide magnético é aparentemente coaxial com o elipsóide da trama mineral (Fig. 23). Portanto, as biotitas aparentemente foram rotacionadas durante a deformação (ou cresceram sendo rotacionadas) até atingir um certo paralelismo com a fábrica deformacional da zona de cisalhamento.

A anisotropia de forma tende a aumentar na direção nordeste para a zona milonítica, registrando possivelmente um maior grau de alinhamento mineral (Fig. 22). A anisotropia média da trama de forma, quando considerados os resultados obtidos por todos os métodos de cálculo, é de 45,3% ao passo que a ASM tem uma média de 9%. O significado da anisotropia de forma é diferente de ASM. No primeiro caso, a anisotropia reflete os fenômenos magmáticos da colocação do plutão na zona sudoeste, enquanto na zona nordeste reflete os processos deformacionais. Por outro lado, a ASM reflete sempre a trama deformacional e esta não depende exclusivamente da biotita.

O estudo comparativo da OPF com a ASM sugere que o elipsóide magnético é de fato o elipsóide deformacional e pode estar influenciado pela neoformação de magnetita. O elipsóide da trama mineral, por sua vez, registra os processos magmáticos de colocação do plutão na zona sudoeste.

Finalmente, a temporalidade da colocação do plutão e sua relação com a zona de cisalhamento foi determinada através de resultados U-Pb SHRIMP em zircão e Ar-Ar em micas. As idades U-Pb indicam a cristalização do corpo a 234 ± 4.5 Ma (Fig. 11). Idades *plateau* em biotita de resfriamento na zona magmática forneceram 229 ± 1 e 226 ± 0.6 Ma. Na zona intermediária, idades *plateau* em muscovita um pouco mais jovens, em torno de 225 ± 0.9 e $223,9 \pm 0,5$. Por fim, idades de $221,7 \pm 0,6$ e $221,2 \pm 0,4$ em muscovita e $220,8 \pm 0,4$ e $221,3 \pm 0,5$ Ma em biotita são obtidas na zona milonítica (Figs. 13 e 18). Esta seqüência de idades é sugestiva para uma colocação sin-tectônica

do corpo e rápido desenvolvimento da deformação simples. As idades mais jovens retratam o final da deformação e sugerem um processo de exumação extremamente rápido do plutão, da ordem de 40-50°C/Ma.

Em resumo, pode-se dizer que a ASM do plutão de Marcabellí foi formada concomitante ao desenvolvimento da zona de cisalhamento no Triássico Médio a Superior. Por outro lado, trama mineral registra a ascensão magmática na zona sudoeste, e a deformação cisalhante no extremo nordeste do corpo. O estudo geocronológico corrobora as conclusões obtidas a respeito da colocação sintectônica do plutão de Marcabellí, em relação ao cisalhamento regional desenvolvido num ambiente pós-colisional.

3.1.6. Comentários sobre a evolução

Os indicadores geoquímicos e isotópicos apontam derivação por retrabalhamento crustal e variável aporte mantélico para os granitóides fortemente peraluminosos do CM de El Oro. Os padrões obtidos para a maior parte dos diagramas de Harker não mostram com clareza algum tipo de relação ou agrupamento entre os diversos granitóides do complexo metamórfico, embora o granitóide de Marcabellí apresente o maior valor de Na_2O , contrário aos granitóides de La Bocana que apresentam os valores mais baixos. Já os padrões obtidos pelos ETRs sugerem uma mais notória diferença entre os corpos de La Bocana, La Florida e El Prado com o corpo de Marcabellí que possui a mais baixa concentração destes elementos.

Os granitóides de La Bocana, intimamente relacionados com gnaisses e migmatitos regionais, caracterizados por veios dobrados de quartzo e bolsões de fusão, apresentam os valores mais negativos de ϵ_{Nd} e se situam sobre a linha de mistura teórica obtida entre o extremo crustal e o extremo mantélico considerado. As idades U-Pb obtidas para um granitóide deste grupo fornecem idades U-Pb extremamente coerentes de 232 Ma em sobrecrecimentos magmáticos, que indicariam, além da idade de cristalização do corpo, a idade de migmatização regional e o período mais importante de fusão de material crustal. O plutão de La Florida, embora sua característica distintiva com fenocristais centimétricos de K feldspato, parece ocasionalmente apresentar relações de gradação com os granitóides de La Bocana. A idade do plutão de La Florida considerada de 239 Ma é similar à anterior dentro do intervalo de erro, mas pode indicar o início precoce do magmatismo na área. Os indicadores geoquímicos apresentam uma importante similaridade entre estas

duas unidades, especialmente no comportamento das ETRs (Fig. 9b). De outro lado, os indicadores isotópicos apresentam algumas diferenças, principalmente nas curvas de evolução de Nd (Fig. 10b), onde os granitóides de La Bocana acusam aporte de material crustal mais evoluído. O plutão de El Prado, embora aparentemente contínuo espacialmente com o plutão de Marcabelí e na mesma posição estrutural (encarte 2), apresenta características geoquímicas e isotópicas similares com o plutão de La Florida.

O plutão de Marcabelí apresenta algumas características particulares. Composicionalmente poderia estar formado por diversos pulsos magmáticos, sendo a parte norte mais granodiorítica e a parte sul com tendência tonalítica. Comparativamente com os outros corpos em estudo, apresenta composições com maior tendência aos campos granodiorítico-tonalítico e a presença de anfibólio como característica notável. Os ETRs sugerem uma diferença apreciável com respeito aos outros granitóides do CM de El Oro. Isotopicamente, apresenta os valores de ϵ_{Nd} menos negativos dos granitóides da zona de estudo e a idade modelo mais jovem, sugerindo um aporte mais importante de material juvenil.

O metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura descrito para o CM de El Oro, que parece registrar as fases finais da orogenia e o cisalhamento de alta temperatura, como indicado pela presença de fibrolita nos milonitos do plutão de Marcabelí, sugerem um fluxo de calor anômalo elevado na área. Condições de baixa pressão e alta temperatura são normalmente explicados por processos de rifteamento e extensão (Wickham e Oxburgh, 1985) ou por efeitos de contato com intrusões ígneas em níveis crustais intermediários (Lux, et al., 1986). Processos de decompressão num ambiente de extensão têm sido apresentados como modelos orogenéticos adequados para explicar o alto fluxo de calor e extensivo magmatismo presentes numa determinada área (Brown e O'Brien, 1997; Cobbing, 1996; Dewey, 1984). O rápido soergimento das rochas do CM de El Oro no Triássico Médio a Superior, como evidenciado pelas altas taxas de resfriamento obtidas a partir dos resultados U-Pb em zircão e Ar-Ar em micas, associado a magmatismo fortemente peraluminoso calcio-alcalino alto em K, sugere que o marco geodinâmico dominante corresponde ao início da extensão regional subsequente a uma orogenia colisional, onde a fusão das rochas fontes se dá por decompressão após algum engrossamento crustal (Roberts e Clemens, 1993). Neste sentido, os granitóides do CM de El Oro são pós-tectônicos com relação ao processo

colisional, mas sintectônicos com relação ao cisalhamento regional produto dos fenômenos extensionais.

O magmatismo e o desenvolvimento do cisalhamento regional são aparentemente concomitantes no Triássico Médio a Superior, resultado da descompressão regional, porém o metamorfismo pode ser um processo de maior duração temporal quando comparado aos processos magmáticos; as evidências encontradas neste estudo não são conclusivas a respeito da idade do metamorfismo. Porém, a grande quantidade de idades em zircões registradas para os granitóides, algumas idades em sobrecrecimento em zircões dos metassedimentos e uma população muito forte de zircões no Permo-Triássico registrada na bacia de Talara, noroeste do Peru, de idade Terciária (Fildani, comunicação escrita), sugerem que o metamorfismo é de idade Permiana.

Parece possível para os granitóides do CM de El Oro discriminar episódios de magmatismo, embora da mesma idade, de características particulares num espaço geográfico muito limitado. Esta evolução magmática parece compatível com a geração dos granitóides por fusão de material crustal e variável aporte mantélico num ambiente distensivo pós-colisional, sendo que a geração dos granitóides foi impulsionada por atividade mantélica, possivelmente por um processo de rifteamento incipiente. Os diagramas de CaO/Na_2 vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ de Sylvestre, (1998) (Fig. 24) sugerem uma evolução orogênica de alta temperatura, caracterizada pelas baixas razões de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, isto é, com importante aporte mantélico, similar à evolução dos granitóides crustais de *Lachlan fold belt* (Chapell e White, 1992; Gray et al., 1997; Coney, 1992) e os granitóides Hercinianos peraluminosos da Europa (Rottura et al., 1993; Pamici et al., 1996),

Os granitóides de La Bocana possivelmente representam o extremo de fusão crustal da zona, caracterizando um magmatismo tipo S na região, ao passo que o granitóide de Marcabelí poderia representar um magmatismo por fusão de material ígneo ou crustal com aporte mantélico importante, caracterizando um magmatismo tipo I caledoniano, isto é, magmas mantélicos ou da crosta inferior misturados com magmas de diferentes níveis crustais. A fusão parcial destas rochas crustais ou subcrustais teria sido produzida por descompressão adiabática no levantamento orogênico no tempo em que estas rochas teriam sido rapidamente elevadas em zonas de baixa pressão (Pitcher, 1983). Os granitóides de La Florida e El Prado podem representar estágios intermediários

Figura 24. Diagrama de $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ para (a) os granitóides do Complexo Metamórfico de El Oro e Cordilheira Real e (b) para os granitos gnáissicos da Cordilheira Central da Colômbia. O campo interior está definido pelos granitóides fortemente peraluminosos definidos por Sylvester (1998).

na evolução da região. O cenário geral é similar ao apresentado para os granitóides Variscanos de idade Vesiano Superior da Europa Central, isto é, ambiente pós-colisional e magmatismo por *underplating* (Finger, et al., 1997) num passo transicional de um regime compressivo a um regime distensional (Bonin, 1990), particularmente nos episódios finais de uma orogenia colisional (Barbarin, 1999).

Estabelecer as rochas fonte para estes magmas parece relativamente simples no caso dos granitóides de La Bocana pela íntima associação com os metassedimentos, gnaisses de alto grau e migmatitos, mas é difícil para os outros corpos. A discussão sobre o papel quantitativo dos metassedimentos na geração dos magmas ultrapassa os alcances do trabalho. Uma mistura complexa entre os metassedimentos conhecidos na área e material mantélico poderia explicar apenas parcialmente a distribuição das características isotópicas encontradas. Entretanto, os anfibolitos de Piedras (encarte 2), contemporâneos com os granitóides do CM de El Oro, poderiam representar o material mantélico gerador do calor necessário para a fusão de material crustal.

Estruturalmente, a seqüência metassedimentar apresenta dobras fechadas centimétricas, dobras isoclinais e dobras parasitas em forma de Z e S, indicativas de dobramentos regionais isoclinais com plano axial N60-80E/50-70NW, cortadas por cisalhamentos regionais N70E destrais. Indicadores cinemáticos locais sugerem transporte de material para SE durante o desenvolvimento das dobras, provavelmente durante a colisão, cortadas por cisalhamentos destrais desenvolvidos subparalelos aos planos axiais regionais desenvolvidos nos episódios finais orogenéticos, gerando os locais para colocação dos granitóides, o que explica a aparente concordância dos *sheets* graníticos ao longo do complexo metamórfico. A lineação de estiramento subhorizontal encontrada regionalmente é compatível com uma tectônica fundamentalmente transcorrente no Triássico durante os processos extensionais.

A fábrica magnética do plutão de Marcabellí é concordante com a estrutura regional (Fig. 17), compatível com uma fábrica magnética controlada pelo cisalhamento. A textura mineral estudada em cada sítio de amostragem indicou que a deformação do *sheet* ocorreu no estágio magmático, e evoluiu progressivamente em direção ao cisalhamento destrai para uma textura milonítica.

A colocação do plutão de Marcabell é sintectônica e fortemente controlada pelos cisalhamentos regionais, como mostrado pelo estudo de ASM e OPF, ao passo que os outros corpos, aparentemente menos deformados, têm uma relação de campo mais evidente com os metassedimentos que os encaixam, especialmente no caso dos granitóides de La Bocana.

A idade U-Pb SHRIMP em zircão obtida no tonalito de 235 Ma é muito próxima aos valores Ar-Ar obtidos em mica (biotita, muscovita) entre 222 e 226 Ma na mesma unidade. Estes resultados apontam para um resfriamento relativamente rápido da região. Idades Ar-Ar em micas em milonitos da borda do plutão fornecem idades similares às idades de cristalização do corpo, confirmando a sua natureza sintectônica. Os dados combinados indicam claramente que o plutão de Marcabell foi alojado concomitantemente aos eventos tectono-magmáticos triássicos de direção E-W registrados no sul do Equador, durante as fases finais do processo orogenético regional.

3.2. CORDILHEIRA REAL DO EQUADOR

3.2.1. Geologia Regional

A Cordilheira Real é o sistema oriental de duas cadeias montanhosas paralelas que definem os Andes equatorianos. Ao norte, a Cordilheira Ocidental é separada da Cordilheira Real por um vale estrutural denominado depressão interandina, mas, para o sul, os Andes estão representados por uma única cordilheira. Para leste do sistema andino, aparece a denominada zona sub-andina e o Oriente, que forma parte da bacia Amazônica. Para oeste da cadeia andina, aparecem as planícies da Costa (encarte 1).

A geologia da Cordilheira Real e o CM de El Oro foi descrita por Feininger, (1978, 1982, 1987) Aspden et al., (1992a, 1995), Aspden e Litherland (1992) e Eguez e Aspden (1993) e finalmente, uma síntese foi dada por Litherland et al., (1994). A Cordilheira Real forma um cinturão contínuo de uns 650 Kms de rochas metamórficas deformadas, granitóides, migmatitos e rochas sedimentares e vulcânicas. O limite ocidental é definido pela falha Baños-Las Aradas, uma zona de cisalhamento com *trend* Andino, relacionável à falha de Romeral na Colômbia.

Aspden e Litherland (1992) e Litherland et al. (1994) dividem o Equador em diferentes terrenos litotectônicos. Na Cordilheira Real aparecem os terrenos

paleozóicos Loja (encarte 1) e Chaucha de afinidade continental e os terrenos Jurássicos Salado e Alao de afinidade oceânica. No SW de Equador aparece o terreno Amotape (CM de El Oro - encarte 2) com embasamento do Paleozóico e afinidade continental, correlacionável com o terreno Loja da Cordilheira Real (Litherland, et al., 1994). O terreno Loja, que constitui a espinha dorsal da Cordilheira Real, é definido pela associação de rochas metassedimentares semi-pelíticas paleozóicas e os granitóides peraluminosos triássicos Tres Lagunas, relacionados a ortognaisses e migmatitos da unidade Sabanillas (encarte 1) e consistem principalmente de biotita-granada-muscovita monzogranitos.

As rochas metassedimentares paleozóicas são agrupadas nas unidades Chiguinda e Agoyán, compostas respectivamente por quartzitos e filitos negros, formando uma seqüência semi-pelítica e granada-muscovita xistos, além de gnaisses com idades entre o Devoniano e o Permiano. Existe uma ausência geral de rochas verdes ou de afinidade vulcânica nestas seqüências. O grau metamórfico é baixo a médio e as rochas apresentam evidências de polimetamorfismo. Estas unidades apresentam afinidades continentais depositadas num ambiente de margem passiva (Litherland et al., 1994).

Os granitos Tres Lagunas são a principal unidade ígnea do terreno Loja (encarte 1). Segundo Litherland et al. (1994), estão associados com os metassedimentos das unidades Chiguinda e Agoyán ao longo da cordilheira, e formam desde corpos batolíticos até lentes de poucos centímetros. Os granitóides são de tamanho de grão médio a grosso e possuem megacristais de K-feldspato de até 14 cm. quando observados não deformados. Os granitóides apresentam também cristais de quartzo azul, característica distintiva em campo. Composicionalmente, as rochas correspondem a monzogranitos e granodioritos sem associações básicas (Litherland, et al., 1994). A granada é um acessório comum e alcança até 30 % localmente; cordierita e muscovita têm sido observadas, embora em pouca quantidade. O granito apresenta normalmente evidências de deformação, metamorfismo e recristalização com formação de texturas gnáissicas e miloníticas. As rochas mais comuns são granitos foliados e augen-gnaisses (Litherland, et al., 1994).

A unidade de Sabanillas (encarte 1), corresponde a um conjunto de orto e paragneisses de médio a alto grau de metamorfismo. A unidade corresponde a quartzitos gnáissicos com silimanita, muscovita e biotita que gradam a ortognaisses granodioríticos com muscovita. Estão presentes também

gnaisses migmatíticos e gnaisses biotíticos com sillimanita e cianita. São observadas associações de alto grau com sillimanita-biotita-quartzo-albita e cianita-biotita-ortoclásio-quartzo. Estas rochas seriam originalmente granodioritos associados a sedimentos pelíticos metamorfizados a gnaisses de médio a alto grau (Litherland et al., 1994).

3.2.2. Geologia isotópica

A amostragem feita nas rochas intrusivas permianas da Cordilheira Real foi extremamente limitada e tem por objetivo apenas obter pontos de correlação regional tanto com as rochas do CM de El Oro quanto com as rochas da Cordilheira Central da Colômbia. Foram obtidas análises para três amostras correspondentes ao denominado granitóide Três Lagunas na parte norte da cadeia perto da cidade de Papallacta e perto da cidade de Baños e uma amostra no sul para o denominado gnaisse de Sabanillas (encarte 1).

O gnaisse de Sabanillas fornece uma razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para 230 Ma de 0,711, valor similar aos valores obtidos para as rochas do CM de El Oro e da Cordilheira Central da Colômbia. Os valores de Sr para as outras duas amostras do granitóide de Três Lagunas são 54 e 34 ppm, portanto fora do intervalo de confiança recomendado pelo CPGeo-USP para cálculo da razão inicial de Sr por causa da falta de precisão no cálculo da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

Os valores de Nd para as amostras em estudo variam num intervalo estreito entre -4,8 e -6,1, valores similares aos obtidos para as outras zonas em estudo.

Na figura 36, de $\epsilon_{(\text{Nd})}$ vs. $\epsilon_{(\text{Sr})}$, calculados ao presente (0), observa-se uma distribuição das amostras como uma ampla variação dos valores ϵ_{Sr} enquanto os valores de Nd permanecem muito similares. O campo das rochas da Cordilheira Real consideradas se sobrepõe perfeitamente ao campo de rochas granitóides do CM de El Oro do ponto de vista isotópico. As amostras situam-se inteiramente no quadrante IV do diagrama $\epsilon_{(\text{Nd})}$ vs. $\epsilon_{(\text{Sr})}$, indicativo de uma proveniência fundamentalmente crustal. As idades modelo variam num estreito intervalo entre 1,41 e 1,50 Ga, compatível com as idades modelo obtidas para as rochas da província de El Oro.

3.2.3. Geocronologia

Anterior ao convênio bilateral do BGS e a CODIGEM do Equador (1986-1993), a geocronologia disponível no Equador consistia de datações K-Ar de metassedimentos da Cordilheira Real que forneceram idades exclusivamente cretácicas (Herbert e Pichler, 1983 -em Litherland et al., 1994-; Hall e Calle, 1982; Baldock, 1982 e Kennerly, 1982) e datações K-Ar de granitóides que forneceram idades desde o Jurássico até o Terciário (Kennerly, 1980; Herbert e Pichler, 1983 em Litherland et al., 1994).

Aspden et al. (1992b), dentro do convênio bilateral mencionado, realizaram cerca de 150 datações radiométricas tanto na Cordilheira Real quanto na província de El Oro pelos métodos K-Ar e Sm-Nd para determinar a idade do metamorfismo, e isócronas Rb-Sr para determinar a idade de cristalização dos corpos plutônicos. O encarte 8 apresenta as idades mais relevantes a respeito da evolução Permo-Triássica da região. Idade Isócrona Rb-Sr no ortogneisse de Sabanillas, na parte sul da Cordilheira Real, forneceu uma idade de 224 ± 37 Ma interpretada como a idade de metamorfismo (Aspden et al., 1992b). Na parte norte da cordilheira, idades K-Ar em anfíbolitos, gnaisses e xistos não forneceram idades consideradas analiticamente aceitáveis (Aspden et al., 1992b). Todas as idades obtidas para orto e para gnaisses da unidade Sabanillas forneceram idades do Cretácico Superior interpretadas como de rejuvenescimento isotópico (Apsden et al., 1992b). Idades Sm-Nd na parte norte da cordilheira não forneceram idades com valor interpretativo (Aspden et al., 1992b). Idades isócronas Rb-Sr para os granitóides Tres Lagunas forneceram idades mínimas de 200 ± 12 Ma (Aspden et al., 1992b). Idades jurássicas e cenozóicas são reportadas para outros corpos ígneos da Cordilheira Real (Aspden et al., 1992b).

Noble et al. (1997) obtiveram idades U-Pb em monazita de granitóides e gabros metamorfoseados da Cordilheira Real e do CM de El Oro, com a finalidade de estudar a história magmática pré-cretácica do embasamento dos Andes do Norte. Na Cordilheira Real, o batólito Tres Lagunas forneceu uma idade de $227,3 \pm 2.2$ Ma, idade muito similar às obtidas para o granito de Marcabelí e Limón Playa de $227,5 \pm 0.8$ e 200 ± 30 respectivamente e o intrusivo máfico Piedras de 221 ± 18 Ma no CM de El Oro (Noble et al., 1997).

As idades Ar-Ar obtidas para três amostras da Cordilheira Real do Equador durante a presente pesquisa forneceram idades do Cretácico Superior (Fig.

1878 / SAB-02/ Biotite

1879 / PAP-03/ Muscovite

1895 / BA-03 / Biotite

Figura 25. Espectros de Ar-Ar para o Gnáisse de Sabanillas (SAB) e granitóide de Três Lagunas em Baños (BA) e Papallacta (PAP).

25), registrando apenas o aquecimento conhecido nesta época em toda a região. A amostra coletada para o denominado granitóide de Três Lagunas, perto da cidade de Papallacta na parte norte da cadeia, forneceu uma idade Ar-Ar *plateau* de $71 \pm 0,3$ e $70,6 \pm 0,2$ Ma; outra amostra coletada na parte meridional da cadeia perto da cidade de Baños forneceu idade *plateau* de $58,3 \pm 0,3$ Ma e $56,1 \pm 0,2$ Ma. A diferença nos resultados é desconhecida, mas as idades são interpretadas como de rejuvenescimento isotópico. Finalmente uma amostra coletada na parte sul da cadeia no Equador para o denominado gnaiss de Sabanillas forneceu idades *plateau* de $73,9 \pm 0,2$ e $73,5 \pm 0,2$ similares às obtidas para a parte norte. A ampla distribuição geográfica da área não permite obter uma conclusão precisa do significado destas idades e as possíveis correlações regionais, mas idades obtidas em trabalhos anteriores mostram que a idade de formação destas rochas é Triássica (Noble et al., 1997; Litherland et al., 1994).

3.3. CORDILHEIRA CENTRAL DA COLÔMBIA

3.3.1. Geologia Regional

A parte setentrional da Cordilheira Central da Colômbia é composta por blocos crustais de naturezas e idades diversas, resultado de uma complexa evolução geológica que inclui aglutinação de terrenos suspeitos, polimetamorfismo, magmatismo cálcio-alcálico cretácico, extensiva deformação, fenômenos regionais de dispersão (González, 2000; Toussaint, 1993; Maya e González, 1995) e magmatismo peraluminoso permo-triássico.

O embasamento continental da Cordilheira Central compreende um núcleo polimetamórfico pré-Mesozóico (encarte 3) (Restrepo e Toussaint, 1982), composto principalmente por metassedimentos e metamorfitas de baixo a médio grau do Complexo Cajamarca (Maya e González, 1995), rochas de alto grau da zona de El Retiro, metamorfitas de alto grau do Complexo de Puquí (González, 2000) e diques de gabros metamorfizados (González, 2000; Correa e Martens, 2000). O complexo Cajamarca corresponde a rochas nas fácies xisto verde a anfibolito e a paragênese reportada indica condições metamórficas de baixa pressão (González, 2000).

O Complexo Cajamarca inclui xistos pelíticos, quartzitos, mármore e anfibolitos, enquanto as rochas da zona de El Retiro incluem migmatitos, localmente granulitos básicos e ácidos, anfibolitos, gnaisses, xistos biotíticos e

silimaníticos e rochas granitóides deformadas (González, 2000; Ordoñez, 1997). Este embasamento é intrudido por granitos gnáissicos paleozóicos e permianos, *stocks* graníticos triássicos, batólitos cretácicos e se encontra recoberto por rochas de arcos vulcânicos continentais (González et al., 1988; Restrepo y Toussaint, 1982).

Esta parte da cadeia andina tem sido tradicionalmente descrita como um terreno suspeito, isto é, terreno Tahami (Restrepo e Toussaint, 1988), afetado por vários episódios tectono-metamórficos durante o Devoniano-Carbonífero, o Permo-Triássico e o Cretácico (Restrepo et al., 1991). Possíveis eventos do Paleozóico Inferior ou ainda pré-Cambrianos também têm sido propostos (Hall et al., 1972; González, 1980; Restrepo e Toussaint, 1984).

A idade da seqüência metamórfica de baixo a médio grau de metamorfismo do Complexo Cajamarca na parte setentrional da cordilheira obtida para rochas do Grupo Ancón é 270 ± 10 (K-Ar em biotita) (Restrepo et al., 1978). A idade mínima da seqüência metamórfica de alto grau foi inicialmente obtida a partir do gnaiss de Pescadero que intrude os metassedimentos do Grupo Valdivia e tem sido datado a 253 ± 10 Ma (Restrepo et al., 1991) (Isócrona Rb-Sr rocha total). Outras idades neste intervalo são de 254 ± 10 (K/Ar em biotita) (Toussaint et al., 1978) e 285 ± 12 Ma (Restrepo et al., 1991) obtidas para o gnaiss de Puquí. Granada anfibolitos pertencentes ao Complexo Cajamarca estão intrudidos pelo gnaiss de La Miel (Sepúlveda e Saldarriaga, 1980). Este ortognaiss tem uma idade U-Pb de cerca de 400 Ma (Fig. 32) e uma idade Rb-Sr isócrona de 388 ± 12 Ma (Restrepo et al., 1991). A idade do metamorfismo da Cordilheira Central de Colômbia pode ser Paleozóico Inferior como sugerido pela idade de cristalização do gnaiss de La Miel, mas um metamorfismo permiano parece estar bem documentado.

Restrepo et al., (1991) sugerem uma idade Caledoniana para o metamorfismo da Cordilheira Central, baseados numa idade isocrônica Rb-Sr devoniana e duas idades K-Ar pensilvanianas obtidas para o gnaiss de La Miel. Um metamorfismo permo-triássico está sugerido por idades K-Ar em micas e Rb-Sr em rochas do Complexo Cajamarca (Hall et al., 1972; González, 1980; Vesga e Barrero, 1978; Toussaint et al., 1978; Restrepo et al., 1991). O intervalo amplo de idades que aparece na literatura não tem uma explicação clara, sendo que poderia se tratar de reaquecimentos produzidos por *stocks* cretácicos (Restrepo et al., 1991) ou por um alto fluxo de calor ao longo de todo o período Permo-Triássico.

Idades K-Ar e Ar-Ar obtidas para os gnaisses graníticos da Cordilheira Central da Colômbia fornecem idades principalmente triássicas (Vesga e Barrero, 1978; González, 1980; Vinasco, 2001), reflexo do alto fluxo de calor e migmatização regional. Idades U-Pb SHRIMP em zircão no intervalo 250-280 Ma podem estar provavelmente mostrando as idades de cristalização destes corpos magmáticos e uma idade triássica superior U-Pb apresentada por Ordoñez (2001) para um leucogranito pode representar a época de migmatização regional registrada também no sistema K-Ar.

Na Cordilheira Central têm sido obtidas idades K-Ar entre 120 e 80 Ma em rochas metamórficas, interpretadas como de um metamorfismo cretácico (Brook, 1984, McCourt et al., 1984, Restrepo et al., 1991). Idades K-Ar entre 90 e 60 Ma foram obtidas para o Batólito Antioqueño e rochas magmáticas associadas que marcariam a presença de evento de arco magmático cretácico na Cordilheira Central. No Cenozóico não existem evidências de metamorfismo na Cordilheira Central e o principal fenômeno geológico foi a deposição dos sedimentos da Formação Amagá e uma importante discordância miocênica. O magmatismo está restrito principalmente à Cordilheira Ocidental e ao *graben* Cauca-Patía no Mioceno.

Rochas em estudo

O conjunto de rochas com evolução permo-triássica na Cordilheira Central colombiana compreende principalmente ortognaisses tradicionalmente conhecidos como "intrusivos gnáissicos" devido à sua aparência (Feininger et al., 1972). Vários batólitos têm sido agrupados dentro desta unidade e incluem os granitóides gnáissicos de Naranjales, Norcasia–San Diego, Río Verde e Samaná no flanco leste da cordilheira e os granitos gnáissicos e granitóides de Manizales, Pácora, Pantanillo, Palmas, Palmitas, Montegrande, Horizontes e Pescadero no flanco ocidental da cordilheira (González, 1980, 2000; Restrepo, 1986; Restrepo et al., 1989, 1991; Toussaint, 1993). No flanco oeste da cordilheira aparecem também os *stocks* graníticos triássicos de la Honda e El Buey, de natureza pós-tectônica, que intrudem rochas do Complexo Cajamarca (González, 1980) (encarte 3).

Os granitos gnáissicos escolhidos para as correlações regionais são amostras dos granitóides do Rio Verde e Samaná no flanco leste da cordilheira e os granitóides de Manizales, La Miel, Palmitas, Horizontes e o gnaiss de Abejorral do flanco oeste (encarte 3).

As amostras são compostas principalmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita e muscovita. As amostras de Río Verde e Samaná contêm cordierita e o gnaiss de Abejorral contém sillimanita. Minerais secundários incluem clorita e muscovita e a quebra de plagioclásio a saussurita é comum. Minerais acessórios são zircão, apatita, titanita e opacos. Texturalmente, as amostras variam de grão médio a grosso, com textura granítica-gnáissica e porfírica. Nos ortognaisses de Samaná e Abejorral, têm sido descritos xenólitos de xistos micáceos (Cossio e Viana, 1986; Gonzalez, 1980), possivelmente das encaixantes pertencentes ao Complexo Cajamarca. O plagioclásio é normalmente o mineral de maior tamanho, encontra-se desde 70% no granito gnáissico de Horizontes até 6% no gnaiss de Abejorral. K-feldspato não está presente em todas as amostras, mas pode atingir até 24% no granito gnáissico de Samaná. O quartzo varia de 56% no gnaiss de Abejorral a 20% no granito gnáissico de Horizontes. A biotita varia de 23% no granito gnáissico de Palmitas até 8% no granito gnáissico de Horizontes. Esta é a principal fase máfica e se encontra tipicamente de cor vermelho. A muscovita está presente em todas as amostras bem cristalizada e formando a foliação ou gnaissificação, porém se encontra também como sericita substituindo corierita (?) e K-feldspato. Deformação no estado sólido é fato comum nestas rochas, mas de grau variável. As texturas de deformação incluem redução do tamanho de grão, micas com extinção ondulosa, geminação do microclínio, formação de mirmekita e pertitas (*flame pertite*).

Os stocks graníticos de Amagá e La Honda são clasificados petrograficamente como granodioritos. O stock granítico de La Honda é composto principalmente por quartzo, K-feldspato e plagioclásio com textura granítica, embora com alguma deformação sobreimposta. O plagioclásio, de composição oligoclásio, varia entre 20-60%, K-feldspato entre 2-35%, quartzo normalmente aparece em 30% e biotita entre 1 e 20%. Fibrolita intersticial e cordierita estão presentes. Acessórios comuns são allanita e zircão, apatito, esfena e epidoto.

3.3.2. Geoquímica de elementos maiores, traço e ETR.

16 amostras foram analisadas para elementos maiores e traço e 14 amostras para elementos de terras raras (ETR) (encarte 6). Baseado no cálculo normativo, os granitos gnáissicos do flanco leste da cordilheira situam-se com tendência ao campo dos monzogranitos, ao passo que os granitos gnáissicos do flanco oeste situam-se com tendência ao campo dos granodioritos (Fig. 26).

Fig. 26 QAP para os granitos gnáissicos e stocks graníticos da Cordilheira Central da Colômbia.

Os *stocks* graníticos de Amagá e La Honda localizam-se no campo dos granodioritos.

A análise dos elementos maiores mostra que existe uma consistência geral na composição das rochas em estudo e não é observada uma notável diferença entre os granitos gnáissicos dos dois lados da cordilheira, formando *trends* composicionais evidenciados nos diagramas de Harker (Fig. 27). A notável exceção corresponde ao gnaiss de La Miel, que aparece com comportamento diferente. O stock granítico de Amagá parece se ajustar bem dentro dos padrões regionais dos diagramas de Harker, enquanto o stock granítico de La Honda apresenta valores superiores de SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O mas empobrecido em outros elementos, particularmente MgO , TiO_2 , Ni e Cr. Uma diferença importante é a baixa concentração de Na_2O abaixo de 3 % em peso para todos os granitos gnáissicos, comparados com os valores relativamente altos para os *stocks* graníticos.

O índice de saturação de alumínio (ASI) (Zen, 1986) da totalidade dos dados ultrapassa 1,1, classificando-os como "granitos fortemente peraluminosos (SPG)". A notável exceção é uma amostra do stock granítico de Amagá que apresenta características metaluminosas. De forma similar ao caso das rochas granitóides do CM de El Oro, valores médios para ASI para as rochas estudadas são, em geral, maiores que os valores médios reportados para os granitos tipo S de *Lachlan fold belt* na Austrália. Os valores médios de ASI são de 1,46 para os granitos gnáissicos do flanco oeste e 1,3 para os do flanco leste e finalmente de 1,34 para os *stocks* graníticos. Novamente, o gnaiss de La Miel situa-se por fora dos campos das outras amostras regionais, da mesma forma que as amostras do stock granítico de La Honda. Adicionalmente, as amostras situam-se no campo de granitóides tipo S do diagrama Cao vs. FeO(T) e apresentam valores normativos de coríndon > 1% (Chapell e White, 2001).

No diagrama K_2O - SiO_2 de Ricwood (1989), os granitos gnáissicos do flanco leste situam-se para o campo das series cálcio-alcalinas altas em K enquanto os granitos gnáissicos do flanco oeste agrupam-se mais para as séries cálcio-alcalinas de médio K mas com sobreposição considerável. Os *stocks* graníticos pós-tectônicos situam-se num amplo intervalo, principalmente nas series cálcio-alcalinas de médio K, embora com altos valores de SiO_2 .

Figura 27 Diagramas de Harker para os granitos gnáissicos da Cordilheira Central da Colômbia.

Os granitóides sintectônicos estão caracterizados por altas razões Rb/M, onde M pode ser um dos HREE, Y, Zr ou Hf em comparação com os magmas derivados de arcos vulcânicos (Harris et al., 1986). Dados deste trabalho mostram afinidades com amostras de arcos vulcânicos, sugerindo que estas rochas poderiam ter sido formadas por fusão de rochas provenientes de um arco magmático antigo.

Os padrões dos ETR são moderadamente fracionados, observa-se uma notável consistência nos dados das rochas em estudo sem apreciável diferença entre os diferentes granitóides gnáissicos (Fig. 28a, b). O fracionamento observado é similar ao padrão de fracionamento apresentado pelos granitóides sin e pós-colisionais e diferente dos granitos de arcos vulcânicos (Harris, et al., 1986).

Os números de Mg para as amostras mostram também valores similares para os granitos gnáissicos de aproximadamente 43, enquanto o gnaiss de La Miel apresenta um valor um pouco maior de 50. O stock granítico de Amagá apresenta variabilidade no número de Mg com valores de até 57, ao passo que o stock de La Honda apresenta valores de 38 (encarte 6). As amostras equatorianas apresentam valores de número de Mg similares às apresentadas para a Cordilheira Central da Colômbia. O enriquecimento dos elementos incompatíveis e os LREE, o empobrecimento dos HFSE, a anomalia negativa de Nb (Fig. 28c), os valores de número de Mg e o caráter peraluminoso sugerem uma fonte crustal para estes magmas (Inger e Harris, 1993; Harris et al., 1986).

3.3.3. Geologia isotópica

Composições de isótopos de Nd e Sr foram medidas para 15 amostras da parte norte da Cordilheira Central da Colômbia, principalmente para os denominados granitos gnáissicos e stocks graníticos pós-tectônicos. O encarte 5 apresenta os resultados obtidos.

As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para todas as amostras analisadas é alta, fornecendo uma média de 0,710 para os granitos gnáissicos (para 250 Ma) do flanco oeste da cordilheira; 0,7136 para os granitos gnáissicos do flanco leste (250 Ma) e finalmente uma média de 0,7121 para os stocks graníticos (230 Ma) no flanco oeste da cordilheira. Os valores individuais variam consideravelmente desde 0,708 até 0,714, mostrando uma relativa heterogeneidade nos valores

Figura 28. Padrões normalizados com os condritos para os conteúdos de REE para (a) os granitos gnáissicos da Cordilheira Central da Colômbia e para (b) os stocks graníticos pos-tectônicos. (c) Variograma com uma amostra por tipo de rochas para os mesmos grupos acima.

iniciais da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, o que reflete, de forma similar ao discutido para o CM de El Oro, uma complexa natureza dos protolitos ou ainda uma homogeneização incompleta das fontes crustais.

O valor de $\varepsilon_{\text{Nd}(250)}$ para os granitos gnáissicos do flanco oeste variam entre $-4,6$ e -7 ; entre $-1,1$ e $-4,6$ para os stocks graníticos e entre $-3,1$ e $-8,8$ para os granitos gnáissicos do flanco leste. No diagrama de $\varepsilon_{(\text{Nd})}$ vs. $\varepsilon_{(\text{Sr})}$, (Fig. 29a) calculados ao presente ($_{(0)}$), observa-se o fato das amostras se situarem no quadrante IV, de materiais provenientes principalmente de fontes crustais. As amostras pertencentes aos granitos gnáissicos agrupam-se de forma que sugerem um arranjo do tipo esperado da mistura entre um material mantélico (*mantle array*) com uma rocha crustal tipo *Colorado front Range* (DePaolo, 1981). As rochas dos granitos gnáissicos do flanco leste aparecem com uma distribuição mais espalhada, com valores extremos dos ε_{Nd} e ε_{Sr} , sugerindo fontes mais diversas com aporte de materiais crustais antigos e em geral, mais evoluídos que para as rochas do flanco oeste. Caso particular é apresentado pelos stocks graníticos, os quais fogem da curva teórica de mistura. Neste caso, os valores de Nd permanecem num intervalo relativamente estreito enquanto o Sr apresenta valores fortemente variáveis, o que sugere o envolvimento de fluidos ricos em Sr possivelmente a partir das rochas encaixantes. De outro lado, os resultados graficados na figura 29a para os granitos gnáissicos do flanco oeste, incluindo dados do granito gnáissico de Puquí e o granito gnáissico de Samaná (Ordoñez, 2001) poderiam ser explicados pela mistura de material mantélico e componente crustal representado por uma rocha granulítica do grupo El Retiro, sendo o extremo crustal aquele de maior importância. Os resultados isotópicos para os granitos gnáissicos do flanco leste precisariam ser explicados pelo aporte de material mais evoluído devido ao seu maior espalhamento. Por outro lado, a tendência de fugir da linha de mistura teórica apresentada, em direção a ε_{Nd} menos negativo, poderia se explicar pelo aporte em pequena proporção de um terceiro componente similar isotopicamente ao metassedimento anfibólico apresentado para o CM de El Oro e que na Cordilheira Central poderia estar representado por xistos cloríticos e actinolíticos paleozóicos.

As linhas de evolução de Nd são apresentadas na figura 19b. As idades modelo calculadas variam entre 1,4 e 1,58 Ga para os granitos gnáissicos do flanco oeste, entre 1,13 e 1,40 Ga para os stocks graníticos e entre 1,29 e 1,71 Ga para os granitos gnáissicos do flanco leste da cordilheira. As curvas envolventes correspondentes aos granitos gnáissicos do flanco leste abarcam

Figura 29. (a) Diagrama de correlação Epsilon Nd vs Epsilon Sr (hoje)
 (b) Curvas de evolução de Nd para as rochas da Cordilheira Central da Colômbia.

a quase totalidade das outras amostras, de fato cobrindo os granitos gnáissicos do flanco oeste, os metassedimentos de Cajamarca, o Granulito de El Retiro e o Gnaiss de Samaná. Os stocks graníticos aparecem num campo superior, reflexo de suas idades modelo mais jovens, o que sugere uma contribuição juvenil mais importante que para os outros corpos. Contribuição de material antigo pode se inferir para o gnaiss de La Miel, que apresenta uma curva de evolução no extremo inferior do diagrama e apresenta subsequente uma idade modelo mais antiga. O fato das envoltivas dos granitos gnáissicos do flanco leste serem mais abrangentes, sugere o aporte de fontes mais antigas que as que geraram os granitos gnáissicos do flanco oeste, mas também sugerem o aporte de material mais juvenil, da mesma forma como visto no diagrama $\epsilon_{(Nd)}$ vs $\epsilon_{(Sr)}$. As diferenças isotópicas apresentadas pelos diagramas de evolução de Nd e o diagrama de $\epsilon_{(Nd)}$ vs. $\epsilon_{(Sr)}$, sugerem uma certa heterogeneidade na composição isotópica dos materiais aos dois lados da Cordilheira Central.

Da mesma forma que para os granitóides do CM de El Oro, o aporte de material mantélico na evolução dos granitóides da Cordilheira Central é difícil de ser avaliado, mas as amostras que apresentam os valores menos negativos de ϵ_{Nd} e subsequente idades modelo mais baixas, e as razões mais baixas de Sr inicial são os primeiros candidatos. Pelos diagramas isotópicos estudados, os stocks graníticos pós-tectônicos tipo Amagá e La Honda, podem apresentar uma maior contribuição deste tipo na sua geração.

3.3.4. Geocronologia

O estudo geocronológico efetuado na presente pesquisa para as rochas da parte norte da Cordilheira Central da Colômbia compreende uma série de datações pelos métodos U-Pb SHRIMP em zircão e Ar-Ar em micas para rochas granitóides e ortognaisses. Dos cinco resultados U-Pb obtidos, duas análises contam com imagens de catodo-luminescência.

Granito gnáissico de Rio Verde

O intrusivo gnáissico de Rio Verde, para leste da Cordilheira Central, apresenta zircões prismáticos curtos euédricos bipiramidais, zircões achatados facetados e zircões fragmentados. As imagens de CL apresentam uma variedade de estruturas internas. Aparecem núcleos luminosos sem estrutura interna e também núcleos com aparente zonação oscilatória. São comuns as

bordas de sobrecrecimento sem estrutura interna, apenas um possível bandeamento irregular. As seis análises foram realizadas tanto em bordas quanto nos núcleos com uma distribuição ampla de idades (Fig. 30). A idade aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais antiga é registrada por um núcleo com presença de bandeamento irregular com um valor de 1171 ± 32 Ma (ponto 4.1). Idades um pouco mais jovens são encontradas em núcleos anédricos com valores de 831 ± 35 Ma, 820 ± 48 Ma e 750 ± 27 Ma (pontos 1,1; 2,1; 3,1). As idades mais jovens são encontradas para um núcleo e uma borda, respectivamente. O núcleo fornece uma idade aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 290 ± 10 Ma e a borda sem estrutura interna uma idade de 302 ± 4 Ma. As idades mais jovens poderiam corresponder a zircões herdados representativos do metamorfismo regional que afetou esta parte da Cordilheira Central.

Os valores de U variam de 30 a 244 ppm e de 13 a 145 ppm para o Th. As razões Th/U variam entre 0,05 e 0,77 (encarte 9).

Análise Ar-Ar no Anfibólito de Padua, relacionado aos granitos gnáissicos do flanco leste da Cordilheira Central (Ingeominas, 1993) forneceu idades *plateau* em anfibólito de 246 ± 6 Ma e 243 ± 4 Ma (Fig. 31). Estas idades são as mais antigas obtidas pelo método Ar-Ar durante a presente pesquisa e embora o espectro apresente algumas evidências de argônio em excesso, ele confirma as idades em volta de 250 Ma para a granitogênese do flanco leste da Cordilheira. Estas idades são similares às obtidas para os anfibólitos do Grupo El Retiro (idades *plateau* de 230 ± 1 e 231 ± 1 Ma e idade pseudo *plateau* de 232 Ma em anfibólito) no flanco oeste da cordilheira (Vinasco et al., 2001), o que parece confirmar a relação entre as rochas dos dois flancos da Cordilheira Central.

Gnaiss de La Miel

O gnaiss de La Miel, para oeste da Cordilheira Central, apresenta zircões fragmentados desde euédricos prismáticos com terminação piramidal até zircões achatados semieuédricos. As imagens de CL mostram um padrão complexo de estruturas. Aparecem núcleos luminosos sem estrutura interna definida com bordas de sobrecrecimento irregular (Fig. 32). As idades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais antigas são registradas para núcleos luminosos sem estrutura interna apreciável (pontos 4,1; 3,1 e 2,1) com idades Paleoproterozóicas e Neoproterozóica. As duas idades aparentes mais jovens são obtidas para um único cristal de zircão em sobrecrecimento bem definido

Figura 30. Granito gnáissico de Rio Verde
a. Diagrama Concordia
b. Imagens de Catodo-luminescência
Tamanho da barra de escala 100 micras.

G. De La Miel 1896 / COL-69 / Muscovite

G. De Manizales 1881 / COL-04 / Muscovite

G. De Manizales 1888 / COL-04 / Biotite

Figura 31. Espectros Ar-Ar do Gnaissé de La Miel e Granito Gnáissico de Manizales, Colômbia.

1890 / COL-08 / Amphibole

Figura 31. CONT Espectros Ar-Ar Anfibolito de Padua.

Figura 32. Gnaiss de La Miel
 a. Diagrama Concordia
 b. Imagens de Catodo-luminiscência
 Tamanho da barra de escala 100 micras.

com zonação oscilatória não muito fina (pontos 1,2 e 1,1). Uma idade aparente de 410 ± 10 Ma na parte interna do sobrecrecimento é uma idade aparente de 380 ± 8 Ma na parte externa de um sobrecrecimento num crescimento contínuo, são interpretadas como as idades de cristalização magmática do corpo.

Resultados Ar-Ar obtidos em muscovita apresentam espectros relativamente de boa qualidade, porém sem formação de idades *plateau*. As idades integradas obtidas são de $345,4 \pm 0,6$ Ma e $344,2 \pm 0,6$ Ma e os picos de distribuição de idades ideograma vão desde 340 até 356 Ma aproximadamente (Fig. 31). As idades obtidas confirmam sua idade Paleozóica, mais antiga que o restante dos gnaisses graníticos e granitóides permianos do restante da parte norte da Cordilheira Central. As idades Ar-Ar reportadas poderiam sugerir um rejuvenescimento isotópico para este corpo, mas seu significado geológico permanece obscuro.

Granito gnáissico de Palmitas

O intrusivo Gnáissico de Palmitas, sobre o flanco oeste da Cordilheira Central da Colômbia, apresenta um intervalo amplo de idades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Fig. 33). As idades mais antigas apresentam-se levemente discordantes, sugerindo processo de perda de Pb de materiais proterozóicos. Outras idades mais jovens, no final do Proterozóico e Paleozóico inferior, aparecem de forma concordante. A idade de 377 ± 1 Ma é similar às idades de cristalização encontradas para o gnaiss de La Miel. Pela falta de imagens de catodo-luminescência, é difícil estabelecer com maior confiança o tipo de fenômeno geológico e sua interpretação mais precisa, embora as idades mais jovens obtidas numa média de idade ponderada de $242,5 \pm 3,4$ Ma para dois pontos (MSWD 1,10, probabilidade de ajuste de 0,29) poderiam corresponder à idade de cristalização do corpo. Idades um pouco mais antigas, de 250 ± 1 Ma e 260 ± 2 Ma são difíceis de serem explicadas e eventualmente correspondem ao mesmo evento geológico com início precoce de magmatismo.

Os valores de U variam entre 54 e 965 ppm e o Th varia amplamente entre 42 e 555 ppm e razões Th/U varia de 0,81 até 0,09 nos zircões mais jovens (encarte 9).

b.

c.

Figura 33 Granito gnáissico de Palmitas

- a. Diagrama Concordia
- b. Plot de densidade de probabilidade de idade,
- c. Média de idades ponderadas.

Gnaiss de Abejorral

O gnaiss de Abejorral, também sobre o flanco ocidental da Cordilheira Central, apresenta um intervalo amplo de idades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Fig. 34). As idades encontradas aparecem concordantes, sugerindo a presença de eventos com significado geológico. As idades aparentes mais antigas, estão entre 1094 Ma e 920 Ma. No final do Neoproterozóico aparecem dois dados com valores de 692 e 500 Ma. As idades mais jovens se agrupam relativamente bem no Permiano. Um grupo de quatro pontos fornece uma idade média ponderada de $274 \pm 9,6$ Ma (MSWD 1,4, probabilidade de ajuste de 0,23), que pode indicar a idade do metamorfismo regional. As idades um pouco mais antigas, mesmo estatisticamente reconhecidas como sendo de uma população independente, podem fazer parte do metamorfismo regional. A idade de 250 Ma, também estatisticamente fora do grupo principal de idades, pode representar o magmatismo regional como interpretado para outros intrusivos gnáissicos como o granito gnáissico de Palmitas.

Os valores de U variam entre 68 e 332 ppm enquanto os valores de Th variam entre 9 e 229 ppm. As razões de Th/U variam amplamente de 0,04 a 1,02 com os valores mais jovens no Permiano registrando razões entre 0,6 e 0,9 (encarte 9).

Granito gnáissico de Manizales

O granito gnáissico de Manizales, na parte ocidental da parte norte da Cordilheira Central, porém ao sul dos outros corpos estudados (Fig. 31; encarte 3), fornece espectros de degaseificação de boa qualidade pelo método Ar-Ar para muscovita e biotita. Idades *plateau* em muscovita de $229,7 \pm 0,5$ e $228,9 \pm 0,5$ e idades integradas em biotita de $218,4 \pm 0,3$ Ma e $213,3 \pm 0,4$ Ma indicam claramente a continuação da granitogênese Permo-Triássica na região. As idades mais baixas obtidas aparentemente são devidas à carência de espectros de boa qualidade e precisão na biotita, ao passo que o resultado obtido em muscovita representa adequadamente a idade de resfriamento do corpo.

Stock granítico de Amagá

O granitóide de Amagá, sobre o flanco oeste da Cordilheira Central, apresenta um intervalo amplo de idades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Fig. 35). As idades

a.

b.

c.

Figura 34. Gnaiss de Abejorral
a. Diagrama Concordia
b. Plot de densidade de probabilidade de idade,
c. Média de idades ponderadas.

a.

b.

c.

Figura 35. Stock de Amagá

a. Diagrama Concordia

b. Plot de densidade de probabilidade de idade,

c. Média de idades ponderadas.

encontradas são concordantes, e da mesma forma que as anteriores sugerem a presença de eventos formadores de rochas. A idade aparente mais antiga é de 1605 Ma e outras idades a 968 e 984 Ma também aparecem. Um agrupamento importante de idades com idade média ponderada para 5 pontos de 554 ± 59 Ma (MSWD 0,17, probabilidade de ajuste 0,95) representa um importante evento geológico de possíveis implicações regionais. As idades mais jovens formam um grupo aparentemente coerente de idades com uma média de idade ponderada de $227,6 \pm 4,5$ Ma para 4 pontos (MSWD 1,4, probabilidade de ajuste de 0,24). Esta idade é considerada como a idade de cristalização do corpo.

Os valores de U variam amplamente entre 28 e 660 ppm e os de Th entre 16 e 191. As razões Th/U variam amplamente entre 0,03 e 1,44.

3.3.5. Comentários sobre a evolução

Os indicadores geoquímicos e isotópicos indicam igualmente para as rochas do CM de El Oro e os granitóides da Cordilheira Real, uma derivação por retrabalhamento crustal para os ortognaisses permianos e stocks graníticos triássicos fortemente peraluminosos da parte norte da Cordilheira Central de Colômbia com uma contribuição variável de material mantélico. Os padrões obtidos para a maior parte dos diagramas de Harker sugerem que estas rochas poderiam fazer parte de uma única *suite* granítica (sensu White et al., 2001). A amostra do gnaiss de La Miel é a única exceção, situa-se em geral fora do campo dos gnaisses graníticos e tem idade mais antiga. Estas rochas estão intimamente associadas ao metamorfismo regional, paragneisses migmatíticos e metassedimentos, eles provavelmente se formaram durante o metamorfismo regional por processos anatécicos, ao passo que os stocks graníticos pós-tectônicos, com uma maior proporção de material mantélico, teriam sido mobilizados e intrudidos em níveis superiores da crosta num ambiente predominantemente distensivo.

Os granitos gnáissicos colombianos parecem relativamente similares aos granitóides tipo S de Chapell e White (2001), pela presença de muscovita ou cordierita, mais do que 1% de coríndon normativo, intervalo estreito e valores altos de SiO_2 , carácter peraluminoso e altas razões de ^{87}Sr - ^{86}Sr iniciais. Os dados dos granitóides colombianos situam-se dentro do campo dos granitóides peraluminosos tipo S (PSGS) de Patiño-Douce (1999), não formados exclusivamente como magmas puramente crustais ou magmas ricos em

restitos, mas pela interação de magmas basálticos com rochas metassedimentares ricas em Al a níveis crustais relativamente rasos (15-20Km) (Patiño-Douce, 1999). Adicionalmente, os granitos gnáissicos colombianos tendem a apresentar baixas razões Al_2O_3/TiO_2 no diagrama CaO/Na_2O vs. Al_2O_3/TiO_2 (Fig. 24b), indicativo de fusão a altas temperaturas, similares às encontradas na granitogênese Herciniana e no *Lachland Fold belt* (Sylvester, 1988).

O aporte mantélico é sugerido pela curva de mistura teórica apresentada no diagrama $\epsilon_{(Nd)}$ vs. $\epsilon_{(Sr)}$, e nas curvas de evolução de Nd (Figs. 29a, b). Esta contribuição poderia se apresentar na forma de magmas ascendentes pela crosta e intrudindo o embasamento da Cordilheira Central.

Os dados dos granitóides permo-triássicos de Colômbia agrupam-se no campo de "arcos vulcânicos", ou no campo de granitóides poscolisionais no diagrama $(Y+Nb)$ vs. Rb de Pearce et al. (1984). As afinidades de arco vulcânico, sugeridas também pelas baixas razões Rb/M (M pode ser HREE, Y, ZR ou Hf) (Harris et al., 1986), poderiam ser explicadas como o resultado de fusão de rochas pertencentes a um antigo arco magmático, possivelmente um precursor do evento colisional permiano, visto que os diagramas de discriminação a partir de elementos traço parecem indicar as condições geodinâmicas nas quais os protolitos das rochas foram formadas (Roberts e Clemens, 1993). Por outro lado, estes resultados poderiam ser indicativos de fusão de material ígneo o aporte mantélico na geração dos magmas, sugerindo a possibilidade de caracterizar uma granitogênese tipo S caledoniana ou mesmo tipo I caledoniana (Pitcher, 1983).

A formação dos stocks graníticos pós-tectônicos do Triássico Superior, tipo La Honda, que incluem também o stock de El Buey e possivelmente o stock de Amagá, estaria relacionada a processos de migmatização regional na Cordilheira Central. Na área de El Retiro, a rápida descompressão sofrida pelas rochas granulíticas (Bustamante, 2003) poderia ser responsável pela fusão parcial e geração de uma importante granitogênese. Durante a descompressão adiabática e rápida denudação tectônica de uma crosta engrossada pelo processo colisional, apresenta-se formação de magmas leucograníticos peraluminosos, seja por fusão por descompressão de xistos muscovíticos, possivelmente auxiliados por aquecimento por cisalhamento, ou por fusão de xistos biotíticos com ajuda de calor mantélico na forma de intrusões basálticas ou fenômenos de delaminação (Patiño-Douce, 1999).

Possíveis resíduos deste processo seriam as rochas de alto grau e baixa pressão reportadas na área por Correa e Martens (2000). Adicionalmente, a presença de andaluzita nos xistos de Ancón, parte do Complexo Cajamarca (Roldán, 1991; Bustamante, 2003), indica intrusão de granitóides durante a exumação, responsável por reaquecimento a condições de baixa pressão (Bustamante, 2003). As idades K-Ar, Ar-Ar e Rb-Sr no intervalo do Triássico Superior reportadas na literatura indicam provavelmente o alto fluxo termal na crosta associado a um importante período extensional relacionado ao colapso orogênico mencionado.

As idades radiométricas no intervalo permo-triássico têm sido interpretadas tradicionalmente como idades de resfriamento de metamorfismo devoniano, durante a exumação e erosão do orógeno ou como idades do metamorfismo permo-triássico (Restrepo et al., 1991). Outros autores têm atribuído este evento à geração de magmatismo a partir de cisalhamento Mesozóico, relacionado à quebra do supercontinente Pangea (Aspden et al., 1987). Neste trabalho, novos dados U-Pb, Ar-Ar, adicionados aos indicadores geoquímicos e isotópicos, é possível diferenciar eventos geológicos discretos durante todo o período Permo-Triássico como parte de uma evolução contínua colisional. Pelo menos três picos principais são registrados nos diferentes diagramas de idade apresentados (Figs. 33, 34, 35). O primeiro pico estaria a 280-300 Ma, o segundo entre 245 e 260 Ma e o terceiro a 230 Ma. A ampla e quase contínua distribuição de idades ao longo do Permo-Triássico é o resultado de um estado termal alto contínuo desde o metamorfismo principal no Pérmico até os regimes extensionais relacionados possivelmente com o início do rompimento do supercontinente Pangea no Triássico médio a superior.

Idades U-Pb SHRIMP obtidas em zircões herdados do gnaiss de Abejorral, junto com idades Rb-Sr e K-Ar entre 280-300 Ma, corresponderiam ao pico do metamorfismo principal, que representaria a idade do episódio colisional. Idades U-Pb próximo de 250 Ma corresponderiam a idades de magmatismo registradas pelos granitos gnáissicos de Palmitas e o gnaiss de Abejorral e por várias determinações K-Ar e Rb-Sr (Restrepo et al., 1991; Ordoñez e Pimentel, 2002). Estas idades corresponderiam a um magmatismo pós-colisional, responsável pela geração dos granitos gnáissicos na parte norte da Cordilheira Central. Finalmente, idades U-Pb ao redor de 230 Ma como definidas pelo stock granítico de Amagá, o Leucogranito de las Palmas (Ordoñez, 2001) e várias determinações K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd, representariam

um período de migmatização e intrusões relacionadas ao período final extensional do orógeno.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os Andes do Norte, particularmente a parte norte da Cordilheira Central da Colômbia, o CM de El Oro e o denominado terreno Loja na Cordilheira Real do Equador, apresentam características gerais de uma evolução permo-triássica de caráter colisional relacionados à aglutinação do Pangea. A parte norte da Cordilheira central da Colômbia registra o metamorfismo permiano, a granitogênese associada e a exumação do orógeno no Triássico Médio, ao passo que as rochas do CM de El Oro registram principalmente os episódios pós-tectônicos e de exumação do orógeno, evidenciado pelo metamorfismo regional de baixa pressão e granitogênese pós-colisional, sin a pós-tectônica, de caráter crustal dominante e com aporte de material mantélico variável.

O magmatismo pós-colisional, relacionado a fenômenos tardios dentro de um orógeno colisional, é principalmente de caráter potássico, em particular cálcio alcalino alto em K (Sylvester, 1998) o que parece ocorrer na maior parte das amostras em estudo. O estágio pós-colisional define uma evolução complexa, que pode incluir episódios de extensa movimentação ao longo de sistemas de cisalhamento transcorrentes, colisão oblíqua, delaminação litosférica e granitogênese fortemente peraluminosa gerada por reações de fusão por desidratação de formações crustais (Bonin, 2004).

No caso em estudo, a geração dos magmas parece fortemente dependente do calor mantélico produzido possivelmente por delaminação e subsequente ascensão de material quente, num modelo colisional similar aos explicados para a granitogênese Herciniana na Europa (Rottura et al., 1993) e os granitóides tipo I caledonianos na Escócia e na Irlanda (Pitcher, 1983), onde o espessamento crustal não é muito forte (Sylvester, 1998). A entrada de material mantélico, como sugerido pelos resultados isotópicos de Nd e Sr (Fig. 36) e os enclaves microgranulares máficos observados, poderia ser explicada como adição de magmas máficos na crosta representados por diques de gabro metamorfoseados tanto na Colômbia quanto no Equador, com idade similar às idades dos granitóides.

Volumes grandes de granitoides colisionais tipo S, magmas fortemente peraluminosos são produto de anatexia de rochas crustais, e vários modelos têm sido apresentados para explicar o processo (Patiño-Douce, 1999; Sylvester, 1988), caracterizando orogenias colisionais e processos extensionais subsequentes. Em geral, os granitóides e granitos gnáissicos

Figura 36. Diagrama de correlação $Epsilon Nd$ vs $Epsilon Sr$ (hoje) e Curvas de evolução de Nd para as rochas granitóides permo-triássicas dos Andes do Norte.

permo-trássicos dos Andes do Norte possuem algumas características de granitóides tipo S de Chapell e White (2001) e também granitóides tipo I caledonianos (Pitcher, 1983) estes últimos principalmente no CM de El Oro.

Os padrões obtidos para os ETR sugerem em geral um comportamento similar para as amostras tanto do Equador quanto para as da Cordilheira Central da Colômbia. As diferenças encontradas se apresentam principalmente nos ETR leves. O grau de fracionamento é maior para os granitóides da província de El Oro, o que reflete provavelmente um grau de fusão diferente para os dois domínios, mas as fontes poderiam ser similares, como indicam os valores dos ETR pesados e a anomalia negativa de Eu. Para efeito das correlações regionais, os padrões das ETR dos granitóides do CM de El Oro se sobrepõem perfeitamente aos padrões obtidos para os granitos gnáissicos do flanco leste e oeste da Cordilheira Central de Colômbia. Os granitóides do CM de El Oro, os da Cordilheira Real, do flanco oeste e leste da Cordilheira Central da Colômbia apresentam um padrão das ETR similar ao apresentado por granitos tipo III ou pós-colisionais de Harris et al. (1986).

Os valores das razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para todas as rochas estudadas apresentam-se elevados para a idade de 230 Ma considerada, indicando gênese crustal com pequeno aporte mantélico. Os granitóides do CM de El Oro apresentam razões iniciais entre 0,708 e 0,720, ao passo que os valores encontrados para as rochas da Cordilheira Real são mais baixos, sugerindo uma importante diferença composicional. As rochas do flanco oeste da Cordilheira Central colombiana apresentam média de 0,714, indistinguível da média das rochas da província de El Oro. Os valores de $\epsilon_{(87)}(t = 230 \text{ Ma})$ para as rochas do CM de El Oro e as do flanco oeste da Cordilheira Central da Colômbia estão no intervalo +56 a +478, com médias de +125 e +138 respectivamente. São muito próximos aos valores reportados por Harris et al. (1986) para os seus granitóides de tipo II e III ou sin-colisionais e pós-colisionais respectivamente.

O estudo isotópico de Sr e Nd (Fig. 36) mostra um caráter em geral mais evoluído para os granitóides do CM de El Oro e Cordilheira Real do Equador. Os granitóides da Cordilheira Real se superpõem perfeitamente com os granitóides de La Florida e de El Prado, mas mantêm uma pequena diferença com o granitóide de Marcabellí, que parece corresponder ao corpo com o maior aporte mantélico do CM de El Oro (Fig. 36). Os granitos gnáissicos do flanco leste da Cordilheira Central da Colômbia apresentam uma maior variedade nas

rochas fonte como sugerido pelo forte espalhamento registrado nos dados isotópicos, ao passo que os granitos gnáissicos do flanco oeste aparecem num campo mais estreito, sugerindo composições mais homogêneas nas rochas fonte. Os stocks graníticos colombianos apresentam os valores menos negativos de ϵ_{Nd} das rochas estudadas e dadas suas características intrusivas (pouca deformação, truncamento das estruturas) e geoquímicas, corresponderiam a um estágio evolutivo mais avançado na orogenia permotriássica, isto é, na direção para um magmatismo com características pós-tectônicas.

Os dados U-Pb SHRIMP em zircão mostram o início do magmatismo Pérmico da fase Aleganiana mais precoce na Colômbia. Idades próximas de 270 e algumas até de 300 Ma são reportadas para granitos gnáissicos do flanco leste da Cordilheira Central, ao passo que a idade mais antiga para os granitóides do CM de El Oro é de 247 Ma no granitóide de La Florida. Idades entre 240-250 Ma são reportadas para granitos gnáissicos do flanco oeste da Cordilheira Central, portanto compatíveis com o início de magmatismo a 240 Ma do granitóide de La Florida. Por outro lado, o magmatismo do Triássico (230-240 Ma) apresenta uma diferença importante ao longo dos Andes do Norte, já que os granitóides do CM de El Oro aparecem deformados e colocados sintectonicamente em zonas de cisalhamento. A idade de resfriamento regional ao longo dos Andes do Norte, provavelmente relacionada à exumação do orógeno, está bem definida cerca de 220 Ma tanto na Colômbia quanto no CM de El Oro principalmente por idades Ar-Ar.

Resumindo, os gnaisses graníticos e granitóides em estudo estão intimamente associados a metamorfismo regional, a paragneisses migmatíticos e rochas metassedimentares. É possível que os gnaisses graníticos permianos na Colômbia (250-280 Ma) tenham sido formados durante um episódio de metamorfismo regional por processos anatéticos enquanto que, no Equador o granitóide de Marcabellí teria sido formado num processo pós-colisional, caracterizado pela colocação sintectônica ao longo de sistemas de cisalhamento por fusão eventualmente de material ígneo ou maior aporte mantélico. Os granitóides de La Bocana, La Florida e El Prado representariam estágios pós-tectônicos, porém gerados a partir de fusão de material crustal sem fusão de material ígneo subjacente. Os stocks graníticos colombianos, menos deformados, teriam sido intrudidos num ambiente distensivo com características pós-tectônicas com alguma componente mantélica.

Uma importante diferença encontrada entre a parte norte da Cordilheira Central da Colômbia, Cordilheira Real do Equador com respeito às rochas do CM de El Oro, é a aparente ausência de idades de rejuvenescimento isotópico cretácicas neste último. Este fato favorece um carácter de para-autoctonia deste bloco crustal com relação ao restante dos Andes do Norte.

Finalmente, o ambiente geodinâmico durante a geração dos gnaisses graníticos na Colômbia e os granitóides triássicos no Equador está dominado pelo fechamento do proto-Atlântico entre América do Norte e América do Sul para a formação e aglutinação do Pangea (Pindell e Dewey, 1982). Uma das principais hipóteses de trabalho consiste em postular que o episódio colisional principal relacionado à Orogenia Alleghaniana estaria registrado nos Andes do Norte pelos granitos gnáissicos permianos entre 250 e 300 Ma na Colômbia, e o episódio de quebramento do supercontinente registrado nos granitóides triássicos da Cordilheira Central da Colômbia e rochas do CM de El Oro, marcando o início de um período de rifteamento regional.

Dadas as idades U-Pb zircão entre 500-600 Ma, os blocos pré-cretácicos dos Andes do Norte teriam afinidade gondwanica. Aceitando o modelo em suas linhas gerais, bem como a possível reconstrução geográfica dos blocos crustais de Pindell (1985), a hipótese de estudo localiza estes blocos crustais para o sul da sutura alleghaniana, de forma similar aos blocos do sul da Flórida e parte do bloco Yucatán, entre a Venezuela e a costa dos Estados Unidos. Sugere-se, entretanto, que as diferenças temporais encontradas nos diferentes segmentos estudados poderiam se explicar por posições paleogeográficas particulares dentro do evento colisional.

5. REFERÊNCIAS

Archanjo, C.; Launeau, P. 2004. Magma flow inferred from preferred orientations of plagioclase of the Rio Ceará-Mirim dyke swarm (NE Brazil) and its AMS significance. *Magnetic fabric: Methods and applications*. Geological Society, London, Special Publications, 238, 285-298. Martínez-Hernández, F., Lunenburg, C. M., Aubourg, C., Jackson, M. (eds).

Archanjo C., Araújo M., Launeau P. 2002. Magnetic fabric patterns of the Mesozoic Rio Ceará-Mirim Dyke swarm (Northeast Brazil) as revealed by anisotropy of magnetic susceptibility and texture analysis. *Journal of Geophysical Research*, No B3 V. 107: 1-13.

Aspden, J., Bonilla, W., Duque, P., 1995. The El Oro metamorphic Complex Ecuador: Geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources*. British Geological Survey No 67, 63p.

Aspden, J., Fortey, N., Litherland, M., Viteri, F.; Harrison, S., 1992a. Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth-Sciences*, 6(3): 123-132.

Aspden, J., Harrison, S., Rundle, C., 1992b. New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(1-2): 77-96.

Aspden, J., McCourt, W., Brook, M. 1987. Geometrical control of subduction related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144: 893-905.

Baldock, J.W. 1982. Geología del Ecuador. Boletín de la explicación del mapa Geológico (1:1000 000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos minerales y Energéticos, Dirección General de Geología y Minas, Quito, Ecuador. 54 p.

X Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605 - 626.

✓ Bonin, B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*. 25(3-4): 261-270.

Bonin, B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional and within-plate regimes necessarily imply two contrasting , mantle and crustal sources? A review. *Lithos*, 78. 1-24.

Borradaile, G., Henry, B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews*, 42: 49-93.

Brook, M. 1984. New radiometric age data from S.W Colombia. Ingeominas, Cali. Reporte No 10. Mision Britânica. 25 p.

Brown, M; O'Brien, P. 1997. Evolution of metamorphic belts: a changing view. *Proc. 30th Int. Geol. Cong.* Vol 17, parte 11. p 217-231.

Coney, P. 1992. The Lachlan belt of eastern Australia and Circum-Pacific tectonic evolution. *Tectonophysics*, 21(1-4). 1-25.

Cordani, U., Cardona, A., Jimenez D., Dunyi, L., Nutman, A. (no prelo). Geochronology of Proterozoic basement inliers from the Colombian Andes: tectonic history of remnants from a fragmented Grenville belt.

Chappell, B., White, J. 1992. I and S type granites in the Lachlan fold belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sc.* 83: 1-26.

Chappell, B. White, J. 2001. Two constrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489-499.

Clarke, D., 1981. Peraluminous granites. *Can. Miner.*, 19: 1-2.

Cobbing, J. 1996. Granites an overview. *Episodes*, vol 19, No 4: 103-106.

Cossio, U., Viana, R. 1986. Geología de la autopista Medellín-Bogotá entre el río Samaná Norte y Doradal. Monografía. Facultad de Minas, Universidad Nacional, Medellín.

Dalrymple, G; Lanphere, A. 1974. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples. In: *Geoquímica and cosmoquímica acta*, V 38 (5): 715-738.

Dalziel, I., Dalla Salda, L., Gahagan, L. 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 243-252.

DePaolo, D. 1981. Nd in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.

DePaolo, D. 1988. Neodymium isotope geochemistry : an introduction. Berlin; New York : Springer-Verlag. 187 p.

DePaolo, D., Linn, A., Schubert, G. 1991. The continental crustal age distribution: Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96 (B2): 2071-2088.

D'Lemos, R., Brown M., Strachan, R. 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society*, 149: 487-490.

Dewey, J. 1984. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, v. 7: 1123-1139.

Eguez, A., Aspden, J. 1993. The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. In: *Andean Geodynamics, Symposium International*: Oxford, United Kingdom, ORSTROM/Université d'Oxford, 215-218.

Faure, G. 1986. Principles of isotope geology. New York: Wiley. 589 p.

Feininger, T. 1978. Mapa geológico de la parte occidental de la provincia de El Oro. Escala 1/50000.

Feininger, T. 1982. The metamorphic basement of Ecuador. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 87-92.

Feininger, T. 1987. Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and Northwestern Peru. *Can. J. Earth Sci.*, 24: 266-278.

Feininger, T. Barrero, D., Castro, N. 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-B). *Boletín Geológico de Ingeominas*, 20 (2): 1-173.

Finger, F; Roberts, M; Haunschmid, A; Schermaier, A; Steyer, H. 1997. Variscan granitoids of Central Europe: their typology, potencial sources and tectonothermal relations. *Mineral and Petrology*. 61. P 67-96.

Fuente, F. 1997. A computer controlled rotating polarizer stage for the petrographic microscope. *Computer and Science*, 23: 203-208.

Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *J. Geol. Soc. Lon.*, 129: 93-131.

- González, H. 1980. Geología de las Planchas 167 (Sonsón) e 187 Salamina. Boletín Geológico de Ingeominas, 23(1): 1-174.
- González, H. 2000. Mapa Geológico del departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. Ingeominas, Medellín. 240 p.
- González, H., Nuñez, A., Paris, G. 1988. Mapa Geológico de Colombia. Memoria explicativa. Ingeominas, Colombia.
- Gray, D; Foster, D; Bucher, M. 1997. Recognition and definition of orogenic events in the Lachlan Fold Belt. *Australian Journal of Earth Sciences*. 44. p 489 - 501.
- Hall, M., Calle, J. 1982. Geochronological control for the main tectono-magmatic events of Ecuador. *Earth Science Reviews*, 10: 215-239.
- Hall, R., Alvarez, J., Rico, H. 1972. Geología de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-A). Bogotá, Boletín Geológico Ingeominas, 20 (1): 1-85.
- Harris, N., Pearce, J., Tindle, A. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C., (Eds). *Collision tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub., 19: 67-81.
- Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its applications in geology and geophysics. *Geol. Surv*, 5: 37-82.
- INGEOMINAS. 1993. Mapa geológico generalizado del departamento de Caldas. Memoria explicativa.
- Irving, E. 1975. Estructural evolution of the northernmost Andes, Colombia. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 846: 1-47.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., Mourier, T. 1990. Geodynamic evolution of the Northern and Central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society*, 147: 1009-1022.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the Magnetic fabrics in rocks. *Tectonophysics*, 79, T63-T67. [Q95].
- Kennerley, J. 1973. Geology of the Loja Province. Report of the Institute of Geological Sciences (Overseas Division), No 23.
- Kennerley, J. 1980. Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geology and Mineral resources*, No 58.
- Litherland, M., Aspden, J., Jemielita, R. 1994. The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Memoir of the British Geological Survey*, No 11. 147 p.
- Launeau, P., Cruden, A. 1998. Magmatic fabric acquisition mechanism in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B3): 5067-5089.
- Launeau, P., Robin, P. (no prelo). Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – Implementation and applications. *Journal of Structural Geology*
- Launeau, P., Robin, P. 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics* 267. 91-119.
- Lux, J., DeYoreo, C., Guldotti, C. Decker, E. 1986. Role of plutonism in low-pressure metamorphic belt formation. *Nature* 323(6091): 794-797.

Martínez, M. 1970. Geología del basamento Paleozóico em las montañas de Amotape y posible origen del petróleo em rocas paleozóicas del noreste del Perú. Primer Congreso Latinoamericano de Geología, V 2: 144-145.

Maya, M.; González, H. 1995. Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. Ingeominas (eds.). Informe Unidad Operativa Medellín, 44-57 p.

McCourt, W., Aspden, J., Brook, M. 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141: 831-845.

McDougall, I., Harrison, T. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the ^{40}Ar - ^{39}Ar method*. Oxford University Press. New York. 269 p.

Mégard, F. 1987. Cordilleran and marginal Andes; a review of Andean geology north of the Arica Elbow (18° S). 1987. *Geodynamics Series*. 18; Pages 71-95.

Merrihue, C.; Turner, G. 1966. Potassium argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophys. Res.*, 71: 2852-2857.

Mori, P., 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 Geociências, São Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3): 441-446.

Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P., Farfan-Medrano, A. 1988a. An accreted continental terrane in Northwestern Peru. *Earth Planetary Science Letters* 88: 182-192.

Mourier, T., Mégard, F., Reyes Rivera, L., Pardo Arguedas, A. 1988b. L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-sud Équateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. IV, 1: 69-79.

Noble, S., Aspden, J., Jemielita, R. 1997. Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 109(7): 789-798.

Ordoñez, O. 1997. O Precambriano na parte norte da Cordilheira Central dos Andes Colombianos. Brasília. Dissertação (Mestrado) Universidade de Brasília. 99 p.

Pamić, J.; Lanphere, M.; Belak, Z. 1996. Hercynian I type and S type granitoids from the Slavonian mountains (southern Pannonian Basin, northern Croatia). *N. Jb. Miner. Abh.* 171, 2: 155-186.

Patiño-Douce, A. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. *Geological-Society-Special-Publication*. 2000; (168): 55-75.

Pindell, J., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the gulf of Mexico, Bahamas, and Proto Caribbean. *Tectonics*, 4(1): 1-39.

Pindell, J., Dewey, J. 1982. Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1: 179-211.

Pitcher, W. 1983. Granite type and tectonic environment. In: Hsu, K., (Ed). *Mountain building processes*. Academic Press London, 19, cap 1-3.

Reavy, R. 1989. Structural controls on metamorphism and syntectonic magmatism; the Portuguese Hercynian collision belt. *Journal of the Geological Society of London*, 146(4): 649-657.

Reddy, S.; Potts, G. 1998. Constraining absolute deformation ages: the relationship between deformation mechanisms and isotope systematics. In: *Journal of Structural Geology* Vol 21 (8-9): 1255-1265

Renne, P. 2000. K-Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar dating. In: J.S Noller, J.M Sowers, W.M. Lettis.(eds.) Quaternary Geochronology: Methods and applications. American Geophysical Union. 77-100 p.

Restrepo J., Toussaint, J. 1984. Unidades litológicas de los alrededores del Valle de Aburrá, Medellín. Sociedad Colombiana Geológica. Memoria 1: 1-26.

Restrepo, J. 1986. Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Inf. Univ. Nacional. Medellín. 1-27.

Restrepo, J., Toussaint, J. 1982. Metamorfismos superpuestos em la Cordillera Central de Colombia. V Cong. Latin-Amer. Geol. Argentina. 505-512 p.

Restrepo, J., Toussaint, J. 1988. Terranes and Continental accretion in the Colombian Andes. Episodes, 11 (3): 189-193.

Restrepo, J., Toussaint, J., Cordani, U., Kawashita, K., Linares, E. 1989. Geochronological review of the Northern Andes. Revista I.C.N.E. Universidad Nacional, Medellín, 2: 39-82.

Restrepo, J., Toussaint, J., González, H., Linares, E. 1978. Datación de metasedimentos del grupo Ayurá-Montebello. Publ. Esp. Geol. Universidad Nacional, Medellín, 10: 1-5.

Restrepo, J., Toussaint, J.F., González, H., Cordani, U., Kawashita, K., Linares, E., Parila, C. 1991. Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano. Simposio Magmatismo Andino y su marco tectónico. Tomo I: 1-22. Manizales.

Rink, M. 1976. A computerized quantitative image analysis procedure for investigating features and na adapted image process. Journal of Microscopy, 107: 267-286.

Roberts, M; Clemens, J. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I type granitoids. Geology, V.21: 825-828.

Robin, P. 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - theory. Journal of Structural geology 24: 531 - 544.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Reviews of Geophysics, 30 (3): 209-226.

Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical; UK. (August 1993). 352 p.

Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K. and Petronilho, L. 1995. O Método Geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas Aplicações. An. Acad. Bras. Ci., Vol. 67: 313-336.

Rottura, A; Caggianelli, A; Campana, R; Del Moro, A. 1993. Petrogenesis of Hercynian peraluminous granites from the Calabrian Arc, Italy. Eur. J. Mineral. 5: 737 - 754.

Sepúlveda, R., Saldarriaga, S. 1980. Metamorfismo de las rocas del oriente del municipio de Caldas (Antioquia). Trabajo de grado. Universidad Nacional, Medellín.

Shimamoto, T., Ikeda, Y. 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1. Basic theory. Tectonophysics, 36: 315-337.

Stern, R.A. 1997. The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: report 10. Geol. Surv. Can., Current Research 1997-F: 1-31.

Sylvester, P. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos 45: 29-44.

- Tarling, D.H., Hrouda, F. 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall, London. 232 p.
- Tassinari, C., Cordani, U., Nutman, A., Van-Schmus, W., Bettencourt, J., Taylor, P. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro- Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International-Geology-Review*. 1996. 38/2, 161-175.
- Toussaint, J., González, H., Linares, E. 1978. Edad K-Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Publicación Especial Geológica*. Medellín, Facultad de Ciencias, No 14.
- Toussaint, J.F. 1993. Evolución geológica de Colombia. Precámbrico-Paleozóico. Univ. Nac. De Colombia, 129 p. Medellín.
- Vesga, C., Barrero, D. 1978. Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. II Congreso Colombiano de Geología, Bogotá. Abstract, 21-31 p.
- Vinasco, C., Cordani, U., Vasconcelos, P. 2001. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates in the central cordillera of Colombia: Evidence for an upper triassic regional tectonomagmatic event. Ext. Abstracts. III SSAGI. Pucón, Chile. 638-641 p.
- Wickham, S., Oxburgh, R. 1985. Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature (London)*. 318; 6044: 330-333.
- Williams, I. 1998. Society of Economic Geologist short course: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, *Reviews in Economic Geology*, 7. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. McKibben, M., Shanks III, W., Ridley, W Ed. 1-35 p.
- Zen, E. 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystalization: some mineralogic and petrographic constraints. *J. Petrol*, 27: 1905-1117.

6. ANEXOS

ANEXO 1

ASM DO PLUTÃO DE MARCABELI, COMPLEXO METAMÓRFICO DE EL ORO, EQUADOR

SITIO 1

SITIO 2

SITIO 3

SITIO 4

SITIO 7

SITIO 8

ASM DO PLUTÃO DE MARCABELI, COMPLEXO
METAMÓRFICO DE EL ORO, EQUADOR

SITIO 12

SITIO 13

SITIO 14

SITIO 16

SITIO 17

SITIO 18

- K1
- ▲ K2
- K3

ASM DO PLUTÃO DE MARCABELI, COMPLEXO
METAMÓRFICO DE EL ORO, EQUADOR

SITIO 19

SITIO 20

SITIO 21

SITIO 22

SITIO 23

SITIO 24

■ K1
▲ K2
○ K3

ASM DO PLUTÃO DE MARCABELI, COMPLEXO
METAMÓRFICO DE EL ORO, EQUADOR

SITIO 25

SITIO 26

SITIO 27

SITIO 28

ANEXO 2

Anisotropia de Suscetibilidade Magnética média para o plutão de Marcabell

Sitio	UTM		Dados escalares			Dados direcionais			
	N	E	Km (SI) x 10 ⁻⁵	P'	T	K ₁	K ₂	K ₃	a ₁ /a ₃
1	957690	61880	19,14	1,36	-0,181	346,43	78,1	169,47	28/33
2	958215	62075	248,31	1,09	0,287	246,9	356,64	152,23	7.0/5
3	957710	61655	29,13	1,04	0,238	198,20	294,16	61,64	32/25
4	957690	61590	35,09	1,06	0,290	200,21	344,65	104,13	32/29
5	957780	61815	107,39	1,05	-0,201	105,28	241,54	3,21	23/42
6	957720	61760	109,51	1,05	-0,293	59,7	155,38	320,51	4.0/16
7	957835	61905	26,90	1,07	-0,147	68,16	336,8	221,72	21/24
8	957875	61932	47,49	1,06	-0,050	198,11	105,10	335,74	32/33
9	958050	61880	233,52	1,04	-0,162	63,5	328,40	159,49	6.0/14
10	957980	61892	116,84	1,05	0,069	75,8	166,10	263,82	15/14
11	958115	61935	188,63	1,06	-0,263	250,3	350,72	159,17	16/25
12	958075	62040	55,04	1,07	-0,181	281,0.4	191,40	11,50	22/26
13	957910	62080	32,72	1,04	-0,247	271,18	11,28	152,56	35/37
14	958089	62252	135,97	1,11	0,043	50,18	284,61	147,22	4.0/7
15	958315	62400	237,58	1,14	0,348	91,12	333,66	186,20	8.0/9
16	958350	62505	178,43	1,09	0,335	72,14	309,65	167,20	4.0/4
17	958400	62719	167,02	1,13	0,443	75,20	308,52	174,23	3.0/2
18	958352	62666	174,96	1,11	0,211	123,21	359,56	223,25	7.0/6
19	958264	62600	167,42	1,05	0,093	65,30	257,59	158,5	13/20
20	958345	62555	183,02	1,11	0,107	94,7	349,65	187,24	11.0/11
21	958486	62774	155,46	1,06	-0,705	46,31	144,13	254,55	25/42
22	958474	62938	192,20	1,09	-0,578	79,19	322,53	181,30	1.0/24
23	958344	63055	153,64	1,11	-0,192	51,9	306,59	146,30	2.0/4
24	958585	63295	181,40	1,10	0,110	67,10	306,71	160,16	3.0/3
25	958590	63715	164,66	1,10	-0,004	92,18	281,72	183,3	13/12
26	958591	63536	250,41	1,10	-0,104	271,3	13,77	181,13	4.0/6
27	958352	63216	236,42	1,06	0,291	272,0.3	2,50	181,40	11.0/15
28	958648	64172	311,16	1,15	-0,065	48,10	232,80	138,0.6	18/16

a₁/a₃ = cone de confiança para K1 e K3 respectivamente a 1-sigma

ANEXO 3

Tabela resumo dos dados da OPF para o plutão de Marcabell

	$F^{1/2}$ (%)	A	C	Flinn	P'	T	a_1	RS
EQ-5a								
Intercepto	3,2	212.8/49.5	106.1/146	0,735	1,251	0,145	11,1	1,25
M. Tensorial	7,4	213.7/55.9	95.3/17.6	1,032	1,622	-0,014	9,5	1,618
M. Tensorial elip.	4,6	185.2/36.2	93.2/2.9	1,026	1,284	-0,012	6,2	1,283
M. Tensorial norm.	4,5	195.5/36	94.8/13.4	0,457	1,385	0,348	17,1	1,376
EQ-6a								
Intercepto	3,9	292.8/73.2	75.5/9.7	0,618	1,138	0,229	25	1,137
M. Tensorial	6,8	348.1/62.1	90.3/7.8	0,788	1,336	0,11	14,2	1,335
M. Tensorial elip.	6,2	354.8/64.2	299.2/15.2	2,166	1,129	-0,359	18,8	1,126
M. Tensorial norm.	3,3	336.3/69.7	105.6/15.1	2,231	1,195	-0,367	6,4	1,19
EQ-9								
Intercepto	2,5	321.7/83.5	73.3/2	0,296	1,223	0,525	19,3	1,212
M. Tensorial	10	326.7/73.7	70.6/5.7	0,808	1,429	0,098	27,3	1,427
M. Tensorial elip.	5,2	268.4/66.3	67/24.9	0,295	1,16	0,531	32,7	1,152
M. Tensorial norm.	4,8	318.2/74.6	74.4/67	0,182	1,287	0,671	31,8	1,265
EQ-10								
Intercepto	3,8	240.7/67.3	59.7/22.1	0,811	1,237	0,099	9,6	1,237
M. Tensorial	9,6	220.8/62	58.6/19.4	0,392	1,434	0,407	28,8	1,419
M. Tensorial elip.	9,1	238/42.3	64/18.7	3,425	1,173	-0,534	23,7	1,164
M. Tensorial norm.	6,8	247.2/65.2	69.6/23.8	0,428	1,364	0,376	18,9	1,353
EQ-11								
Intercepto	2,4	149.6/26.4	57.5/4	0,746	1,288	0,137	3	1,287
M. Tensorial	14,4	150.7/59	58.5/1	0,323	1,59	0,471	20,6	1,562
M. Tensorial elip.	9,5	155.8/41.4	52.3/11.7	2,564	1,376	-0,412	9,2	1,363
M. Tensorial norm.	8	156.7/39.5	56.2/6.3	0,869	1,47	0,064	12,3	1,468
EQ-14								
Intercepto	2,6	43.1/10.4	135.2/11.3	2,049	1,179	-0,332	10,9	1,176
M. Tensorial	5,9	40.9/14.5	133.6/5.7	0,666	1,54	0,181	12,7	1,534
M. Tensorial elip.	12,9	31.8/5.6	124.8/3.6	1,124	1,647	-0,052	8,1	1,642
M. Tensorial norm.	15,9	37.1/6.3	299.7/34.2	0,695	1,248	0,171	20,4	1,247
EQ-15								
Intercepto	1,4	184.6/34.5	85.9/12.5	3,228	1,569	-0,486	1,7	1,54
M. Tensorial	2,6	185.5/34.7	86.2/13.3	14,917	9,66	-0,738	0,7	6,705
M. Tensorial elip.	4,9	188.2/34.9	84.9/18.2	3,331	2,047	-0,475	2,3	1,98
M. Tensorial norm.	2,7	186.7/34.3	86.9/14	4,617	2,799	-0,552	1,3	2,68
EQ-17								
Intercepto	3,7	63.8/34.2	170.9/23.3	0,852	1,432	0,073	3,5	1,43
M. Tensorial	19,9	70.8/33.6	193.1/40.5	0,82	1,72	0,087	19,7	1,713
M. Tensorial elip.	10,7	67.1/26.5	169.3/34.2	0,907	1,292	0,046	18,7	1,291
M. Tensorial norm.	4,6	68.2/23.7	168/21.2	0,603	0,016	0,222	7,6	1,607
EQ-26								
Intercepto	4	284.4/5.9	14.5/0.8	0,501	1,419	0,308	1,5	1,41
M. Tensorial	10,5	280.8/12.8	11.2/0.4	0,658	2,469	0,168	8,1	2,426
M. Tensorial elip.	6,6	105.3/51.2	22/0.3	1,553	1,296	-0,204	9,5	1,294
M. Tensorial norm.	9,5	103.9/11.5	194.6/4	0,385	1,404	0,416	9,8	1,39

$F^{1/2}$ (%) = Índice de incompatibilidade

RS = razão axial da elipse de distribuição dos grãos

a_1 = valor do cone de confiança para A a 1-sigma

ENCARTE 1. Mapa geológico simplificado dos Andes do Norte e corpos com idades Triássicas na zona de estudo

LEGENDA

- Rochas Cenozoicos e Quaternárias
- Rochas vulcânicas básicas Mesozoicas e Cenozoicas
- Cordilheira Oriental e embasamento Pre-Cambriano da Colômbia
- Magmatismo Cretácico
- Plutonismo Jurássico
- Embasamento Paleozóico da Cordilheira Central da Colômbia Serra Nevada de Santa Marta e terreno Loja no Equador
- Granitoides Três Lagunas e do Complexo metamórfico no Equador

ESCALA
0 100 200 Km

(Tomado e modificado de Toussaint, 1993;
INGEOMINAS, 1988 e Litherland 1994)

ENCARTE 4. Dados Geocronológicos Pre-cretácicos da Cordilheira Central da Colômbia

Unidade	Método	Idade	Referência
OrtoGneiss de La Miel	K-Ar/Bi	343±12	Restrepo e Toussaint, 1978
OrtoGneiss de La Miel	K-Ar/Bi	340	Restrepo et al., 1991
Gneiss de Puquí	K-Ar/Bi	285±12	Restrepo et al., 1991
Gneiss de Puquí	K-Ar/Bi	254±10	Toussaint et al., 1978
Gneiss de Puquí	K-Ar/Bi	248±10	Toussaint et al., 1978
Metatonalito de Puquí	K-Ar/Mu	214±7	Hall et al., 1972
Metatonalito de Puquí	K-Ar/Bi	239±7	Hall et al., 1972
Metatonalito de Puquí	K-Ar/Bi	211-220	Botero, 1975
Gneiss granítico de Norcasia	K-Ar/Bi	205±7	Vesga e Barrero, 1978
Gneiss de Abejorral	K-Ar/Bi	207±5	González, 1980
Gneiss granítico de Palmitas	K-Ar/Bi	96±5	Restrepo et al., 1991
Xistos Complexo Pol. C. Central	K-Ar/RT	270±10	Restrepo et al., 1978
Xistos Complexo Pol. C. Central	K-Ar/RT	182±8	Restrepo et al., 1991
Xistos Complexo Pol. C. Central	K-Ar/RT	160±11	Restrepo et al., 1991
Anfibolito de Caldas	K-Ar/Anf	264±27	Restrepo et al., 1991
Anfibolito de Caldas	K-Ar/Anf	254±8	Restrepo et al., 1991
Granulito G. El Retiro	K-Ar/RT	251±21	Restrepo et al., 1991
Migmatito de Pte. Peláez	K-Ar/Bi	110±10	Restrepo et al., 1978
Anfibolito de Padua	K-Ar/Anf	231±10	Vesga e Barrero, 1978
Anfibolito de Padua	K-Ar/Anf	226±10	Vesga e Barrero, 1978
Granito del Buey	K-Ar/Bi	227±10	González et al., 1978
Granito de Amagá	K-Ar/Bi	215±7	Perez, 1967
Gneiss de Horizontes	Ar-Ar/Ms	207	Vinasco, 2001
Gneiss de Abejorral	Ar/Ar/Bi	230	Vinasco, 2001
Anfibolita del Retiro	Ar/Ar	230	Vinasco, 2001
La Honda	Ar-Ar/Bt	218	Vinasco, 2001
Granito del Buey	A-Ar/Ms	219	Vinasco, 2001
OrtoGneiss de La Miel	Is. Rb-Sr RT	388±12	Restrepo et al., 1991
OrtoGneiss de Samaná	Is. Rb-Sr RT	346±26	Restrepo e Toussaint, 1982
Gneiss de Puquí	Is. Rb-Sr RT	306±11	Ordoñez e Pimentel, 2002
Metatonalito de Puquí	Is. Rb-Sr RT	248±17	Ordoñez y Pimentel, 2002
Granito de Amagá	Is. Rb-Sr RT	308	Restrepo et al., 1991
Gneiss de Pescadero	Is. Rb-Sr RT	253±10	Restrepo et al., 1991
Gneiss das Palmas	Is. Rb-Sr RT	167	Restrepo et al., 1991
Xistos Complexo Pol. C. Central	Is. Rb-Sr RT	226±4	Restrepo et al., 1991
Gneiss G. Ayurá Montebello	Rb-Sr/Bi	69	Fujiyoshi et al., 1976
Granito de Amagá	Is. Rb-Sr RT	203±5	Faure, 1978
Migmatitos G. El Retiro	Is. Rb-Sr RT	238	Restrepo et al., 1991
Gneiss granítico de Palmitas	Is. Rb-Sr RT	155±25	Ordoñez, 2001
Gneiss granítico de Palmitas	Is. Rb-Sr RT	173±26	Ordoñez, 2001
Granulito G. El Retiro	Sm/Nd RT	226±17	Correa e Martens, 2000
Gneiss das Palmas	U-Pb/Zr	252±10	Ordoñez, 2001
Gneiss das Palmas	U-Pb/Zr	295±7	Ordoñez, 2001
Gneiss das Palmas	U-Pb/Zr	230±5	Ordoñez, 2001

Encarte 5. Dados isotópicos Nd-Sr para Intrusivos Permo-Triássicos dops Andes do Norte.

		No Campo	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	T_{DM}	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{\text{Sr}(T)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Idade (Ma)
	COLÔMBIA		(ppm)	(ppm)					(Ga)	(ppm)	(ppm)				inicial	Tc
Flanco Oeste	Gneisse Palmitas	cjv01	6,041	26,895	0,1358	0,512218	-0,31	-6,2	1,53	74,3	194,00	1,110	0,7170	126	0,7131	250
	Gneisse Horizontes	cjv12	7,696	30,342	0,1534	0,512332	-0,22	-4,6	1,40	113,4	237,20	1,384	0,7133	59	0,7084	250
	Gneisse Abejorral	cj32	6,681	31,861	0,1268	0,512193	-0,36	-6,4	1,54	115,1	199,50	1,671	0,7149	67	0,7089	250
	Gneisse Manizales	col4	6,225	22,634	0,1663	0,512229	-0,15	-7,0	1,58	110,4	174,90	1,828	0,7159	74	0,7094	250
	Gneisse La Miel(2)	col69	6,434	22,672	0,1716	0,512173	-0,13	-7,8	1,74	155,8	64,10	7,066	0,7610	238	0,7208	400
	Granitoide La Honda(3)	VRE-17-MA	3,799	16,899	0,1359	0,512359	-0,31	-3,6	1,32	119,5	139,06	2,489	0,7182	83	0,7101	230
	Granitoide La Honda (3)	VRE-17-MB	2,282	8,867	0,1556	0,512337	-0,21	-4,7	1,40	122,7	188,79	1,883	0,7175	101	0,7113	230
	Granitoide Amaga (3)	VRE-6A	5,405	22,878	0,1429	0,512396	-0,27	-3,1	1,28	136,9	163,35	2,429	0,7239	167	0,7160	230
	Granitoide Amaga (4)	UN-4525*	5,463	21,753	0,1519	0,512508	-0,23	-1,2	1,13	140,1	55,21	7,364	0,7351	96	0,7110	230
Flanco Leste	Ortogneisse Rio Verde (5)	INV-8640	5,876	29,168	0,1218	0,512095	-0,38	-8,2	1,67	125,9	95,40	3,825	0,7221	76	0,7096	250
		IGM-80076	6,813	32,792	0,1256	0,512215	-0,36	-6,0	1,51	97,3	193,28	1,458	0,7201	158	0,7153	250
		INV-8381	8,320	41,224	0,1220	0,512206	-0,38	-6,1	1,51	79,4	170,95	1,346	0,7170	119	0,7126	250
	Ortogneisse Samana	INV-8134(5)	4,236	18,845	0,1359	0,512378	-0,31	-3,1	1,29	168,8	151,13	3,235	0,7130	-25	0,7025	250
		INV-8133(5)	5,120	25,960	0,1193	0,512062	-0,39	-8,8	1,71	4,8	202,66	0,068	0,7313	381	0,7311	250
EQUADOR																
Complexo Met. El Oro	Granitoide Marcabelli	cvin 8	3,395	15,203	0,1350	0,512350	-0,31	-3,6	1,33	108,2	128,64	2,438	0,7178	70	0,7091	250
	Granitoide Marcabelli (Mto)	cvin 29	9,142	45,069	0,1227	0,512047	-0,38	-9,2	1,73	163,4	119,68	3,960	0,7331	210	0,7190	250
	Granitoide El Prado	cvin 39	6,059	28,421	0,1289	0,512154	-0,34	-7,3	1,60	154,6	103,60	4,328	0,7273	110	0,7119	250
	Granitoide El Prado	cvin 43	7,237	33,444	0,1309	0,512328	-0,33	-3,9	1,36	157,1	131,04	3,476	0,7264	139	0,7140	250
	Granitoide La Florida	cvin 79	10,002	45,507	0,1329	0,512252	-0,32	-5,5	1,47	190,0	154,25	3,570	0,7254	121	0,7127	250
	Granitoide La Florida	cvin 80	7,865	37,172	0,1279	0,512277	-0,35	-4,8	1,42	141,9	140,00	2,938	0,7214	96	0,7110	250
	Granitoide La Bocana	cvin 83	7,142	33,674	0,1282	0,512046	-0,35	-9,4	1,75	174,0	123,70	4,078	0,7215	40	0,7070	250
	Granitoide La Bocana	cvin 60	5,953	29,034	0,1240	0,512165	-0,37	-6,9	1,57	163,5	187,20	2,532	0,7210	110	0,7120	250
	Granitoide La Bocana	cvin 65	9,029	44,265	0,1233	0,512147	-0,37	-7,2	1,60							250
	La Bocana-Metased	cvin 84	7,199	27,116	0,1605	0,512714	-0,18	2,6	0,81	143,9	171,00	2,438	0,7169	58	0,7083	250
	La Victoria-Metased	cvin 54	8,126	40,126	0,1225	0,511965	-0,38	-10,8	1,84	178,6	104,40	4,966	0,7414	277	0,7237	250
C. Real	Granitoide Sabanilla	sab02	1,518	8,169	0,1123	0,512197	-0,43	-6,1	1,50	104,9	130,10	2,337	0,7189	100	0,7113	230
	Granitoide Tres Lagunas	pap03	3,775	15,323	0,1490	0,512321	-0,24	-4,8	1,41	116,4	54,80	6,159	0,7229	-21	0,7027	230
	Granitoide Tres Lagunas	ba03	5,222	24,434	0,1292	0,512280	-0,34	-5,0	1,42	159,6	34,30	13,490	0,7261	-316	0,6820	230
				(3) Samples from Vanessa Rios, U. Nacional, Colombia												
(2) Sample from Andres Bustamante USP-Brazil				(4) Samples from U. Nacional, Colombia						(5) Samples from INGEOMINAS, Colombia.						

Encarte 6. Análises geoquímicas de granitos gnaissicos e stocks graníticos da C. Central .

	CJV-01	CJV-12	CJV-32	COL-04	COL 69A	COL-69
Flanco oeste	Palmitas	Horizontes	Abejorral	Manizales	La Miel	La Miel
SiO ₂	73,68	66,08	69,90	69,40	71,7	72,99
Al ₂ O ₃	12,65	15,00	13,59	14,38	14,44	13,79
MnO	0,048	0,068	0,050	0,066	0,027	0,030
MgO	1,02	2,37	1,83	1,56	0,56	0,83
Fe ₂ O ₃ (T)	3,19	5,10	4,70	3,95	2,08	1,59
CaO	1,93	2,82	1,15	1,70	0,17	0,23
Na ₂ O	2,72	2,73	2,01	2,93	2,72	2,57
K ₂ O	2,16	2,63	3,60	2,68	4,86	5,36
TiO ₂	0,520	0,931	0,715	0,534	0,276	0,239
P ₂ O ₅	0,137	0,111	0,226	0,142	0,201	0,183
Loi	0,99	1,40	1,54	1,71	1,51	1,42
Total	99,05	99,24	99,31	99,05	98,71	99,23
Mg#	38,78	47,93	43,54	43,89	34,78	50,83
A/CNK	1,23	1,21	1,46	1,33	1,43	1,31
FeO(T)	2,87	4,59	4,23	3,55	1,87	1,43
Ba	657	722	856	656	389	553
Cl	bdl	bdl	bdl	135	bdl	bdl
Co	23	31	29	27	19	21
Cr	33	59	54	43	10	8
Cu	24	35	48	22	7	10
F	587	878	527	546	606	412
Ga	14	19	16	16	18	15
Nb	10	11	11	11	15	13
Ni	10	27	20	16	5	4
Pb	19	6	21	30	38	21
Rb	74	117	118	113	191	160
S	42	968	bdl	966	bdl	bdl
Sc	6	14	6	8	4	bdl
Sr	189	232	193	174	54	68
Th	15	14	8	8	2	6
U	bdl	bdl	bdl	bdl	6	bdl
V	54	87	88	71	19	18
Y	25	139	31	21	25	26
Zn	40	92	81	67	43	47
Zr	147	268	303	178	130	121
Hf	3,73	5,73	-	3,80	-	2,99
La	30,8	32,1	-	25,4	-	22,7
Ce	61,5	67,0	-	50,7	-	48,2
Nd	26,1	30,4	-	21,3	-	21,7
Sm	6,04	8,23	-	5,01	-	5,42
Eu	1,03	1,41	-	1,07	-	0,81
Gd	5,62	11,7	-	4,33	-	5,21
Dy	4,77	17,8	-	3,21	-	5,92
Er	2,48	17,7	-	1,93	-	2,65
Yb	2,38	15,1	-	2,09	-	2,48
Lu	0,34	2,22	-	0,30	-	0,34

Encarte 6. CONT. Análises geoquímicas de granitos gnaissicos e stocks graníticos da C. Central .

	Flanco Leste	IGM-8135	IGM-8143	IGM-80076	IGM-8607	IGM-8640	VRE-6A	UN-4525	VRE-17ma	VRE-17mb
		Samaná	Samaná	Rio Verde	Rio Verde	Rio Verde	Amagá	Amagá	La Honda	La Honda
FRX	SiO ₂	71,50	73,50	70,06	64,18	68,25	69,50	77,76	74,74	74,59
	Al ₂ O ₃	13,62	13,41	14,86	16,35	15,62	13,58	10,55	15,43	13,75
	MnO	0,055	0,054	0,053	0,038	0,061	0,080	0,043	0,035	0,039
	MgO	0,95	1,17	1,48	2,36	1,51	1,00	0,56	0,82	0,35
	Fe ₂ O ₃ (T)	2,71	3,21	3,74	5,99	4,92	3,18	1,34	2,49	1,14
	CaO	1,71	0,47	1,51	2,56	1,18	0,99	0,86	1,36	1,40
	Na ₂ O	2,50	2,16	2,46	1,87	1,84	3,13	3,32	2,20	4,65
	K ₂ O	4,49	3,23	3,60	3,69	3,28	3,91	3,71	1,30	1,80
	TiO ₂	0,522	0,606	0,586	0,780	0,675	0,494	0,223	0,293	0,128
	P ₂ O ₅	0,154	0,093	0,197	0,228	0,161	0,153	0,064	0,127	0,106
	Loi	0,99	1,85	1,36	2,75	2,22	1,13	1,31	0,75	1,00
	Total	99,20	99,75	99,91	100,80	99,72	97,76	99,74	99,55	98,95
	Mg#	40,98	41,93	43,94	43,83	37,81	38,38	45,29	39,48	37,82
	A/CNK	1,13	1,69	1,39	1,40	1,79	1,21	0,95	2,05	1,13
	FeO(T)	2,44	2,89	3,37	5,39	4,43	2,86	1,21	2,24	1,03
	Ba	1099	768	690	1210	859	769	336	274	239
	Cl	bdl	bdl	141	42	183	bdl	bdl	96	32
	Co	2	5	3	9	bdl	5	bdl	4	bdl
	Cr	18	47	39	120	64	21	6	25	4
	Cu	17	32	21	38	40	15	9	6	5
ICP-OES	F	389	358	611	856	100	363	223	342	bdl
	Ga	16	17	19	21	25	19	13	20	17
	Nb	7	11	11	11	10	8	4	6	7
	Ni	10	20	16	37	39	10	5	15	3
	Pb	28	21	29	17	27	20	22	27	27
	Rb	132	134	137	161	119	161	141	79	72
	S	bdl	143	533	2217	480	bdl	166	bdl	bdl
	Sc	7	5	8	12	9	5	bdl	5	bdl
	Sr	174	108	159	147	176	141	57	159	97
	Th	8	5	7	9	5	3	10	bdl	bdl
	U	bdl	3	bdl	bdl	bdl	bdl	6	bdl	bdl
	V	43	80	69	185	106	45	13	45	8
	Y	22	25	26	34	34	32	40	15	13
	Zn	49	66	67	125	134	58	37	49	43
	Zr	211	227	208	190	193	175	102	102	65
	Hf	5,30	5,03	4,74	4,96	4,68	3,97	2,27	2,16	1,38
	La	34,6	25,1	33,6	41,7	32,6	22,2	21,2	19,3	12,0
	Ce	72,0	53,0	67,3	77,8	65,9	51,7	50,4	44,5	25,1
	Nd	32,1	21,2	28,7	35,5	27,9	23,5	21,9	18,5	8,78
	Sm	7,09	4,81	6,56	7,28	5,88	5,40	5,13	3,65	1,46
	Eu	1,49	0,85	1,30	1,59	1,78	0,86	0,38	1,09	0,43
	Gd	6,04	4,27	5,96	6,63	5,61	5,45	5,93	3,59	2,15
	Dy	5,31	5,06	5,76	6,72	9,84	6,36	7,23	2,90	2,25
	Er	2,47	2,66	2,75	3,58	4,01	3,30	4,26	1,60	<0,82
	Yb	2,12	3,13	2,67	3,69	3,87	3,35	4,25	1,56	1,20
	Lu	0,29	0,47	0,38	0,54	0,56	0,48	0,58	0,24	0,17

Encarte 6. CONT. Análises geoquímicas de granitóides do Complexo Metamórfico de El Oro.

		Metased.										
		Marcabelli		El Prado		La Florida		La Bocana			Bocana	Victoria
		CVIN-8	VIN-29	VIN-39	VIN-43	VIN-79	VIN-80	VIN-60	VIN-65	VIN-83	CVIN-54	CVIN-84
FRX	SiO2	71,56	67,40	69,21	70,61	65,96	68,97	67,05	68,76	71,73	67,57	49,12
	Al2O3	14,19	15,10	13,80	13,03	15,00	13,86	14,86	13,77	13,25	14,88	17,83
	MnO	0,07	0,10	0,07	0,08	0,05	0,06	0,10	0,11	0,07	0,08	0,17
	MgO	0,90	2,04	1,66	1,59	1,59	1,48	2,06	2,13	1,42	2,05	5,22
	Fe2O3(T)	2,70	6,02	4,14	5,00	5,63	5,11	4,85	6,39	4,36	5,76	10,73
	CaO	2,09	1,05	1,78	1,04	2,39	2,42	2,03	1,61	0,62	0,65	5,97
	Na2O	3,61	1,99	2,76	2,42	2,57	2,86	2,52	1,54	1,40	1,58	1,47
	K2O	2,67	3,32	3,22	3,56	3,80	2,64	3,53	2,06	4,18	4,18	3,95
	TiO2	0,38	0,78	0,66	0,83	0,95	0,81	0,67	0,91	0,62	0,80	2,41
	P2O5	0,16	0,13	0,23	0,20	0,37	0,20	0,14	0,14	0,16	0,20	0,32
	Loi	0,78	1,35	1,17	1,06	0,88	0,79	1,37	1,46	1,54	1,50	2,26
	Total	99,11	99,28	98,69	99,41	99,19	99,20	99,18	98,88	99,35	99,25	99,45
	Mg#	39,77	40,16	44,27	38,65	35,87	36,45	45,69	39,77	39,21	41,35	49,07
	A/CNK	1,12	1,72	1,22	1,34	1,18	1,16	1,28	1,79	1,66	1,79	1,03
	FeO(T)	2,43	5,42	3,73	4,50	5,07	4,60	4,36	5,75	3,92	5,18	9,65
	Ba	524	552	315	558	902	483	489	582	680	610	363
	Cl	64	164	143	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	180	< 15	59
	Co	5	33	11	26	30	36	9	13	28	38	40
	Cr	22	79	37	45	50	41	62	86	55	212	38
	Cu	8	12	17	20	19	17	17	31	8	5	6
	F	315	710	840	740	1383	980	873	919	517	1306	994
	Ga	15	20	18	17	21	18	18	18	17	19	20
	Nb	7	15	11	11	16	14	13	15	12	14	30
	Ni	6	33	18	14	20	16	21	28	24	33	31
	Pb	19	23	23	42	18	18	16	10	37	19	< 5
	Rb	103	165	155	160	192	144	157	94	166	180	139
	S	< 32	< 32	< 32	< 32	< 32	< 32	< 32	1420	< 32	< 32	< 32
	Sc	4	11	8	6	13	11	11	11	5	11	25
	Sr	118	116	103	128	150	137	170	131	112	104	161
	Th	4	15	7	6	16	16	9	17	8	13	< 3
	U	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
	V	36	101	68	73	84	67	101	124	70	101	212
	Y	18	37	24	31	50	38	29	36	29	35	46
	Zn	52	95	67	98	89	72	91	97	79	82	117
	Zr	163	229	231	263	309	272	191	268	204	197	165
ICP-OES	Hf	3	4	4			5	4		4		
	La	17	50	28			42	31		36		
	Ce	38	110	64			93	69		79		
	Nd	17	46	27			41	28		33		
	Sm	4	8	6			8	5		7		
	Eu	1	1	1			1	1		1		
	Gd	4	8	5			8	5		6		
	Dy	3	9	5			8	6		7		
	Er	2	4	2			4	3		3		
	Yb	2	4	2			4	3		3		
	Lu	0	1	0			1	1		0		

Encarte 6. CONT. Análises geoquímicas de granitóides da C. Real.

		Três Lagunas		Sabanillas	
		BAI-03	PAP-03	SAB-02	
FRX	SiO ₂	67,11	67,97	73,96	
	Al ₂ O ₃	14,85	14,58	12,96	
	MnO	0,03	0,06	0,06	
	MgO	1,82	1,73	0,79	
	Fe ₂ O ₃ (T)	4,59	3,83	2,18	
	CaO	1,60	1,69	1,75	
	Na ₂ O	3,34	2,85	2,78	
	K ₂ O	4,09	3,03	3,68	
	TiO ₂	0,60	0,51	0,30	
	P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,06	
	Loi	1,23	3,16	0,52	
	Total	99,38	99,55	99,04	
	Mg#	43,99	47,22	41,79	
	A/CNK	1,15	1,32	1,10	
	FeO(T)	4,13	3,45	1,96	
	Ba	596	400	993	
	Cl	230	< 15	< 15	
	Co	28	13	30	
	Cr	38	36	29	
	Cu	5	23	11	
	F	640	554	225	
	Ga	17	17	15	
	Nb	10	9	10	
	Ni	14	11	9	
	Pb	< 5	< 5	33	
	Rb	164	112	106	
	S	< 32	385	< 32	
	Sc	8	6	< 4	
	Sr	38	56	127	
	Th	10	12	< 3	
	U	4	3	6	
	V	67	52	39	
	Y	28	26	4	
	Zn	27	26	47	
	Zr	197	163	163	
ICP-OES	Hf	4	3	5	
	La	19	16	13	
	Ce	41	32	24	
	Nd	17	15	9	
	Sm	4	4	1	
	Eu	1	1	1	
	Gd	4	4	2	
	Dy	8	4	3	
	Er	3	3 <0,28		
	Yb	3	3	2	
	Lu	0	0	0	

Encarte 7. Dados isotópicos U-Pb SHRIMP em zircão.

	U	Th	Th/U	206Pb*	207Pb/206Pb	err	207Pb/235U	err	206Pb/238U	err	corr	206Pb/238U	1s err	
	ppm	ppm		ppm								idade		
CVIN-13 (G de Marcabelli)	1,1	203	65	0,32	7,0	0,04911	0,01431	0,24772	0,3299	0,03658	0,00085	0,059	232	5,3
	2,1	303	86	0,28	11,0	0,05136	0,01866	0,26734	0,6951	0,03775	0,00087	0,047	239	5,42
	3,1	259	88	0,34	9,0	0,05061	0,01387	0,25273	0,5786	0,03621	0,00096	0,069	229	6
	4,1	347	174	0,50	13,0	0,04946	0,01246	0,25478	1,5426	0,03736	0,00053	0,043	236	3,3
	5,1	177	64	0,36	6,0	0,03930	0,02801	0,19821	0,2228	0,03658	0,00073	0,026	232	4,57
	6,1	220	92	0,42	10,0	0,05158	0,01319	0,30271	0,6116	0,04256	0,00074	0,056	269	4,59
	7,1	145	56	0,39	5,0	0,04543	0,01746	0,22328	0,1809	0,03565	0,00118	0,068	226	7,37
CVIN-78 (G. La Florida)	1,1	349	133	0,38	27,9	0,06080	0,02652	0,78000	3,6205	0,0926	0,00232	0,735	571	13,5
	1,2	582	25	0,04	21,4	0,05260	0,0124	0,31000	0,4511	0,0426	0,00111	0,650	269	6,8
	2,1	73	28	0,38	5,8	0,04990	0,13969	0,61000	0,1247	0,0693	0,00268	0,131	552	15,7
	3,1	231	52	0,23	9,5	0,06270	0,0372	0,40000	0,4805	0,0467	0,00135	0,312	294	8,4
	3,2	341	21	0,06	10,4	0,04050	0,04465	0,19000	0,1361	0,0334	0,00094	0,119	212	5,9
	3,2R	323	20	0,06	9,8	0,04510	0,04263	0,21000	0,1357	0,0336	0,00094	0,138	213	5,9
	4,1	389	78	0,20	13,4	0,05560	0,0237	0,30000	0,9103	0,0392	0,00102	0,329	248	6,3
	5,1	159	79	0,50	5,1	0,05210	0,02052	0,27000	0,3391	0,0369	0,00100	0,355	234	6,3
	6,1	606	42	0,07	20,8	0,04920	0,01512	0,27000	0,6872	0,0395	0,00099	0,446	250	6,1
	7,1	511	23	0,05	16,6	0,04970	0,01482	0,26000	0,3056	0,0375	0,00094	0,439	237	5,8
	8,1	402	47	0,12	12,8	0,05600	0,01876	0,28000	0,5290	0,0369	0,00092	0,373	234	5,8
	9,1	522	32	0,06	16,9	0,05530	0,01914	0,29000	0,4844	0,0374	0,00094	0,379	237	5,8
10,1	91	115	1,26	13,4	0,07200	0,07943	1,69000	1,7686	0,1703	0,00460	0,574	1014	25,3	
10,2	630	21	0,03	18,7	0,04890	0,01403	0,23000	0,3043	0,0343	0,00086	0,410	218	5,4	
CVIN-67 (G. BOCANA)	1,1	285	30	0,11	10,0	0,04916	0,01342	0,24873	0,2126	0,0367	0,00080	0,060	232	4,95
	2,1	328	36	0,11	11,0	0,04961	0,0111	0,25016	0,2934	0,03657	0,00091	0,082	232	5,64
	3,1	314	36	0,12	11,0	0,04990	0,013	0,25468	0,2910	0,03702	0,00131	0,101	234	8,12
	4,1	282	26	0,09	10,0	0,05146	0,01163	0,25850	0,1902	0,03643	0,00101	0,087	231	6,26
	5,1	267	23	0,09	9,0	0,04957	0,01305	0,25110	0,1529	0,03674	0,00121	0,093	233	7,54
	6,1	302	37	0,12	10,0	0,05195	0,01119	0,26316	0,2948	0,03674	0,00104	0,093	233	6,45
CVIN-53 (Met. La Victoria)	1,1	278	444	1,60	37,0	0,05731	0,02526	0,78277	9,6615	0,09906	0,00152	0,060	609	9
	2,1	203	145	0,72	19,0	0,05726	0,03368	0,65459	1,9349	0,08291	0,00118	0,035	514	7
	3,1	692	205	0,30	39,0	0,05299	0,00966	0,41502	5,8815	0,05681	0,00068	0,070	356	4
	4,1	179	383	2,14	26,0	0,06601	0,02759	0,80018	5,5035	0,09652	0,00134	0,049	594	8
	5,1	205	158	0,77	23,0	0,05903	0,02763	0,81824	2,6440	0,10054	0,00169	0,061	618	10
	6,1	470	446	0,95	48,0	0,05768	0,01424	0,68355	14,3304	0,08594	0,00117	0,082	531	7
	6,2	310	121	0,39	25,0	0,05820	0,01957	0,62875	2,3624	0,07835	0,00163	0,083	486	10
	7,1	554	254	0,46	121,0	0,08215	0,11361	2,36522	33,3007	0,20880	0,00551	0,048	1222	29
	8,1	529	305	0,58	54,0	0,05966	0,02456	0,78654	12,6984	0,09562	0,00160	0,065	589	9
	8,2	557	162	0,29	57,0	0,05850	0,041	0,84412	7,6029	0,10465	0,00262	0,064	642	15
	9,1	1151	114	0,10	104,0	0,06023	0,01795	0,79757	10,4432	0,09603	0,00201	0,112	591	12
	10,1	172	78	0,45	27,0	0,07200	0,04489	1,51269	2,0183	0,15238	0,00329	0,073	914	18
	11,1	342	105	0,31	31,0	0,05803	0,0259	0,72295	2,5952	0,09036	0,00278	0,107	558	16
12,1	255	102	0,40	53,0	0,07916	0,05945	2,17201	5,6354	0,19900	0,00428	0,072	1170	23	
13,1	235	121	0,51	47,0	0,07605	0,04414	1,98433	5,6283	0,18925	0,00365	0,083	1117	20	
CVIN-84 (met. La Bocana)	1,1	1577	393	0,25	57,0	0,05184	0,0074	0,26605	16,4745	0,03722	0,00083	0,126	236	5,75
	2,1	799	232	0,29	32,0	0,05225	0,00929	0,29529	5,4646	0,04099	0,00079	0,085	259	4,88
	2,2	2957	134	0,05	96,0	0,05434	0,02239	0,26461	10,4500	0,03532	0,00217	0,097	224	13,53
	3,1	2277	465	0,20	86,0	0,05001	0,00981	0,27212	28,8320	0,03947	0,00129	0,131	250	8,03
CVIN-45 (intrusivo)	1,1	218	155	0,73	0,8					0,0024	0,00042		16	2,6
	2,1	273	267	1,01	1,3					0,0035	0,00040		23	2,6
	2,1r	269	262	1,00	1,0					0,0034	0,00031		22	2
	3,1	290	294	1,05	1,0					0,0029	0,00035		19	2,3
	3,1r	293	283	1,00	1,0					0,003	0,00028		19	1,8
	4,1	197	137	0,72	1,1					0,0029	0,00063		18	4
	4,1r	193	134	0,72	0,7					0,002	0,00050		13	3,2
	5,1	374	387	1,07	1,3					0,0036	0,00020		23	1,3
	6,1	240	216	0,93	1,0					0,0029	0,00051		19	3,3
	6,1r	240	220	0,95	0,8					0,0031	0,00031		20	1,9
	7,1	410	437	1,10	1,3					0,0035	0,00013		22	0,8
	8,1	343	340	1,02	1,1					0,0034	0,00016		22	1

Erros são 1-sigma.

Pb comum corrigido usando 204 Pb.

Encarte 8. Dados Geocronológicos do Complexo metamórfico El Oro.

Unidade	Método	Idade	Referência
Unidade Piedras-Anfibolito	K-Ar/Hb	224 ± 34	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Hb	647 ± 37	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Hb	743 ± 13	Kennerly, 1980
	K-Ar/Hb	196 ± 8	Feininger e Silberman, 1982
	K-Ar/Hb	74 ± 1	Feininger e Silberman, 1982
	K-Ar/Hb	72 ± 15	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Hb	74 ± 6	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Hb	76 ± 7	Aspden et al., 1992
La Victoria-Granada gneisses	K-Ar/Bi	211 ± 6	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Mu	213 ± 6	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Mu	207 ± 6	Aspden et al., 1992
La Victoria-gneisses pegmatíticos	K-Ar/Mu	220 ± 6	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Bi	216 ± 6	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Mu	189 ± 5	Aspden et al., 1992
Granito Marcabelí	K-Ar/Mu	214 ± 6	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Bi	201 ± 12	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Mu	193 ± 13	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Bi	221 ± 6	Aspden et al., 1992
Biotita Granada gneisse-La Bocana	K-Ar/Bi	210 ± 8	Feininger e Silberman, 1982
Biotita Ortogneisse-La Bocana	K-Ar/Bi	211 ± 6	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Mu	213 ± 6	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Mu	207 ± 6	Aspden et al., 1992
Biotita Muscovita granodiorito-La Bocana	K-Ar/Bi	216 ± 6	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Mu	220 ± 6	Aspden et al., 1992
Muscovita pegmatito com Turmalina	K-Ar/Mu	189 ± 5	Aspden et al., 1992
La Bocana-Paragneisse (Paleosoma)	Is. Sm-Nd	219 ± 22	Aspden et al., 1992
Granito Marcabelí	U-Pb Monacita	227,5 ± 0,8	Noble et al., 1997
Unidade Piedras-Anfibolito	U-Pb Zircão	221 ± 18	Noble et al., 1997
Granito Limón Playa	U-Pb Zircão	200 ± 30	Noble et al., 1997

Encarte 9. Dados Geocronológicos da Cordilheira Real em corpos Permo-Triássicos

Unidade	Método	Idade	Referência
Agoyán-Granada gneisses	K-Ar/Mica	78 ± 23	Aspden et al., 1992
	K-Ar/Mica	74 ± 27	
	K-Ar/Mica	75 ± 7	
Papallacta-Granada gneisses, Anfíbolito	K-Ar/Hb	363 ± 9	
	K-Ar/Hb	371 ± 10	
	K-Ar/Hb	342 ± 23	
	K-Ar/Hb	306 ± 10	
	K-Ar/Bi	844 ± 20	
	K-Ar/Bi	881 ± 44	
	K-Ar/Mu	74 ± 3	
Unidade Sabanilla-Granada gneisses	K-Ar/mu	128 ± 6	
	K-Ar/Hb	135 ± 8	
	K-Ar/Bi	76 ± 3	
	K-Ar/mu	77 ± 3	
	K-Ar/mu	65 ± 2	
	K-Ar/Bi	72 ± 2	
	K-Ar/mu	69 ± 2	
	K-Ar/Bi	85 ± 2	
	K-Ar/mu	73 ± 3	
	K-Ar/Bi	81 ± 2	
	K-Ar/Bi	82 ± 2	
	K-Ar/Bi	82 ± 3	
Unidade Sabanilla-Ortogneisse	K-Ar/Bi	82 ± 3	
	K-Ar/Bi	82 ± 3	
	K-Ar/Bi	82 ± 3	
	K-Ar/mu	66 ± 2	
	K-Ar/Bi	84 ± 3	
	K-Ar/mu	66 ± 2	
	K-Ar/Bi	86 ± 2	
	K-Ar/Bi	83 ± 2	
	K-Ar/Bi	97 ± 3	
	K-Ar/Bi	81 ± 3	
Granito Tres Lagunas	K-Ar/Bi	86 ± 4	
	K-Ar/mu	100 ± 3	
	K-Ar/Bi	65 ± 9	
	K-Ar/mu	99 ± 3	
	K-Ar/Bi	63 ± 3	
	K-Ar/mu	99 ± 3	
	K-Ar/Bi	65 ± 2	
	K-Ar/mu	68 ± 3	
	K-Ar/Bi	62 ± 2	
	K-Ar/mu	73 ± 2	
	K-Ar/mu	50 ± 2	
	K-Ar/mu	69 ± 2	
	K-Ar/Bi	62 ± 2	
Unidade Sabanillas-Ortogneisse	Is. Rb-Sr	224 ± 37	
Granito Tres Lagunas	Is. Rb-Sr	200 ± 12	
Granito Tres Lagunas	U-Pb/Mon	227 ± 2,2	

Encarte 10. Dados isotópicos U-Pb SHRIMP em zircão.

	U	Th	Th/U	206Pb*	207Pb/206Pb	err	207Pb/235U	err	206Pb/238U	% err	corr	206Pb/238U	1s err
	ppm	ppm		ppm								idade	
CJ-32 (G. Abejorral)	1	234	9	0,04	22,9	0,06160	0,0013	0,96311	0,0276	0,11340	0,0021	0,657	12,4
	2	68	27	0,41	9,2	0,06749	0,0028	1,46403	0,0672	0,15733	0,0031	0,425	17,1
	3	332	100	0,31	23,0	0,05514	0,0009	0,61264	0,0143	0,08058	0,0014	0,749	8,4
	4	278	104	0,39	11,5	0,05573	0,0017	0,36892	0,0129	0,04801	0,0009	0,512	5,3
	5	106	104	1,02	16,8	0,07682	0,0015	1,95990	0,0530	0,18503	0,0034	0,678	18,4
	6	155	95	0,63	6,3	0,05323	0,0026	0,34478	0,0183	0,04697	0,0009	0,358	5,5
	7	74	35	0,48	9,9	0,06487	0,0030	1,37275	0,0695	0,15348	0,0030	0,381	16,6
	8	164	100	0,63	6,0	0,04798	0,0028	0,27919	0,0173	0,04220	0,0008	0,308	5,0
	9	182	158	0,90	6,9	0,04492	0,0041	0,27180	0,0251	0,04388	0,0009	0,213	5,3
	10	157	124	0,82	5,4	0,04955	0,0024	0,27062	0,0139	0,03961	0,0008	0,375	4,7
	11	324	229	0,73	12,4	0,05248	0,0014	0,32179	0,0104	0,04447	0,0008	0,548	4,9
	12	174	140	0,83	6,5	0,05583	0,0015	0,33463	0,0112	0,04347	0,0008	0,560	5,0
CJ-01 (G. de Palmitas)	1	476	45	0,10	29,4	0,05965	0,0009	0,59081	0,0103	0,07184	0,0006	0,479	3,6
	2	403	75	0,19	14,3	0,04857	0,0025	0,27558	0,0144	0,04115	0,0003	0,136	1,8
	3	196	47	0,25	6,4	0,04976	0,0037	0,26049	0,0196	0,03797	0,0004	0,129	2,3
	4	912	67	0,08	47,2	0,05545	0,0006	0,45988	0,0050	0,06015	0,0002	0,334	1,3
	5	326	118	0,37	22,9	0,05613	0,0014	0,63346	0,0178	0,08186	0,0010	0,455	6,2
	6	399	168	0,43	65,5	0,08494	0,0008	2,23383	0,0290	0,19074	0,0018	0,720	9,7
	7	634	57	0,09	21,5	0,05283	0,0020	0,28826	0,0108	0,03957	0,0002	0,135	1,2
	8	397	50	0,13	13,3	0,04586	0,0022	0,24423	0,0120	0,03863	0,0002	0,124	1,5
	9	102	46	0,46	11,1	0,06529	0,0016	1,13690	0,0302	0,12629	0,0011	0,340	6,5
	10	965	108	0,12	33,9	0,05028	0,0010	0,28304	0,0057	0,04083	0,0002	0,220	1,1
	11	844	555	0,68	28,0	0,05120	0,0009	0,27218	0,0053	0,03856	0,0003	0,381	1,8
	12	54	42	0,81	14,2	0,11452	0,0015	4,86667	0,0800	0,30822	0,0030	0,583	14,6
CJ-20 (G. Amagá)	1	660	191	0,42	4,5	0,04107	0,0060	0,20861	0,0309	0,03684	0,0009	0,164	5,6
	2	139	57	0,30	93,5	0,07401	0,0006	1,68213	0,0312	0,16484	0,0028	0,913	15,4
	3	546	16	0,42	12,5	0,06866	0,0057	0,99542	0,1376	0,10514	0,0116	0,798	67,6
	4	193	130	0,03	39,1	0,05788	0,0007	0,66410	0,0238	0,08321	0,0028	0,937	16,6
	5	115	28	0,70	46,9	0,09575	0,0009	3,73173	0,0739	0,28268	0,0049	0,880	24,8
	6	51	34	0,25	8,6	0,05630	0,0027	0,67393	0,0346	0,08681	0,0017	0,379	10,0
	7	304	103	0,68	7,2	0,06544	0,0033	1,46162	0,0816	0,16200	0,0039	0,428	21,5
	8	90	125	0,35	9,4	0,04464	0,0030	0,22027	0,0156	0,03579	0,0007	0,260	4,1
	9	221	53	1,44	7,4	0,05242	0,0039	0,69002	0,0528	0,09548	0,0019	0,257	58,8
	10	659	121	0,25	6,6	0,04646	0,0032	0,22264	0,0161	0,03475	0,0008	0,298	4,7
	11	28	109	0,19	20,7	0,04841	0,0009	0,24366	0,0064	0,03650	0,0007	0,699	4,1
	12	28	109	4,05	2,2	0,03574	0,0128	0,43057	0,1551	0,08738	0,0025	0,080	14,9
INV-8640 G. G. Rio Verde	1,1	30	13	0,43	4	0,05131	0,0112	0,97410	0,2225	0,13768	0,0062	0,028	35,3
	2,1	44	16	0,37	6	0,06738	0,0023	1,26049	0,0948	0,13568	0,0085	0,090	48,5
	3,1	33	14	0,42	4	0,06671	0,0080	1,13441	0,1475	0,12334	0,0048	0,033	27,7
	4,1	208	125	0,60	45	0,08050	0,0019	2,21155	0,0888	0,19924	0,0060	0,068	117,1
	5,1	187	145	0,77	10	0,05016	0,0032	0,31907	0,0246	0,04613	0,0017	0,070	10,6
	6,1	244	13	0,05	11	0,04893	0,0031	0,32385	0,0214	0,04800	0,0006	0,026	3,4
COL 69 G. La Miel	1,1	662,15	197,54	0,30	40	0,05536	0,0007	0,46380	0,0125	0,06076	0,0014	0,110	8,4
	2,1	169,02	115,37	0,68	38	0,07710	0,0012	2,17651	0,0676	0,20475	0,0052	0,076	27,6
	1,2	690,86	184,04	0,27	44	0,05347	0,0011	0,48442	0,0165	0,06571	0,0016	0,096	9,6
	3,1	137,74	40,88	0,30	34	0,08990	0,0019	3,05727	0,1611	0,24664	0,0113	0,070	58,6
COL 69 G. La Miel	4,1	95,35	32,69	0,34	14	0,07154	0,0028	1,44314	0,0969	0,14630	0,0074	0,076	41,6

Erros são 1-sigma.

Pb comum corrigido usando 204 Pb.