UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Caracterização geoquímica e geocronológica de rochas sub-vulcânicas no
nordeste da Cordilheira Ocidental, Colômbia: *um exemplo de reciclagem
de crosta continental em ambientes de subducção intra-oceânico***

LINA MARIA CETINA TARAZONA

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

Dissertação de Mestrado

Nº 789

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

Dr. Andres Bustamante Londoño

Dra. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

Dr. Sílvio Roberto Farias Vlach

SÃO PAULO
2018

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Caracterização geoquímica e geocronológica de rochas sub-vulcânicas no nordeste da Cordilheira Ocidental, Colômbia: *um exemplo de reciclagem de crosta continental em ambientes de subducção intra-oceânico*

Lina Maria Cetina Tarazona

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

São Paulo

2018

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Cetina , Lina Maria

Caracterização geoquímica e geocronológica de rochas sub-vulcânicas no nordeste da Cordilheira Ocidental, Colômbia: um exemplo de reciclagem de crosta continental em ambientes de subducção intra-oceânico / Lina Maria Cetina ; orientador Colombo Celso Tassinari. -- São Paulo, 2018.

156 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2018.

1. Cordilheira Ocidental da Colômbia. 2. CLIP. 3. Arcos de Ilhas. 4. Reciclagem Crustal. 5. Xenocristais de Zircão. I. Tassinari, Colombo Celso, orient. II. Título.

Dedico este trabajo a mi familia, que desde lejos siempre han sido un apoyo incondicional, y todas las personas maravillosas que tuve la fortuna de conocer en esta etapa de la vida.

Agradecimentos

Primeiramente agradeço imensamente a meu orientador, o professor Colombo Tassinari, pela oportunidade, confiança e ótima orientação recebida, com inumeráveis conselhos e ensinamentos. Agradeço também ao *Servicio Geológico Colombiano* (sede Medellín), em especial ao geólogo Gabriel Rodriguez, pelo indispensável apoio no trabalho de campo e as diversas amostras doadas.

Gostaria de agradecer ao programa CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de mestrado e à agência de fomento CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo apoio econômico para realizar as diversas análises feitas na pesquisa por meio do projeto 302962/2010-7.

Um agradecimento especial aos colegas que tiraram de seu tempo para ler fragmentos do trabalho, ajudando na revisão do idioma, em especial a Daniel do Vale e Júlio Lopes da Silva, bem como a Sebastian Echeverri pelos comentários e sugestões do projeto, e pelo imenso apoio recebido em tantas esferas da vida mesma. Também agradeço muito a todos os colegas e amigos com quem comparti muitas experiências de vida (Astrid, Maria Isabel, Verónica, Maria Paula, Caro, Dori, Marcelo, Júlio, Nicolas) e em especial a Anny Julieth Forero e Ana Maria Patiño, amigas inesquecíveis e colegas de inumeráveis aventuras. Igualmente agradeço a todo o time de futsal feminino da Geo “COBRAS” (Astrid, Katia, Baba, Pams, Caro, Fubs, Serena, Lilo, Aline, Baby, Tati e o Johnny) com quem teve a fortuna de jogar bola e me divertir o tempo todo.

Por último, gostaria de agradecer aos professores do IGc que compartilharam seu amplo conhecimento na sala de aula (Patrício Montecinos Muñoz, Rogério Guitarrari Azzone, Benjamin Bley de Brito Neves, Miguel Angelo Stipp Basei, Renato de Moraes), muito agradecida pelo ensino recebido, e aos funcionários do IGc pela imensa ajuda ao longo destes dois anos (em especial a Vasco Loios, Key Sato, Artur Takashi Onoe, Liliane Petronilho). Muito Obrigada a todos!

Resumo

Neste trabalho são caracterizados corpos sub-vulcânicos expostos no nordeste da Cordilheira Ocidental da Colômbia através de estudos petrográficos, análises geoquímicas em rocha-total e datação U-Pb por SHRIMP IIe em zircão. A área de estudo, em um contexto regional, representa um orógeno de acreção no sistema andino, constituído por rochas ígneas de afinidade oceânica amalgamadas contra a margem ocidental de América do Sul e associadas ao desenvolvimento da Grande Província Ígnea do Caribe (*Caribbean Large igneous Province-CLIP*). As análises em geoquímica elementar evidenciam para os corpos sub-vulcânicos um ambiente de subducção intra-oceânico de arco primitivo a mais evoluído, com significativa contribuição de sedimentos subductados e assinaturas similares às registradas para as rochas vulcânicas e plutônicas presentes na área (Formação Barroso e Tonalito de Santa Fe e Buriticá). Dados isotópicos de Sr e Nd (razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70334 a 0.70543 e ϵ_{Nd} entre +6.25 a +7.42) indicam uma área fonte de cunha mantélica, típica de rochas de arco, com níveis subordinados de material crustal. Idades U-Pb por SHRIMP IIe em zircão mostram cinco populações de idades correspondentes a: idades Neoarquenas ao redor de 2700 Ma, Paleoproterozoicas em torno de 2100, 2000 e 1800 Ma, Neoproterozoicas ao redor de 600 Ma, Ordovicianas/Devonianas de 460 e 360 Ma, e Cretáceas ao redor de 90 Ma. A população de idades mais novas é interpretada como a idade de cristalização dos corpos estudados, indicando uma relação espacial e temporal com as rochas ígneas da área associadas ao desenvolvimento da CLIP. As quatro populações de idades mais antigas são atribuídas a xenocristais, interpretados como provenientes de sedimentos terrígenos que foram arrastados ao canal de subducção, refletindo processos de reciclagem crustal através do manto em zonas de subducção intra-oceânicas. Foram identificadas duas possíveis áreas fontes para os xenocristais de zircão: o Complexo Marañon e o Maciço de Arequipa, que constituem *inliers* expostos na margem ocidental de América do Sul e apresentam uma boa correlação entre os eventos magmáticos/metamórficos que registram e às idades dos xenocristais encontrados. A partir destas interpretações, foi restringido o local de formação dos corpos estudados em relação à paleomargem continental, considerando além dados paleomagnéticos e modelos paleogeográficos publicados na zona de estudo. O trabalho fornece um aporte significativo para a compreensão da evolução tectono-magmática da região durante o Cretáceo superior, associada à história geológica da CLIP.

Palavras-Chaves: Cordilheira Ocidental da Colômbia, CLIP, Arcos de Ilhas, Reciclagem Crustal, Xenocristais de Zircão.

Abstract

In this study sub-volcanic bodies exposed in the northeast of the Western Cordillera of Colombia are characterized through petrographic descriptions, geochemical analysis in bulk rocks and geochronology U-Pb SHRIMP in zircon. The area, in a regional context, represents an accretion orogen in the Andean system, it is composed of igneous rocks of oceanic affinity accreted to the western margin of South America, and they are associated to the development of the *Caribbean Large igneous Province* (CLIP). Based on geochemical characterization, the sub-volcanic bodies display patterns of an intra-oceanic subduction environment of primitive to evolved island arc, with significant contribution of subducted sediments, and similar signatures to those reported for the volcanic and plutonic rocks present in the area. (Barroso Formation and Santa Fe and Buriticá Tonalite). The Sr and Nd isotopic data (initial ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ between 0.70334 a 0.70543 and ϵ_{Nd} between +6.25 a +7.42) suggest a wed mantle source, typical of arc rocks, with subordinates levels of crustal material. SHRIMP U-Pb data show five age populations that include: Neoproterozoic age around 2700 Ma, Paleoproterozoic age about of 2100, 2000 and 1800 Ma, Neoproterozoic age of 600 Ma, Ordovician-Devonian age of 460 and 360 Ma, and Cretaceous age around 90 Ma. The younger age population is interpreted as the crystallization age of the studied bodies; it indicated a special and temporal relation with the igneous rocks of the area which are associated with the development of the CLIP. The other four age populations are attributed to xenocrystals, they are interpreted as coming from terrigenous sediments dragged for the subduction area, reflecting process of crustal recycling through the mantle in intra-oceanic subduction zones. We restricted two possible source areas for the xenocrystals zircon: The Maraón Complex and The Arequipa Massif. They are constitute inliers exposed of the western margin of South America and present a good correlation between the magmatic/metamorphic events and the ages of the finding in our xenocrystals. Based on these interpretations, we constraint the local of formation of the studied bodies closer to the continental paleomargin, considering also paleomagnetic data and paleogeographic models published in the area. The present study provides a significant contribution for the understanding tectono-magmatic evolution of the region during of Cretaceous, associated with the geological history of the CLIP.

Keywords: Western Cordillera of Colombia, CLIP, Island Arc, Crustal Recycling, Xenocrystals Zircon

Sumário

Resumo

Abstract

1.	Introdução	15
1.1	Objetivos	16
1.2	Localização da área de estudo	17
1.3	Métodos de trabalho	18
1.3.1	Trabalho de Campo e Petrografia.....	18
1.3.2	Geoquímica de elementos maiores e traços.	20
1.3.3	Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd.....	21
1.3.4	Geocronologia U-Pb por SHRIMP IIe	22
2.	Geologia Regional.....	25
2.1	Embasamento pré-Cambriano – Paleozoico inferior.....	26
2.2	Embasamento Paleozoico – Mesozoico inferior	32
2.3	Embasamento Cretácico	35
3.	Geologia Local	41
3.1	Estratigrafia	43
3.2	Geologia Estrutural	46
4.	Resultados	49
4.1	Descrição de Campo e Petrografia	49
4.1.1	Basaltos La Aldea.....	52
4.1.2	Stock El Cativo.....	54
4.1.3	Andesito de Guarco	59
4.1.4	Corpos menores La Tolda/San Carlos	62
4.1.5	Stock de San Juan.....	67
4.1.6	Basaltos Loma de Rodas	70
4.2	Geoquímica Elemental	75
4.2.1	Classificação química e determinação da série magmática.....	77
4.2.2	Diagramas de variação elemental tipo Harker	81
4.2.3	Elementos traços e possível ambiente de formação	83
4.2.4	Contribuição de componentes provenientes de zonas de subducção	90

4.2.5	Comparação do padrão de REE com unidades associadas.....	92
4.3	Geocronologia U-Pb em Zircão	95
4.3.1	Andesito de Guarco	95
4.3.2	Basaltos Loma de Rodas	102
4.3.3	Stock de San Juan.....	107
4.3.4	Stock El Cativo.....	111
4.3.5	Basaltos La Aldea.....	114
4.3.6	Corpos Menores La Tolda.....	116
4.4	Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd.....	121
5.	Considerações Finais.....	129
5.1	Possível origem dos xenocristais de zircão em rochas de arco de ilhas	129
5.2	Áreas fontes dos xenocristais	132
5.3	Implicações paleogeográficas.....	135
	Referências	139
	Apêndice I: Texturas internas dos cristais de zircão	149

Índice de Figuras

Capítulo 1

Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo (retângulo vermelho) a diferentes escalas. Mapa geológico extraído de Correa et al., 2017.....	17
--	----

Capítulo 2

Figura 2.1. Mapa regional de América do Sul mostrando os principais <i>inliers</i> expostos no cinturão andino e as províncias do Cráton Amazônico. Adaptado de Restrepo & Toussaint (1988), Cordaní (2000), Tassinari et al. (2004) e Ramos (2010).....	25
Figura 2.2: Quadro comparativo e ilustrativo dos eventos magmático-metamórficos reportados nos <i>inliers</i> andinos, destacando em cinza os períodos das principais orogêneses associadas. Dados obtidos na revisão da literatura.....	31
Figura 2.3. Esquema da evolução do Complexo Cajamarca. Extraído de Blanco-Quintero et al., 2014.	35
Figura 2.4. Reconstrução tectônica do período cretácico nos Andes setentrionais. Extraído de Villagómez et al., 2011.	38

Capítulo 3

Figura 3.1. Mapa geológico preliminar da área de estudo e localização regional (retângulo vermelho). Extraído de Correa et al., 2017.....	42
---	----

Capítulo 4

Figura 4.1. Classificação petrográfica dos corpos sub-vulcânicos estudados, baseada no diagrama modificado de Streckeisen (1978).....	49
Figura 4.2. Localização das análises feitas nos corpos sub-vulcânicos.	51
Figura 4.3. Exposição em campo do corpo Basaltos La Aldea.	52
Figura 4.4. Aspecto microscópico do corpo Basaltos La Aldea,.....	53
Figura 4.5. Exposição em campo do Stock El Cativo no local de amostragem da LC-02-A.....	55
Figura 4.6. Aspecto microscópico do Stock El Cativo na amostra LC-02-A.....	56
Figura 4.7. Exposição em campo do Stock El Cativo no local de amostragem da LC-02-B.....	57
Figura 4.8. Aspecto microscópico do Stock El Cativo na amostra LC-02-B.....	58
Figura 4.9. Exposição em campo do Andesito de Guarco.	60
Figura 4.10. Aspecto microscópico do Andesito de Guarco.	61
Figura 4.11. Contato intrusivo entre a unidade Diabásios de San José de Urama e um corpo menor com textura porfirítica.....	63
Figura 4.12. Características petrográficas contrastantes do Diabásio LC-04-B e do Dacito LC-04-D..	64
Figura 4.13. Exposição em campo de corpos menores intrusivos na localidade de San Carlos.	66
Figura 4.14. Aspecto microscópico de LC-05-B.....	67
Figura 4.15. Exposição em campo do Stock de San Juan.	68
Figura 4.16. Aspecto microscópico do Stock de San Juan.....	69
Figura 4.17. Exposição em campo do corpo Basaltos Loma de Rodas.....	71
Figura 4.18. Aspecto microscópico do corpo Basaltos Loma de Rodas.	73
Figura 4.19. Diagrama de classificação química TAS (Le Bas et al., 1986).....	77
Figura 4.20. Diagrama Co vs Th para rochas vulcânicas com graus de intemperismo (Hastie et al., 2007).	78
Figura 4.21. Diagramas para discriminação da série magmática..	79

Figura 4.22. Diagrama Co-Th de Hastie et al. (2007), com campos correspondentes aos dados da Formação Barroso, Tonalito de Santa Fe, Tonalito de Buriticá, Felsitas e Formação Vulcânica extraídos de Rodriguez et al., 2012; Rodriguez & Arango, 2013; Lesage 2011; Weber et al., 2015; e Kerr et al., 1997, respectivamente..	80
Figura 4.23. Diagramas Harker (óxidos maiores vs SiO ₂), mostrando dados pontuais para as amostras e campos para as principais agrupações de dados presentes na Formação Barroso, Tonalito de Santa Fe, Tonalito de Buriticá, Felsitas e Formação Vulcânica, extraídos da literatura (Rodriguez et al., 2012; Rodriguez & Arango, 2013; Lesage, 2011; Weber et al., 2015; e Kerr et al., 1997)..	82
Figura 4.24. Diagramas binários LILEs vs SiO ₂	84
Figura 4.25. Diagramas binários de LILE vs Nb e de HFSE vs Nb.....	85
Figura 4.26. Diagrama multielementar das rochas sub-vulcânicas normalizado ao padrão de condrito com valores de Thompson (1982).....	87
Figura 4.27. Padrão de REE das amostras estudadas normalizado ao padrão de condrito com valores de Nakamura (1974).....	88
Figura 4.28. Comparação do padrão de REE dos corpos estudados com campos feitos a partir de dados da Formação Barroso, Tonalito de Buriticá, Tonalito de Santa Fe, Felsitas, e Formação Vulcânica extraídos de Rodriguez et al.(2012); Rodriguez & Arango, (2013); Lesage (2011); Weber et al. (2015) e Kerr et al. (1997), respectivamente.	92
Figura 4.29. Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões colhidos em LC-03-A (Andesito de Guarco), indicando ponto de datação para os cristais analisados pelo SHRIMP II e idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Tabela 4.4).....	98
Figura 4.30. Razões Th/U das amostras analisadas, distribuídas de acordo com o local do cristal (b, n, m) e indicando numero do ponto analisado e o tipo de textura presente em ele segundo a cor, com simbologias diferentes para cada amostra.	99
Figura 4.31. Dados U-Pb por SHRIMP II em zircões obtidos do Andesito de Guarco (LC-03-A). ..	101
Figura 4.32. Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões colhidos em LC-07-A (Basaltos Loma de Rodas).....	103
Figura 4.33. Dados U-Pb por SHRIMP II em zircões obtidos do corpo Basaltos Loma de Rodas....	106
Figura 4.34. Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões colhidos em LC-06-B (Stock de San Juan).	107
Figura 4.35. Dados U-Pb por SHRIMP II em zircões obtidos do Stock de San Juan.	110
Figura 4.36. Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões colhidos em LC-02-B (Stock El Cativo).....	112
Figura 4.37. Dados U-Pb por SHRIMP II em zircões obtidos do Stock El Cativo.	113
Figura 4.38. Imagens de catodoluminescência (CL) dos dois zircões obtidos em LC-01-A (Basaltos La Aldea).....	114
Figura 4.39. Dados U-Pb por SHRIMP II em zircões obtidos do corpo Basaltos La Aldea.	116
Figura 4.40. Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões obtidos nos Corpos Menores La Tolda.	117
Figura 4.41. Curva Concórdia mostrando os pontos de datação obtidos nos zircões de LC-04-B	118
Figura 4.42. Dados U-Pb por SHRIMP II no cristal um (1) obtido de LC-04-D, plotados na Curva Concordia Inversa.	119
Figura 4.43. Histograma de frequência e curva de probabilidade relativa para as idades em xenocristais e autocristais encontrados nos corpos sub-vulcânicos..	120
Figura 4.44. Características isotópicas ε _{Nd} e ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr dos principais reservatórios da terra, incluindo campo de rochas de arco de ilhas (DePaolo, 1988) e dados pontuais dos corpos analisados. Diagrama extraído de White (2013).....	124
Figura 4.45. Linhas de evolução isotópica ε _{Nd} vs Tempo (Ga), para as amostras analisadas e unidades associadas, em relação à curva de evolução do manto empobrecido de DePaolo (1981). Dados das Rochas plutônicas associadas (Tonalito de Buriticá e Santa Fé) e da Formação Vulcânica são extraídos de Weber et al.(2015) e Kerr et al.(1997), respectivamente.	125

Capítulo 5

Figura 5.1. Corte esquemático de transporte e introdução de zircão detrítico (bola roxa) no magma de arco.....	131
Figura 5.2. Comparação de histogramas de frequência e curvas de probabilidade relativa entre os dados obtidos nos corpos sub-vulcânicos e dados reportados para o Maciço de Arequipa (Casquet et al., 2010) e para o Complexo Marañon (Chew et al., 2008 e Cardona et al., 2009).	134
Figura 5.3. A) Modelo paleogeográfico para o Arco Barroso (e corpos sub-vulcânicos) a aprox.100 Ma, modificado e adaptado de Pindel & Kennan (2009), Villagómez et al. (2011) e Wright & Wyld (2011). Posição na latitude do Arco Barroso obtida de Hincapié-Gómez et al. (2017), com localização na longitude mais próxima à paleomargem continental. Exposição do Complexo Marañon e Maciço de Arequipa obtido de Ramos (2010), inferindo sua posição relativa à paleomargem continental. B) Seção geologia (A-A') mostrando o modelo de geração dos corpos sub-vulcânicos contaminados em zircão detrítico e sua associação com o Arco Barroso e intrusivos.	136

Índice de Tabelas

Tabela 1.1. Relação de amostras e análises feitas	19
Tabela 4.1. Composição modal dos corpos sub-vulcânicos estudados.....	50
Tabela 4.2. Resultados analíticos dos óxidos maiores (%wt), menores (%wt) e elementos traços (ppm)	76
Tabela 4.3. Valores de Ba/Th (adição rasa), Th/Nb (adição profunda) e Ba/Nb (adição total) para as amostras analisadas e valores médios para os basaltos tipo MORB, OIB e OPB.....	91
Tabela 4.4. Resultados U-Pb em zircão por SHRIMP IIe para os corpos sub-vulcânicos estudados ...	96
Tabela 4.5. Dados analíticos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha-total para os corpos estudados.....	122

1. Introdução

Muitas pesquisas em ambientes de subducção intra-oceânico têm sugerido uma contribuição significativa de material crustal responsável pelas assinaturas geoquímicas exibidas em rochas de arco, cuja presença indica processos de reciclagem de crosta através do manto (p.e. DePaolo & Wasserburg, 1977; White & Patchett, 1984; Othman et al., 1989; Elliott et al., 1997; Plank & Langmuir, 1998; Scholl & von Huene 2007). Nos últimos anos, foram reportadas evidências deste processo de reciclagem crustal em zonas de subducção atribuídas à presença de xenocristais de zircão (ou zircão antigo) em rochas de arco jovens e cujo principal mecanismo de introdução nos magmas de arco é associado frequentemente aos sedimentos terrígenos arrastados ao canal de subducção (p.e. Bea et al., 2001, Rojas-Agramonte et al., 2016; Torró et al., 2018).

Portanto, a presença de xenocristais de zircão detrítico em rochas de arco jovens, além de indicar processos de reciclagem crustal, pode fornecer uma ferramenta útil para evidenciar os diversos processos tectono-magmáticos e sedimentares que ocorrem em torno de um arco de ilhas. Isso devido a que os zircões registram os eventos magmático/metamórficos que suas áreas fontes passaram, indicando processos de exumação e erosão dessas zonas durante o desenvolvimento do arco e fornecendo informações úteis para a paleogeografia da região envolvida. Um cenário ideal onde podem ser observados processos associados a reciclagem crustal, e à presença de xenocristais de zircão, corresponde à Cordilheira Ocidental da Colômbia.

Essa cordilheira constitui um orógeno de acreção dentro do sistema montanhoso andino, composta principalmente de rochas ígneas com afinidades de *plateau* e de arco associadas ao desenvolvimento da Grande Província Ígnea do Caribe (CLIP) e amalgamadas contra a margem noroeste de América do Sul durante o Cretáceo e Cenozoico (p.e. Pindel et al., 1988; Kerr et al., 1997; Villagómez et al., 2011; Villagómez & Spikings 2013; Whattam & Stern, 2015). Especificamente a parte nordeste desta cordilheira, onde se tem a maior exposição de rochas vulcânicas e plutônicas com assinaturas geoquímicas de arco (p.e. Rodriguez & Arango 2013; Weber et al., 2015; Correa et al., 2017), pode representar uma região ideal para compreender os processos tectono-magmáticos envolvidos em torno de arcos de ilhas acrecionados a margens continentais, através de processos de reciclagem crustal nestes ambientes.

Por esse motivo, a presente pesquisa fez uma caracterização geológica de corpos sub-vulcânicos expostos no nordeste da Cordilheira Ocidental da Colômbia e recentemente mapeados pelo *Servicio Geológico Colombiano* (SGC), para, através de estudos de petrografia, geoquímica elementar e isotópica e geocronologia U-Pb em zircão, poder estabelecer sua evolução tectono-magmática em relação à geologia regional da zona e indicar os distintos processos que interagiram durante seu desenvolvimento, fornecendo informação útil para os modelos paleogeográficos da região nesse período de tempo.

1.1 Objetivos

A presente pesquisa teve como objetivo geral:

- Caracterizar a evolução tectono-magmática de rochas sub-vulcânicas expostas no nordeste da Cordilheira Ocidental da Colômbia e evidenciar processos de reciclagem crustal associados à sua formação, por meio de um estudo geológico interdisciplinar.

Para atingir o objetivo geral, foram propostos os seguintes objetivos específicos:

- Realizar descrições petrográficas, análises químicas de elementos maiores e traços em rocha-total, análises geocronológicas U-Pb por SHRIMP em zircão e análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha-total.
- Processar e interpretar todos os dados obtidos para definir o contexto da evolução tectono-magmática dos corpos sub-vulcânicos.
- Integrar toda a informação resultante com os dados geológicos disponíveis na literatura para, a partir de evidências de reciclagem crustal, propor possíveis áreas fontes do material crustal com subseqüentes implicações paleogeográficas para a região.

1.2 Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada entre os municípios de Santa Fe de Antioquia, Caicedo e Buriticá, no Departamento de Antioquia (Colômbia), aprox. a 45 km da cidade de Medellín (Figura 1.1).

Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo (retângulo vermelho) a diferentes escalas. Mapa geológico extraído de Correa et al., 2017.

Em relação à fisiografia da Colômbia, a zona de estudo encontra-se localizada no nordeste da Cordilheira Ocidental, nos Andes do Norte, muito próxima ao limite com a Cordilheira Central (Figura 1.1).

1.3 Métodos de trabalho

Os métodos empregados para o desenvolvimento desta dissertação foram: trabalhos de campo para amostragem dos corpos estudados, descrições petrográficas, análises geoquímicas de elementos maiores e traços, análises isotópicas pelos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd, e análises geocronológicas U-Pb por SHRIMP IIe/MC em zircão, acompanhado de descrições de texturas internas dos cristais por imagens de catodoluminescência. Os estudos foram realizados em rochas obtidas de duas campanhas de campo, identificadas com as letras LC, e em rochas doadas pelo SGC, reconhecidas pelas letras LMC e a sequência de números começando com 9012. A Tabela 1 mostra a relação das amostras com o tipo de análise feita e suas coordenadas geográficas com *datum* WGS84.

1.3.1 Trabalho de Campo e Petrografia

A partir do mapeamento realizado pelo *Servicio Geológico Colombiano* (SGC) na área de estudo foram planejadas e efetuadas duas campanhas de campo (de quatro dias cada) com o objetivo de visitar os locais de exposição dos corpos, realizar uma descrição em escala de afloramento, verificar as relações de campo com as unidades adjacentes e coletar as amostras necessárias para as respectivas análises, colhendo aprox. seis quilogramas (6 kg) de rocha para cada corpo. As descrições de campo encontram-se no capítulo de Resultados.

Tabela 1. Relação de amostras e análises feitas

Amostra	Textura	Classificação	Corpo	Longitude	Latitude	Lâmina	Geoquímica Elementar	Geoquímica Isotópica	Geocronologia U-Pb
LC-01-A	Porfírica	Basalto	Basaltos La Aldea	-75.910.716	6.590.619	x	x	x	x
LC-01-B	Porfírica	Basalto		-75.909.380	6.591.107	x		x	
901230	Microporfírica	Basalto		-75.908.807	6.588.538	x			
901337	Porfírica	Basalto		-75.906.096	6.603.268	x			
LC-02-A	Microporfírica	Dacito	Stock El Cativo	-75.880.362	6.626.327	x	x	x	x
LC-02-B	Microporfírica	Basalto		-75.885.766	6.621.011	x		x	
901217	Microporfírica	Dacito		-75.882.225	6.623.317	x			
901168	Porfírica	Dacito		-75.894.620	6.623.672	x			
LC-03-A	Porfírica	Andesito	Andesito de Guarco	-75.929.050	6.751.951	x	x	x	x
901207	Porfírica	Andesito		-75.937.372	6.738.418	x		x	
901204	Porfírica	Andesito		-75.943.176	6.750.619	x			
901271	Porfírica	Andesito		-75.944.278	6.732.006	x			
LMC-231	Porfírica	Dacito		-75.940.541	6.736.807	x			
LC-04-B	Ofítica	Diabásio	Corpos menores La Tolda/San Carlos	-75.890.229	6.489.120	x	x	x	x
LC-04-D	Porfírica	Dacito		-75.889.303	6.490.591	x		x	
LMC-297	Ofítica	Diabásio		-75.891.868	6.487.641	x			
LC-05-B	Microporfírica	Basalto		-75.907.459	6.535.050	x			
901240	Porfírica	Basalto		-75.910.251	6.531.558	x			
901272	Porfírica	Basalto		-75.917.978	6.536.358	x			
LC-06-A	Porfírica	Dacito	Stock de San Juan	-75.959.619	6.448.838	x	x	x	x
LC-06-B	Porfírica	Dacito		-75.957.919	6.449.142	x			
901309	Microporfírica	Andesito		-75.953.441	6.459.221	x			
901335	Microporfírica	Andesito		-75.963.976	6.432.122	x			
LC-07-A	Porfírica	Basalto	Basaltos Loma de Rodas	-75.853.917	6.728.578	x	x	x	x
LC-07-B	Porfírica	Basalto		-75.852.849	6.729.172	x		x	
LC-07-C	Afanítica	Basalto		-75.852.495	6.729.642	x			
LC-011-A	Afanítica	Basalto	Fm. Barroso	-75.900.367	6.730.420	x		x	

Para as respectivas descrições petrográficas foram preparadas 15 lâminas de rocha, a partir de 13 amostras coletadas nas campanhas de campo e duas amostras doadas pelo SGC, feitas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP). Estas lâminas foram descritas usando os microscópios petrográficos de luz transmitida do Laboratório de Microscopia para pós-graduandos do Instituto de Geociências(IGC). As descrições petrográficas foram complementadas com 11 análises extraídas da informação petrográfica gerada no mapeamento de detalhe realizado pelo SGC no local de estudo (Correa et al., em preparação), para um total de 26 análises petrográficas (Tabela 1). Estas análises incluíram descrição de texturas e minerais presentes em cada corpo e tiveram uma contagem de 300 pontos em média para sua classificação modal baseada no triângulo de Streckeisen, (1978) (ver Capítulo Resultados, item Petrografia).

1.3.2 Geoquímica de elementos maiores e traços.

As análises químicas de elementos maiores e traços em rocha-total foram realizadas em sete amostras (Tabela 1). As rochas foram previamente pulverizadas em moinho de ágata no Laboratório de preparação de amostras do IGc e posteriormente enviadas ao Laboratório comercial Bureau Veritas Commodities Canada Ltd (Vancouver), onde o procedimento analítico foi realizado. As amostras pulverizadas foram misturadas com fluxos de $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, posteriormente fundidas em um forno para se obter uma pastilha do material ao esfriar, e finalmente dissolvidas em ácido nítrico para sua respectiva análise instrumental. A determinação de elementos maiores foi feita pelo método ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometer*) e de traços por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*). O equipamento utilizado para o ICP-ES foi o *Spectro Ciros Vision* de segunda geração e alto desempenho (ICP-OES-CCD) e do ICP-MS o ELAN 9000 otimizado para rotinas de análises a nível de ultratraços. A perda por ignição (LOI) foi determinada através da inflamação de uma parte da amostra e posterior medição da perda de peso. Os limites de detecção de cada elemento são fornecidos nos catálogos do Laboratório (*Schedule of Services & Fees, 2017*) com código F200.

Os resultados analíticos enviados pelo laboratório foram processados no *software* GCDkit 4.1 de Janousek et al. (2006). A partir dos dados analíticos foram gerados gráficos de classificação química para rochas vulcânicas (TAS, Co-Th), gráficos de discriminação de

séries magmáticas (AFM, SiO_2 vs K_2O e SiO_2 vs FeO/MgO), diagramas de variação elementar tipo Harker, e diagramas multielementares e padrões de distribuição de terras raras normalizados ao padrão de condrito (ver Capítulo Resultado, item Geoquímica elementar).

1.3.3 Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd

Foram escolhidas 12 amostras para as análises isotópicas dos métodos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha-total (Tabela 1). As rochas foram previamente trituradas a mão e pulverizadas com moinho de bola no Laboratório de Preparação de amostras do Instituto de Geociências (IGc) USP. Para as sete amostras com dados geoquímicos elementares, os valores de Rb e Sr em ppm foram extraídos dessas análises feitas no Laboratório Bureau Veritas por ICP-MS; e para as amostras restantes (LC-01-B, LC-02-A, LC-07-B e 901207) o teor desses elementos foi obtido no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) da Escola Politécnica da USP, determinado mediante análise quantitativa em amostra preparada por meio de digestão multiácida e dosados em um espectrômetro de emissão atômica (ICP-OES).

As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram medidas pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP aplicando o procedimento analítico de acordo com Souza (2009) que inclui: pesagem das amostras com alta precisão, dissolução total do material usando HF e HNO_3 , evaporação do produto líquido e retomada do mesmo com adição de HCL 6N, concentração do Sr usando coluna de troca iônica calibrada em resina AG-50W-X8 da *Bio Rad* e finalmente determinação da razão isotópica usando o espectrômetro de massas por Termoionização (TIMS) tipo *Thermo Triton*. Essa razão ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) foi normalizada pelo valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, o valor do branco de Sr durante o período das análises foi de 425 pg, e o valor médio para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do padrão NBS987 foi de 0.710245 ± 0.000016 . O cálculo da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foi feito usando a planilha RInicial do CPGeo a partir dos valores de Rb e Sr previamente medidos nas amostras e dos fatores de conversão estabelecidos.

As concentrações de Sm e Nd e as razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram medidas no Laboratório CPGeo da USP. Os valores de Sm e Nd em ppm foram obtidos pelo método de diluição isotópica, e sua razão isotópica $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calculada a partir da equação = $[(\text{Concentração Sm}/\text{Concentração Nd}) \cdot 0.604491]$, com erro calculado a partir da propagação de erros analíticos das variáveis usadas na respectiva equação. Na medição da razão isotópica

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a separação de Nd foi feita a partir dos REE (anteriormente separados com resina RE), mediante uma coluna de troca iônica com resina *Ln Resin* da *Eichrom Technologies* calibrada, e a concentração obtida dele foi encaminhada ao espectrômetro de massa por termoionização (TIMS) tipo *Trinton* para determinar suas razões isotópicas, de acordo com o procedimento de Petronilho (2009). As razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para o valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ (De Paolo, 1981), o branco de Nd foi de 40 pg, e o valor médio da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do padrão JNdi-1 foi de 0.512103 ± 0.000002 .

A partir dos valores atuais de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram calculadas as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e valores de (ϵ_{Nd}) para um tempo t = idade de cristalização (a partir de informação geocronológica existente e gerada sob as rochas), utilizando a planilha da razão inicial para um tempo genérico R_{Inicial} do CPGeo. A notação épsilon neodímio (ϵ_{Nd}) para idade de cristalização é calculada pela equação $= \{ [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}} / ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}] - 1 \} \times 10^4$, onde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.512638$ (Hamilton et al., 1983).

As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e os valores de ϵ_{Nd} foram utilizados para caracterizar as possíveis fontes magmáticas dos corpos devido a que esses valores (para sistemas isotópicos em equilíbrio) são relacionados à composição da rocha fonte. Além disto, os dois sistemas isotópicos apresentam um comportamento inverso nos reservatórios principais mantélicos (p.e. MORB e OIB) e, portanto, são traçadores isotópicos ideais para fontes magmáticas relacionadas ao manto (p.e. Faure, 1977; DePaolo, 1988; Allegre, 2008). Foram calculadas também curvas de evolução de ϵ_{Nd} em relação ao manto empobrecido (T_{DM}) de DePaolo (1981), a fim de observar semelhanças no comportamento isotópico das rochas estudadas e também das unidades ígneas associadas na área de estudo.

1.3.4 Geocronologia U-Pb por SHRIMP IIe

Sete amostras de rocha foram escolhidas com o fim de separar cristais de zircão para datação U-Pb por SHRIMP IIe/Mc (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*) (Tabela 1). A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Separação de Amostras do IGc-USP, incluindo fragmentação da rocha, redução granulométrica com moinho de disco, peneiração obtendo tamanhos de grãos entre 150 e 63 μm (incluindo a fração de pó de $<63\mu\text{m}$), lavado e secado do material, eliminação de minerais magnéticos com imã de mão, separação

eletromagnética tipo FRANTZ (conseguindo frações no magnéticas até de 1.2 Å) e finalmente separação por densidade utilizando líquidos densos de Bromofórmio ($d=2,82$) e Iodeto de Metileno ($d=3,32$) (Loios, 2009).

Do concentrado obtido a partir dos líquidos densos foram colhidos os cristais de zircão a mão utilizando a lupa binocular do Laboratório de Termocronologia do Instituto de Energia e Ambiente da USP (IEE/USP) que tem um aumento de até 11.2X necessário para encontrar cristais de tamanhos muito menores (50 μm). A etapa de colher os cristais (*handpicking*) levou em média dois dias por concentrado e o zircão foi procurando nas duas frações separadas no Iodeto de Metileno. Depois de obter o máximo de cristais possíveis de zircão, eles foram montados em um disco com resina de Epoxi junto com fragmentos do padrão TEMORA 2, polidos para revelar meias secções e cobertos por uma superfície de ouro de 2-3 nm, de acordo com Sato et al. (2014). Imagens de Catodoluminescência (CL), utilizadas para observar as texturas internas do cristal por meio de variações no conteúdo de U, foram obtidas através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) FEI Quanta 250 e o detector XMAX CL (Sato et al., 2014). Após a obtenção destas imagens, a superfície de ouro foi removida e a montagem foi limpa novamente, deixando-a pronta para que os zircões foram analisados *in-situ* usando o equipamento do SHRIMP IIe/MC.

O SHRIMP IIe/MC é um tipo de espectrômetro de massas de íons secundários (SIMS) acoplado com uma microsonda iônica de alta resolução e a um sistema de detectores multicoletores (MC) e cujo equipamento instalado no Geo-Lab-IGc da USP corresponde à segunda geração estendida (IIe) de seu tipo. O SHRIMP IIe/MC mede as diferentes razões isotópicas do sistema U-Pb-Th com alta acurácia ao não apresentar problemas de interferência isobárica devido a que possui potente imã com um conduto transmissor de íons longo, dando ultra alta resolução sem a necessidade de correções matemáticas no seu resultado. As análises feitas apresentam as seguintes características: *spot* no cristal de 30 μm (diâmetro do feixe primário), podendo datar cristais de dimensões muito pequenas; cinco ciclos de varredura (*scan*) para medir as diferentes massas de $^{196}\text{(Zr}_2\text{O)}$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , $^{248}\text{(ThO)}$ por ponto; calibração da idade ^{206}Pb - ^{238}U feita pela idade do padrão TEMORA 2 de 416.8 Ma (Black et al., 2004 em Sato et al., 2014); e valor de referência de U (903 ppm) obtido do padrão Z6266. Os dados foram reduzidos pelo laboratório usando SQUID 2.05 com correção de chumbo comum usando os isótopos ^{207}Pb e ^{204}Pb . Os resultados analíticos foram processados utilizando o Software Isoplot 4 (Ludwig, 2009), plotando diagramas de idades Concordia, Tera-Wasserburg, idade média e histogramas de frequência e curvas de

probabilidade relativa. Parâmetros técnicos do SHRIMP IIe/MC do IGc-USP são descritos em detalhe por Sato et al. (2014).

2. Geologia Regional

Os Andes do Norte representam um orógeno acrescionário de aprox. 2000 km de extensão, com tendência geral NNE-SSW, localizado na margem noroeste da América do Sul, ao norte da deflexão de Huancabamba. Sua configuração atual é o produto da interação e desenvolvimento das placas de Nazca e Caribe na plataforma Sul-Americana, de acordo com várias investigações nas últimas décadas (p.e. Toussaint & Restrepo, 1990, Kerr et al., 1997, Taboada et al., 2000; Cediel et al., 2003; Villagómez & Spikings, 2013; Whattam & Stern, 2015). O orógeno é constituído por vários terrenos alóctones, de diversas idades e complexidades geológicas, amalgamados à margem NW de América do Sul (Figura 2.1), a qual sofreu numerosos processos de subducção, obducção e acreção, responsáveis pelo seu continuo crescimento crustal (p.e. Cediel et al., 2003; Cordani et al., 2005; Ramos, 2008; Ramos, 2010).

Figura 2.1. Mapa regional de América do Sul mostrando os principais *inliers* expostos no cinturão andino e as províncias do Cráton Amazônico. Adaptado de Restrepo & Toussaint (1988), Cordani

(2000), Tassinari et al. (2004) e Ramos (2010). Abreviaturas C.Oc: Cordilheira Ocidental; CI: Complexo Imataca; Províncias S: Sunsás; RO: Rondonia-San Ignacio; RNJ: Rio Negro-Jurena; VT: Ventuari-Tapajós; MI: Maroni-Itacaiúnas; CA: Central Amazônica. Sistema de Falhas: 1: Cauca-Romeral; 2: Borde Llanero; 3: Bucaramanga-Santa Marta; 4: Boconó; 5: Espírito Santo; 6: Cimitarra; 7: Palestina-Bagre e 8: Otú-Pericos. Estrela vermelha: área de estudo.

Especificamente, a Cordilheira Ocidental da Colômbia constitui um terreno de acreção complexo dentro do sistema montanhoso andino, composta por rochas ígneas de afinidade oceânica amalgamadas à plataforma Sul-americana e associadas ao desenvolvimento da Grande Província Ígnea do Caribe (*Caribbean Large Igneous Province-CLIP*) (Kerr et al., 1997; Villagómez et al., 2011; Whattam & Stern, 2015). Vários pesquisadores atribuem a evolução geológica da CLIP (com origem no Oceano Pacífico e subsequente migração para o nordeste) como o principal processo responsável pela construção desta cordilheira ao longo da margem continental, durante o Cretáceo e Cenozoico (p.e. Pindel et al., 1988; Kerr et al., 1997; Villagómez et al., 2011; Whattam & Stern, 2015).

Para entender as possíveis interações que este terreno (Cordilheira Ocidental) teve com paleomargem continental, bem como as rochas sub-vulcânicas estudadas, foi feita uma síntese da geologia andina a partir das características de seu embasamento exposto (*inliers*). A síntese foi focalizada nos Andes do norte e a parte norte dos Andes centrais, considerados como as paleomargens próximas ao ambiente de formação das rochas sub-vulcânicas estudadas.

2.1 Embasamento pré-Cambriano – Paleozoico inferior

Na cadeia Andina, as rochas mais antigas estão restritas aos *inliers* expostos ao longo dela. Entre os principais *inliers* presentes nos Andes setentrionais e parte norte dos Andes centrais estão os situados no Maciço de Arequipa, Complexo Marañon, Maciço de Garzón, Maciço de Santander e Serrania de San Lucas (Figura 2.1). As características mais relevantes destes são descritas a seguir.

- *Maciço de Arequipa*

O Maciço de Arequipa está localizado na costa desértica do sul do Peru (Figura 2.1), conhecido também como o bloco Arequipa-Antofalla por Ramos (1988). Ele é composto predominantemente por gnaisses de fácies anfibolito/granulito e rochas graníticas félsicas (Cobbing & Pitcher, 1972; Shackleton et al., 1979), dividido em três domínios principais:

Domínio San Juan Marcona no norte, Domínio Camana-Mollendo no centro e Domínio Ilo no sul (Shackleton et al., 1979; Loewy et al., 2004; Casquet et al., 2010).

Estudos detalhados de geocronologia U-Pb em zircão detrítico, com núcleos ígneos e sobrecrecimentos metamórficos, mostram uma complexa história geológica para o Maciço de Arequipa que abraça o Paleoproterozoico, Mesoproterozoico e Paleozoico inferior (Loewy et al., 2004; Casquet et al., 2010). Com base nesses estudos são registrados vários processos orogênicos dentro do maciço, abarcando: a) orogênese inicial entre 2.1 e 1.79 Ga, incluindo fase magmática a 2.1-1.89 Ga, sedimentação de sequências terrígenas (com áreas fonte do Paleoproterozoico e, em menor proporção, do Arqueno), metamorfismo de ultra alta temperatura a 1.87 e 1.82 Ma e magmatismo félsico tardio a 1.79 Ga (Loewy et al., 2004; Casquet et al., 2010); b) orogênese do tipo Grenville (Orogenia Sunsás), evidenciada pela idades de vários zircões detríticos com sobrecrecimentos metamórficos entre 1200 Ma (Loewy et al., 2004) e 1080-940 Ma (Casquet et al., 2010), e c) evento de arco magmático ordoviciano, indicado pela idade de cristalização de 465 Ma em zircão ígneo (Casquet et al., 2010) e pelas populações de idades em zircão detrítico entre 476-440 Ma (Loewy et al., 2004), sendo correlacionado ao ciclo Famatiniano.

- *Complexo Marañon*

O Complexo Marañon representa o embasamento metamórfico exposto na Cordilheira Oriental de Peru (Figura 2.1). Está composto por ardósias, quartzitas, meta-arenitos, micaxistos de baixo a meio grau e gnaisses de alto grau (mais restritos), sendo sobreposto por rochas sedimentares do Ordoviciano-Carbonífero e afetado por intrusões paleozoicas (Dalmayrac et al., 1988; Chew et al., 2007).

O complexo tem sido estudado por vários autores (p.e. Chew et al., 2007, 2008; Cardona et al., 2009) que, através de análise de U-Pb em zircão, identificam pelo menos quatro eventos magmático-metamórficos, compreendendo: a) evento metamórfico inicial de idade grenville, que afeta possivelmente um embasamento paleoproterozoico e arqueano (mais restrito), evidenciado por estudos de proveniência em zircão detrítico que mostram picos de idades entre 1300 Ma e 900 Ma (idade Grenville- Orogênese Sunsás) e picos menores de idades entre 2100-1800 Ma e 2900-2500 Ma (Chew et al., 2007, Chew et al., 2008; Cardona et al., 2009); b) evento magmático neoproterozoico que afeta embasamento tipo Grenville, indicado por idades de cristalização ^{206}Pb - ^{238}U em torno a 600 Ma e pelos picos de idades em zircão detrítico ao redor de 650 Ma (Chew et al., 2008; Cardona et al., 2009); c) evento metamórfico

no limite cambriano-ordoviciano, reconhecido pelas idades U-Pb em zircão, com sobrecrecimento metamórfico de aprox. 480 Ma (Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009); e d) evento magmático tardio no Carbonífero, com idades de cristalização U-Pb em zircão entre 350 e 290 Ma (Cardona et al., 2006 em Cardona et al., 2009). De acordo com Chew et al. (2008) o evento magmático neoproterozoico (ao redor de 600-650 Ma) sugere uma fragmentação mais antiga da margem de Gondwana com Báltica e Laurentia, tipicamente indicada do período cambriano (p.e. Hoffman, 1991), cujo cinturão magmático poderia estar enterrado abaixo dos Andes do Norte e Centrais.

- *Maciço de Garzón*

O Maciço de Garzón constitui um *inlier* alongado, com tendência NE-SW, exposto na parte sul da Cordilheira Oriental da Colômbia, limitado a oeste pelo Sistema de Falhas do Bordo Llanero e coberto por sedimentação cenozoica a leste (Toussaint & Restrepo, 1990) (Figura 2.1). Ele faz parte do denominado Terreno Andaqui de Restrepo & Toussaint (1988), e é interpretado como alóctone ao Cráton Amazônico por alguns autores (p.e. Restrepo & Toussaint, 1990; Cediell et al., 2003; Cordani et al., 2005), e como autóctone por outros (p.e. Ordoñez-Carmona 2001; Ibañez-Mejía et al., 2011). O maciço é composto por duas unidades litológicas principais: o Complexo Garzón, que apresenta granulitos, gnaiss, migmatitos máficos, charnockitos, anfíbolitos e rochas ultramáficas; e o Gnaiss Guapotón-Mancagua, que consiste de um ortognaiss do tipo auge (Radelli, 1962; Kroonenberg, 1982; Restrepo-Pace et al., 1997).

Os trabalhos geocronológicos do maciço, que incluem métodos U-Pb em zircão, ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita e hornblenda e isócronas Sm-Nd e Rb-Sr, sugerem que o embasamento pré-cambriano foi afetado por um evento magmático inicial, um evento metamórfico regional em ambiente de colisão, e um evento magmático tardio desenvolvido na margem continental durante o Mesoproterozoico (Priem et al., 1989; Restrepo-Pace et al., 1997, Cordani et al., 2005; Ibañez-Mejía et al., 2011). O evento magmático inicial é registrado pela idade de cristalização do protólito granítico do ortognaiss Guapotón-Mancagua, que apresenta idades ^{206}Pb - ^{238}U entre 1150 e 1130 Ma obtidas em zircões com núcleos ígneos (Cordani et al., 2005; Ibañez-Mejía et al., 2011); e o evento de metamorfismo regional é reconhecido a partir de zircões com bordas de sobrecrecimento metamórfico, que registram idades U-Pb de 1000 ± 25 Ma (Cordani et al., 2005), 1098 ± 9 Ma (Restrepo-Pace et al., 1997) e 992 ± 5 Ma (Ibañez-Mejía et al., 2011).

Esse evento metamórfico foi interpretado por vários autores como produto da colisão continente-continente associada à montagem final de Rodinia, correlacionado com o orógeno Grenville (Kroonenberg, 1982; Restrepo-Pace et al., 1997; Cordani et al., 2005). Porém, Ibañez-Mejía et al. (2011) correlacionam esse metamorfismo com o Orógeno Putumayo, que envolve a interação da província de Báltica (e não da província de Laurentia) com o cráton Amazônico. Por outra parte, Ibañez-Mejia et al. (2011) reportam idades em xenocristais de zircão com picos de populações de idades entre 1480, 1450, 1370, 1300 e 1120 Ma, que indicam áreas fontes mais antigas que o Mesoproterozoico tardio para o protólito vulcano-sedimentar.

- *Maciço de Santander*

O Maciço de Santander representa um *inlier* andino exposto na Cordilheira Oriental da Colômbia, limitado a oeste pelo Sistema de Falhas Bucaramanga-Santa Marta, e a leste pela Falha Boconó (Figura 2.1). É composto por um embasamento metamórfico do pré-Cambriano e Paleozoico inferior, cortado por numerosos corpos plutônicos Jurássicos e, localmente, coberto por sequências devonianas e cretácicas (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973). O núcleo metamórfico é constituído por três unidades principais chamadas Gnaiss de Bucaramanga, Ortognaisse e Formação Silgará (Ward et al., 1973). O Gnaiss de Bucaramanga corresponde ao embasamento mais antigo do maciço, composto de gnaisses quartzo-feldspáticos com alto grau de metamorfismo e de protólito sedimentar (Ward et al., 1973; Restrepo & Toussaint, 1988; Restrepo-Pace et al., 1997). Esta unidade registra idades K-Ar de 945 ± 40 Ma (Goldsmith et al., 1971) e idades U-Pb por SHRIMP em zircão entre 1550 e 860 Ma, onde as idades mais antigas são atribuídas a zircão detrítico que refletem uma área fonte Mesoproterozoica para os sedimentos do protólito, as idades ao redor de 1000 Ma são associadas a um metamorfismo tipo grenvilliano e as idades mais jovens possivelmente correspondem a um metamorfismo posterior (Cordaní et al., 2005).

Por outro lado, a Formação Silgará e o Ortognaisse constituem uma faixa metamórfica do tipo Barroviano (García & Castellanos, 2005), com intrusões sin-tectônicas, que registram idades ao redor de 500-450 Ma, e pico de metamorfismo entre ~489-472 Ma (Van der Lelij, 2013). Ambas unidades são associadas a processos de acreção na protomargem de Gondwana, representando a orogenia Quetame-Caparonensis, correlacionada com a Orogenia Famatiniana dos Andes Centrais (p.e. Restrepo-Pace, 1995; Ramos, 2010; Van der Lelij, 2013). Van der Lelij (2013) propõe que o embasamento do Paleozoico inferior no Maciço de

Santander é autóctone a Gondwana, gerado pela subducção da litosfera do Oceano Iapetus na margem gondwânica.

- *Serrania de San Lucas*

A Serrania de San Lucas está localizada no extremo norte da Cordilheira Central da Colômbia e é limitada a oeste pelo sistema de falhas Palestina-Bagre, a norte pela Falha Espiritu-Santo e a sul pela Falha Cimitarra (p.e. Clavijo et al., 2008) (Figura 2.1). A serrania corresponde a um embasamento andino proterozoico e paleozoico inferior, intrudido por batólitos e sequências vulcanos-sedimentares jurássicas. O embasamento é constituído pelo Gnaiss de San Lucas e a Formação La Virgen, unidades que registram eventos no Proterozoico e Paleozoico inferior, respectivamente (Clavijo, 1995; Clavijo et al., 2008; Cuadros et al., 2014). O gnaiss de San Lucas é composto por gnaisses quartzo-feldspáticos, anfíbolitos e granulitos de alto grau metamórfico, e a Formação La Virgen apresenta rochas metassedimentares de baixo a meio grau metamórfico (Royero, 1996; Ordoñez-Carmona et al., 2008).

O Gnaiss de San Lucas, a partir de dados geocronológicos U-Pb por LA-ICP-MS em zircão, apresenta idades de cristalização do protólito entre 1540 e 1480 Ma e idades de metamorfismo entre 1180 e 970 Ma (Cuadros et al., 2014), cujo evento metamórfico é associado à orogenia Grenville (Clavijo et al., 2008; Cuadros et al., 2014, Figura 2.2). Por seu lado, a Formação La Virgen representa um segundo evento metamórfico durante o Paleozoico inferior (Ordoviciano-Siluriano), cujas rochas metassedimentares são correlacionadas com rochas associadas à orogenia Quetame-Caparoneise (Clavijo et al., 2008), porém a unidade não tem dados geocronológicos reportados.

Até aqui, as descrições dos *inliers* indicam que a paleomargem oeste de América do Sul teve participação na montagem do Super Continente Rodinia e, portanto, no evento tectónico global responsável pela orogénese Grenville (Sunsas) que ocorreu ao redor de 1 Ga (p.e. Hoffman, 1991). Essa orogénese envolveu protólitos paleo-proterozoicos, e alguns arqueanos, com crescimento crustal afetado posteriormente por diferentes eventos magmáticos e metamórficos no Paleozoico, associados à configuração de Gondwana e a montagem de Pangéia. Um quadro comparativo dos eventos magmático-metamórficos registrados nestes *inliers* foi feito para destacar as orogéneses que contribuíram ao continuo crescimento crustal da margem, incluindo além eventos paleozoicos reportados na Cordilheira Central da Colômbia (Terreno Tahamí), cujos eventos são descritos em breve (Figura 2.2).

Figura 2.2: Quadro comparativo e ilustrativo dos eventos magmático-metamórficos reportados nos *inliers* andinos, destacando em cinza os períodos das principais orogêneses associadas. Dados obtidos na revisão da literatura.

2.2 Embasamento Paleozoico – Mesozoico inferior

Os Andes setentrionais expõem um embasamento paleozoico-mesozoico inferior representado por rochas cristalinas presentes na parte central e flanco ocidental da Cordilheira Central da Colômbia (assim como na parte NW da Serra Nevada de Santa Marta), o qual é limitado a leste pela Falha Otú-Pericos e a oeste pela Falha San Jerónimo (p.e. Restrepo & Toussaint 1982; Ordoñez-Carmona, 2001) (Figura 2.1). O embasamento conforma o núcleo polimetamórfico da Cordilheira Central (Restrepo & Toussaint, 1982), principalmente composto por: Grupo El Retiro, Gnaiss de Las Palmas, Complexo Cajamarca, Gnaiss de La Miel, Complexo Puquí, gnaisses graníticos permo-triássicos (p.e. Samana, Albejorral, Palmitas, Horizontes) e stocks graníticos pos-orogênicos (La Honda, El Buey e Amagá) (Maya & Gonzalez, 1995; Gonzalez, 2001; Ordoñez-Carmona & Pimentel, 2002 em Villagómez et al., 2011; Vinasco et al., 2006). Este embasamento é intrudido por batólitos mesozoicos e cenozoicos (p.e. Batólito Antioqueño) que, a sua vez, são cortados por granitos de arco continental do Paleoceno (p.e. Batólito de Sonsón) (Ordoñez-Carmona, 2001; Vinasco et al., 2006; Villagómez et al., 2011).

Restrepo & Toussaint (1988,1990) chamam este embasamento da Cordilheira Central como o Terreno Tahamí (Figura 2.1), o qual é dividido posteriormente por Restrepo et al. (2009) no Terreno Anacona, Terreno Panzenú e o mesmo Terreno Tahamí devido às diferentes idades de metamorfismo que registram as unidades que o compõem. De acordo com Restrepo et al. (2009), o Terreno Tahamí é representado pelo Grupo El Retiro, o Complexo Cajamarca e o Gnaiss de Las Palmas, o Terreno Anacona pelo Gnaiss de La Miel e as Anfíbolitas de Caldas, e o Terreno Panzenú pelo Complexo Puquí (definido inicialmente por Ordoñez-Carmona, 2001). Por sua parte, Villagómez et al. (2010) definem o embasamento da Cordilheira Central como um complexo domínio geológico, a oeste da Falha Otú-Pericos, composto por gnaisses paleozoicos e granitos permianos que foram sobrepostos por sequências sedimentares triássicas, as quais sofreram subsequente metamorfismo, conformando o Terreno Tahamí sem distinguir outros terrenos. A nomenclatura de Terreno Tahamí é usada nesta pesquisa para se referir ao embasamento paleozoico-mesozoico inferior presente na Cordilheira Central, a oeste da Falha Otú-Pericos (Figura 2.1).

O Complexo Cajamarca é constituído por rochas metassedimentares de xistos quartzo-sericíticos, folhelhos, quartzitos e anfíbolitos de baixo a meio grau metamórfico (Maya &

González, 1995); o Grupo El Retiro inclui migmatitos, granulitos, anfibolitos, gnaisses e xistos de alto a meio grau metamórfico (González, 2001; Ordoñez-Carmona, 2001); o Gnaiss das Palmas corresponde a um gnaiss (com migmatitos associados) de fácies anfibolito (Ordoñez-Carmona, 2001); o Gnaiss de La Miel é um ortognaiss de moscovita, biotita e granada (González, 2002); e o Complexo Puqui é constituído por gnaisses, granulitos e migmatitos de alto a meio grau metamórfico (Ordoñez-Carmona, 2001).

Esse conjunto de rochas metamórficas registram vários eventos tectono-metamórficos, com magmatismo associado, que abraçam parte do Paleozoico e Mesozoico inferior. Entre os principais eventos podem ser indicados:

Evento de magmatismo ordoviciano, formado em uma margem ativa nos tempos pré-Pangéia (Ramos, 2010; Villagómez et al., 2011), indicado pelo Gnaiss de La Miel (Terreno Anaconda de Restrepo et al., 2009) que apresenta idades U-Pb por LA-ICP-MS entre 440-470 Ma, interpretadas como idades de cristalização do protólito, e idades entre 900 e 1700 Ma, com pico em 1200 Ma, atribuídas a núcleos herdados de diversas fontes (Ramos, 2010; Villagómez et al., 2011; Figura 2.2);

Evento de metamorfismo no Carbonífero superior, associado ao Complexo Puqui (Terreno Panzenú de Ordoñez-Carmona, 2001 e Restrepo et al., 2009) que mostra uma idade isócrona Rb-Sr de 306 ± 11 Ma, interpretada como idade de um evento metamórfico de alto grau, correlacionado com a Orogenia Herciniana/Allegheniana ou Gondwaiana (Ordoñez-Carmona, 2001; Figura 2.2);

Evento de magmatismo permiano, gerado em ambiente de compressão e associado à formação de um arco continental possivelmente produzido pela subducção entre a crosta oceânica Pacífica e a margem ocidental de Pangeia, durante sua montagem final (Villagómez et al., 2011; Figura 2.2). O magmatismo é evidenciado por corpos granitoides com idades de cristalização U-Pb por LA-ICP-MS de aprox. 270 Ma (Villagómez et al., 2011), e por gnaisses graníticos (e.g. Abejorral e Palmitas) com idades de cristalização U-Pb por SHRIMP em zircão de aprox. 250 Ma (Vinasco et al., 2006), os quais apresentam um metamorfismo de alta temperatura associado a deformação compressiva (e.g. Cochrane et al., 2014).

Por último, *evento de anatexia e metamorfismo triássico* associado a estágios sin e pós-Pangéia, incluindo colapso orogênico no início da separação de Pangéia e subsequente ambiente de *rifting* na sua dispersão (Vinasco et al., 2006, Villagómez et al., 2011; Cochrane et al., 2014). O processo de *rifting* ocorreria a oeste de Pangéia, com fusão e metamorfismo de

crosta continental, envolvendo magmatismo bimodal, e restrito ao período de 240-225 Ma (Villagómez et al., 2011; Cochrane et al., 2014). Esses eventos são evidenciados pelas idades de cristalização magmática em gnaisses granitoides (tipo S) expostos na Cordilheira Central, bem como nas idades de populações de zircões detríticos em rochas metassedimentares (p.e Ordoñez-Carmona, 2001; Villagómez et al., 2011; Cochrane et al., 2014.).

Por exemplo, dados em zircão detrítico obtidos em rochas metassedimentares do Complexo Cajamarca apresentam idades U-Pb por LA-ICP-MS entre 2800 e 220 Ma (com pico predominante em torno de 240-220 Ma e picos menores de 600-500 Ma e 1200-1000 Ma), que indicam uma idade máxima de sedimentação no Triássico e possíveis áreas fontes nos cinturões Sunsas e Brasileiro (Villagómez et al., 2011; Cochrane et al., 2014). O evento metamórfico, que afetaria as sequências sedimentares e os granitoides anatóticos, é restrito ao período de 240-220 Ma, atribuído a uma anomalia termal em ambiente extensional, sugerida pelas idades de cristalização dos granitoides tipo S espacialmente associados (Ordoñez-Carmona, 2001; Villagómez et al., 2011; Cochrane et al., 2014). No entanto, Blanco-Quintero et al. (2014) registram, para rochas do Complexo Cajamarca, idades *plateau* ^{40}Ar - ^{39}Ar em amfibólio e mica entre 157 e 146 Ma, indicando que o metamorfismo destas rochas ocorreria durante o Jurássico, em um ambiente de colisão e encurtamento tectônico, em vez de um ambiente de extensão (Figura 2.3B).

Essas interpretações também são suportadas por Bustamante et al. (2017), que registram populações de idades jurássicas em zircões detríticos obtidos em um xisto do Complexo Cajamarca, mostrando idades U-Pb por LA-ICP-MS entre 2600 e 162 Ma, com picos principais de 167 Ma e 638 Ma. Assim, Bustamante et al. (2017) indicam uma importante área fonte Jurássica para os detritos do Complexo Cajamarca (Figura 2.3A), que tem assinatura isotópica de Hf distinta aos cinturões Jurássicos localizados na borda oriental da Cordilheira Central (Batólito de Ibagué). A partir disso, Bustamante et al. (2017) sugerem uma fonte longe da margem continental de América do Sul, e interpretam que o Terreno Tahamí experimentou uma colisão contra a margem continental durante o Jurássico (Figura 2.3B), cujo limite tectônico seria a Falha Otú-Pericos (Villagómez et al., 2011; Bustamante et al., 2017). Por seu lado, Correa et al., (2017) registraram várias idades U-Pb por LA-ICP-MS em rochas metassedimentares do Complexo Cajamarca (localizadas na área de estudo), incluindo picos aproximados de 2000, 1500, 1250, 600 e 250 Ma, com idade mais jovem de 167 Ma, mostrando também áreas fontes de origem Jurássica.

Figura 2.3. Esquema da evolução do Complexo Cajamarca. A. Ambiente de extensão e acumulação dos sedimentos do Complexo Cajamarca no Jurássico meio; e B. Tempo de acreção do Terreno Tahamí (e outras rochas da Cordilheira Central da Colômbia) e subsequente metamorfismo do Complexo Cajamarca no Jurássico tardio. Extraído de Blanco-Quintero et al., 2014.

Posterior à acreção do Terreno Tahamí no Jurássico tardio (Blanco-Quintero et al., 2014; Bustamante et al., 2017), todas as rochas do embasamento metamórfico são intrudidas por corpos cretácicos, representados pelo Batólito Antioqueño (a norte da Cordilheira Central) que registra idades de cristalização U-Pb por LA-ICP-MS em zircão entre 95 e 87 Ma (Villagómez et al., 2011), assim como por arcos continentais do Paleoceno (p.e. Batólito de Sonsón) que reportam idades de cristalização U-Pb por SHRIMP em zircão entre 65-55 Ma (Ordoñez-Carmona et al., 2001).

2.3 Embasamento Cretácico

Os Andes Setentrionais apresentam um embasamento cretácico representado por múltiplos terrenos acrecionados na margem continental e limitados pela zona de sutura Cauca-Romeral (ou Sistema de Falhas Cauca-Romeral). Está constituído principalmente pelo Complexo Quebradagrande, o Complexo Arquía e as unidades ígneas presentes na Cordilheira Ocidental e incluídas no chamado Terreno Calima (Restrepo & Toussaint., 1988; Cediél et al., 2003; Restrepo et al., 2009; Villagómez et al., 2011).

O Complexo Quebradagrande e Arquía estão localizados na zona de colisão entre o embasamento metamórfico da Cordilheira Central (p.e. Terreno Tahamí) e o embasamento

oceânico da Cordilheira Ocidental (p.e Terreno Calima), considerados como terrenos para- autóctones dentro do Sistema de Falhas Cauca-Romeral (p.e. Cediel et al., 2003; Villagómez et al., 2011). Assim, o Complexo Quebradagrande é limitado a leste pela Falha San Jerónimo, que o põe em contato tectônico com rochas do Complexo Cajamarca, e a oeste pela Falha Silvia-Pijao, que o separa do Complexo Arquía, o qual, a sua vez, é limitado a oeste pela Falha Cauca-Almaguer, que o põe em contato com o embasamento oceânico da Cordilheira Ocidental (Fm. Vulcânica; Fm. Barroso) (Maya & Gonzalez, 1995).

O Complexo Quebradagrande é composto de rochas sedimentares de origem marino, tufos, andesitos, basaltos, gabros e diabásios (Restrepo et al., 2009; Villagómez et al., 2011; Rodríguez & Zapata, 2013). Tem uma idade de formação do Halteriviano-Albiano, obtida por meio de idades em fosseis (González, 1980) e por uma idade U-Pb por LA-ICP-MS de 114 Ma obtida em zircões de um meta-tufo intercalado (Villagómez et al., 2011). Dados geoquímicos realizados no Complexo Quebradagrande mostram rochas com assinaturas variáveis (tipo *rifting*, de arco e em menor proporção associado ao *plateau*) interpretadas como formadas em um ambiente de *back-arc* com uma ilha vulcânica associada (Villagómez et al., 2011; Rodriguez & Cetina, 2016).

Por sua vez, o Complexo Arquía representa um cinturão alongado, estreito e descontínuo de xistos anfibólicos, gnaisses, anfíbolitos e metagabros, com corpos ultramáficos associados (p.e Maya & Gonzalez, 1995). A geoquímica destas rochas sugere que o protólito ígneo foi gerado em um ambiente de dorsal meso-oceânica, com algum material de *pluma* associado, sofrendo subsequente metamorfismo associado a um ambiente de subducção, com processo de obducção na margem continental (Villagómez et al., 2011; Rodriguez & Arango, 2013; García-Ramirez et al., 2017). García-Ramirez et al. (2017) obtém para rochas do Complexo Arquía uma idade isócrona de Lu-Hf (rocha-total + granada) de 128 ± 3 Ma, interpretada como idade do metamorfismo. Por seu lado, Villagómez et al. (2011) mostram idades ^{40}Ar - ^{39}Ar em hornblenda para xistos anfibólicos entre 117-107 Ma, interpretadas como idades de resfriamento associadas ao processo de obducção destas rochas metamórficas, com anterior acreção do Complexo Quebradagrande ao longo da Falha San Jerónimo (Figura 2.4A).

- *Cordilheira Ocidental da Colômbia*

Muitos pesquisadores associam o embasamento da Cordilheira Ocidental com a evolução da CLIP e, subsequentemente, com os processos que ocorreram de subducção e acreção na margem NW da América do Sul durante o Cretáceo (p.e. Nívia, 1987; Kerr et al., 1997; Villagómez et al., 2011). Dados geoquímicos e geocronológicos suportam o fato de que uma parte importante deste embasamento de afinidade oceânica, bem como da bacia Cauca-Patía, faziam parte do *Plateau* Oceânico (PO) da CLIP (Kerr et al., 1997; Villagómez et al., 2011; Weber et al., 2015). O *plateau* oceânico é interpretado como originado pela atividade magmática da pluma de Galápagos, que migrou em direção nordeste para conformar a atual Placa do Caribe, deixando a seu passo fragmentos de *plateau* (e arcos associados) na margem continental (p.e Pindell et al., 1988; Pindell & Kennan, 2009; Kerr et al., 2000, Villagómez et al., 2011; Weber et al., 2015; Whattam & Stern, 2015). Este embasamento é chamado Terreno Calima por Restrepo & Toussaint (1988).

O embasamento da parte centro-sul da cordilheira (Formação Vulcânica) registra idades ^{40}Ar - ^{39}Ar em matriz de basalto de 92 ± 3 Ma (Kerr et al., 1997) e idade U-Pb por LA-ICP-MS de 99 ± 1 Ma obtida em zircão proveniente de um gabro com hornblenda associado (Villagómez et al., 2011). Para o magmatismo desenvolvido neste embasamento oceânico são registradas idades U-Pb por LA-ICP-MS em zircão entre 92-100 Ma, sendo representado pelo Gabro de Palmar e o Batólito de Buga que estão intrudindo á Fm. Vulcânica e a Fm. Amaime, respectivamente (Villagómez et al., 2011).

Com base nessas idades, Villagómez et al., (2011) restringem o tempo de desenvolvimento do PO entre 100-92 Ma e propõem um modelo de evolução da CLIP dividido em três estágios: Estágio A: começo de geração do PO aprox. a 100 Ma (Figura 2.4B); Estágio B: crosta proto-Caribe em subducção com a margem continental (Terreno Tahamí) e com a margem do PO, gerando um evento magmático na Placa de América do Sul, representado pelo Batólito Antioqueño (BA; Figura 2.4C), e um evento magmático contemporâneo no PO, representado pelo Batólito de Buga (BB; Figura 2.4C), ocorrendo entre 95-85 Ma; e Estágio C: processo de acreção do PO, e seus arcos associados, sobre a margem ocidental de América do Sul entre 75 e 65 Ma e, subsequentemente, migração da CLIP para o leste (Figura 2.4D; Spikings et al., 2001 e Vallejo et al., 2006-2009 em Villagómez et al., 2011; Wattam & Stern, 2015). O último estágio coloca parte do embasamento da Cordilheira Ocidental (Terreno Calima na Figura 2.4D) em sua posição atual, sendo formado por fragmentos da CLIP que foram

amalgamados no continente sul-americano durante o Cretáceo, de acordo com o modelo de Villagómez et al. (2011).

Figura 2.4. Reconstrução tectônica do período cretácico nos Andes setentrionais. A. Acreção do Complexo Quebradagrande com subsequente obducção do Complexo Arquía; B. Geração da Placa do Caribe; C. Migração da CLIP a leste e desenvolvimento de arcos magmáticos na sua margem leste; D. Acreção do Plateau Oceânico e arcos associados à margem ocidental da Placa Sul-Americana. Abreviaciones C: Placa Caribe, NA: Placa NorteAmericana, SA: Placa SulAmericana, HS: *Host Spot*, CQC: Complexo Quebradagrande, CA: Complexo Arquía, CR: Cordilheira Real, BAR: Batólito de Aruba, BB: Batólito de Buga, GP: Granito Pujilí, BA: Batólito de Antioquia, BT: Batólito de Tangula. Extraído de Villagómez et al., 2011.

Por seu lado, o embasamento da parte norte da Cordilheira Ocidental é representado pela Formação Barroso, unidade vulcânica que apresenta idades K-Ar em basalto de 105 ± 10 Ma (Toussaint & Restrepo, 1978), $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ em rocha total de $84,2 \pm 1,4$ Ma (González, 2010) e

idades de fósseis encontrados nas camadas sedimentares intercaladas do Albiano-Cenomaniano (Etayo et al., 1980 em Rodriguez & Arango, 2013). As rochas plutônicas associadas ao vulcanismo da Formação Barroso (representadas pelo Tonalito de Santa Fé e Tonalito de Buriticá) registram idades entre 99 e 92 Ma, obtidas com diversos métodos geocronológicos (isócrona Sm-Nd, K-Ar em Hbl e Bt e ^{40}Ar - ^{39}Ar em Hbl; recopilação em Rodriguez & Arango, 2013), sendo a maioria de dados interpretados como idades de resfriamento. Porém, Correa et al. (2017) recentemente registra idades U-Pb por LA-ICP-MS em zircão de 85 ± 2 Ma para o Tonalito de Santa Fé e de 92 ± 2 Ma para o Tonalito de Buriticá, indicando idades levemente mais jovens que as registradas pelos outros métodos.

Rodriguez & Arango (2013), a partir de dados geoquímicos, sugerem que rochas da Formação Barroso e do Tonalito de Santa Fé correspondem a um arco vulcânico-plutônico desenvolvido em um embasamento de afinidade de *plateau*, o qual é representado pela unidade Diabásios de San José de Urama que registra uma idade ^{40}Ar - ^{39}Ar em rocha total de 155.1 ± 11.2 Ma (Rodriguez & Arango, 2013) e de 98 ± 7 Ma (Correa et al., 2017). De acordo com Rodriguez et al. (2012), esse embasamento de *plateau* já estaria acrecionado na margem NW de América do Sul durante o desenvolvimento do arco que daria origem à Formação Barroso. O Anterior não concorda com os modelos de Toussaint e Retrepo (1990), Cediél et al., (2003), Villagómez et al., (2011), Weber et al., (2015), Hincapié-Gómez et al. (2017), entre outros, que indicam que as rochas de arco desenvolvidas no *plateau* oceânico foram gerados antes da colisão contra a margem de América do Sul.

Recentemente Whattam & Stern (2015) indicam que várias sequências vulcânicas associadas à evolução da CLIP, e com idades pós-100 Ma, apresentam assinaturas geoquímicas híbridas de pluma e zonas de subducção, atribuídas a processos de subducção inicial induzidos por atividade de pluma em áreas próximas ao desenvolvimento de grandes províncias ígneas.

Após os eventos relacionados à CLIP, e seus terrenos oceânicos acrecionados, a Cordilheira Ocidental é afetada por atividade magmática neógena, associada ao processo de subducção da Placa de Nazca na margem continental (Aspden et al., 1987; Restrepo & Toussaint, 1990). Este magmatismo está representado na parte norte da cordilheira por batólitos de composição tonalítica a diorítica (p.e. Batólito de Farrallones, Páramo de Frontino, Frontino-Morrogancho) que intruem as sequências vulcâno-sedimentares do Cretáceo superior (Alvarez & González, 1978; Aspden et al., 1987; Leal-Mejia, 2011). O magmatismo também é evidenciado pelos diversos corpos porfiríticos de composição dacítica a andesítica,

representados na área de estudo pela Andesita de Buriticá (Alvarez & González, 1978; Lesage et al., 2013), que associa uma importante mineralização de Au tipo epitermal de sulfatação intermediária (Lesage et al., 2013).

Sumarizando, a história paleozoica e mesozoica dos Andes Setentrionais abraça processos orogênicos de subducção, obducção, e principalmente de acreção, com terrenos alóctones e para-alóctones amalgamados contra a paleomargem oeste de América do Sul, que estão representados pelo Terreno Tahamí (Figura 2.3) com embasamento de afinidade continental, pelos complexos Quebradagrande e Arquía com afinidade oceânica e localizados na zona de sutura Cauca-Romeral, e pelo Terreno Calima com embasamento de afinidade oceânica que constitui parte da Cordilheira Ocidental da Colômbia (Figura 2.4) Nesse cenário são desenvolvidos os corpos sub-vulcânicos trabalhados e seu estudo interdisciplinar pode ajudar a evidenciar melhor os possíveis processos que acontecem ao redor de um terreno alóctone (no caso Terreno Calima) em relação a paleomargem continental associada.

3. Geologia Local

Os corpos sub-vulcânicos estão localizados na parte norte do flanco leste da Cordilheira Ocidental (Figura 1.1 e 2.1), a oeste da falha regional Cauca-Almaguer, no Terreno Calima de Restrepo & Toussaint (1988). Eles foram recentemente mapeados pelo *Servicio Geológico Colombiano* (SGC) e incluídos nas unidades Intrusivos Porfídicos (Ip) e Andesito de Guarco (Ag) (Figura 3.1). Neste trabalho são chamados, de acordo com sua classificação petrográfica (ou dimensão) e localização geográfica, como: Basaltos La Aldea, Stock El Cativo, Andesito de Guarco (nome extraído de Correa et al., 2017), Corpos menores La Tolda/San Carlos, Stock de San Juan e Basaltos Loma de Rodas (Figura 3.1).

Principalmente as unidades intrúem a sequência vulcano-sedimentar da Formação Barroso. Além, o Andesito de Guarco está também em contato tectônico com: o Tonalito de Buriticá e com os Diabásios de San José de Urama, e por seu lado o corpo de Basaltos Loma de Rodas está incluído dentro do Tonalito de Santa Fe (Figura 3.1).

A geologia local da área apresenta rochas do embasamento continental, representado pelo Complexo Cajamarca, rochas da zona de sutura, correspondente ao Complexo Arquía, e rochas do embasamento oceânico, constituído pela sequência vulcano-sedimentar da Formação Barroso (Figura 3.1). O forte tectonismo que apresenta a área é controlado pela Falha regional Cauca-Almaguer e pelo Sistema de Falhas ao oeste do rio Cauca, cujos traços mais relevantes são as falhas Tonusco e Guasabra (Mejia et al., 1983; Figura 3.1).

Figura 3.1. Mapa geológico preliminar da área de estudo e localização regional (retângulo vermelho). Extraído de Correa et al., 2017.

3.1 Estratigrafia

A área de estudo inicialmente foi mapeada por Mejia et al., (1983) na carta 130 de Santa Fe de Antioquia a escala 1:100.000 e, recentemente, este mapeamento foi detalhado pelo SGC (Correa et al., 2017) em uma escala 1:50.000, incluindo as seguintes unidades de relevância para o presente trabalho:

Formação Barroso: unidade inicialmente descrita como membro vulcânico do Grupo Cañas-Gordas por Alvarez (1971) e posteriormente denominada Formação Barroso por Alvarez & Gonzáles (1978), com localidade tipo no rio Barroso do município Salgar (Antioquia). É mapeada na parte nordeste da Cordilheira Ocidental, entre o município Hispania e o município Ituango (Antioquia), com uma tendência N-S, um comprimento aproximado de 150 km e uma largura máxima de 15 km (Rodriguez & Arango, 2013). A formação é considerada por vários pesquisadores como uma parte do *plateau* oceânico (e arcos associados) que foi acrecionado na margem continental ao final do Cretáceo (p.e. Kerr et al., 1997; Villagómez et al., 2011; Weber et al., 2015; Hincapié-Gómez et al., 2017). Ela registra idades radiométricas e bioestratigráficas entre o Albiano e Cenomaniano (p.e. Toussaint & Restrepo, 1978; Etayo et al., 1980 em Rodriguez & Arango, 2013).

Na área de estudo, a formação é composta principalmente por rochas vulcânicas intercaladas com pacotes de *Chert* (Alvarez & González, 1978), diferenciando-se dois membros: um membro vulcânico, conformado por basaltos de textura afanítica e basaltos com amígdalas preenchidas de carbonatos, e um membro vulcânico-sedimentar, que inclui sequências de *chert* isoladas com capas laminares e bandeadas e, em menor proporção, arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados, assim como tufos líticos-cristalinos e aglomerados vulcânicos em sequências rítmicas. Tem contato conforme e localmente tectônico com a Formação Penderisco, contato intrusivo com o Tonalito de Santa Fé e Buriticá, e contato inferido com a unidade Diabásios de San José de Urama (Figura 3.1).

No trabalho de Weber et al., (2015) é mencionada a unidade Felsitas presentes na Formação Barroso, composta por intrusões descontínuas que afetam a sequência vulcânica em forma de diques e pequenos stocks. Estas rochas são associadas geneticamente ao Tonalito de Santa Fé e o Tonalito de Buriticá (Weber et al., 2015).

Tonalito de Santa Fe: inicialmente foi descrito por Alvarez & González (1978) como Batólito de Sabanalarga, redefinido por Nivia & Gomez (2005) como Gabros de Santa Fe para a porção exposta a oeste da Falha Cauca-Almaguer e finalmente reavaliado por Correa et al. (2017) como Tonalito de Santa Fe, sem incluir o corpo ígneo exposto no município de Sabanalarga (chamado Cuarzodiorito de Sabanarlaga).

O tonalito na zona de trabalho tem exposição ao longo do Rio Cauca, com uma tendência geral N-S e uma extensão de 368 km². Está composto de tonalitos ricos em hornblenda variando em suas bordas a dioritos e gabros hornblendíticos (Alvarez & González, 1978). Registra uma idade K-Ar em hornblenda de 98±3 Ma (González & Londoño, 1998) e uma idade ⁴⁰Ar-³⁹Ar em anfibólio ao redor de 90 Ma (Vinasco & Cordani, 2012), idades interpretadas como produto do resfriamento da unidade. Embora, recentemente é registrada para o tonalito uma idade média U-Pb por LA-ICP-MS em zircão de 85±2 Ma por Correa et al. (2017), indicando idade de cristalização mais nova das publicadas anteriormente. Dados geoquímicos no tonalito mostram anomalias negativas de Nb, Ta e Ti, com alta concentração de LILEs, interpretados como típicos de rochas formadas em ambiente de subducção, com geração de fundidos parciais a partir de rochas máficas com hornblenda (Weber et al., 2015).

O batólito tem contato tectônico com rochas metamórficas do Complexo Arquía e rochas sedimentares da Formação Amagá, e contato intrusivo e tectônico com rochas vulcânicas da Formação Barroso e da Unidade Diabásios de San José de Urama. Estes contatos tectônicos são controlados pelas falhas Cauca-Almaguer e Tonusco que desenvolvem rochas miloníticas nas duas bordas (González, 2010; Correa et al., 2017; Figura 3.1). O corpo de Basaltos Loma de Rodas (corpo sub-vulcânico de estudo) está dentro do Tonalito de Santa Fé e sua relação estrutural não foi vista em campo (Figura 3.1).

Tonalito de Buriticá: unidade intrusiva menor, encontrada na literatura com nomes diferentes: Diorita Cuarzosa (Grosse, 1926), Apófisis do Plutón de Sabanalarga (Alvarez & González, 1978), Plutón de Buriticá (Mejía et al., 1983), Stock de Buriticá (González et al., 1997) e Tonalito de Buriticá (González & Londoño, 2002), sendo este último nome usado em publicações recentes (p.e Weber et al., 2015; Correa et al., 2017). A unidade é localizada a oeste do município de Buriticá (Figura 3.1), tem uma forma alongada com tendência N-S e é composta por tonalitos de grão meio e, em menor proporção, dioritos de grão fino (González & Londoño, 2002). Weber et al. (2015) registra uma idade U-Pb por LA-ICP-MS em zircão de aprox. 100 Ma, interpretada como a idade de cristalização do tonalito e Correa et al. (2017)

mostra uma idade de 92 Ma, utilizando o mesmo método. O tonalito apresenta contato intrusivo e tectônico com o Andesito de Guarco, a Formação Barroso e a Unidade Diabásios de San José de Urama, sendo afetado pela Falha Tonusco (Figura 3.1).

Diabásios de San José de Urama: unidade inicialmente incluída na Formação Barroso por Mejía & Salazar (1989) e, posteriormente, separada desta unidade por Rodriguez & Arango (2013), com base em diferenças geoquímicas. Esta unidade é associada por Rodriguez et al., (2012) ao *plateau* oceânico da CLIP, no qual é desenvolvido um arco plutônico- vulcânico representado pelo Tonalito de Santa Fe e Formação Barroso. A unidade tem uma idade ^{40}Ar - ^{39}Ar em rocha total de 155 ± 11 Ma com alto erro analítico (Rodriguez & Arango, 2013), e uma idade *plateau* pelo mesmo método de 97 ± 6 Ma (Correa et al., 2017). Na área de estudo, os diabásios estão localizados em blocos aleatórios com tendências N-S e NE-SO, apresentando um bloco maior na parte norte da zona que está em contato intrusivo com o Andesito de Guarco (Correa et al., 2017, Figura 3.1). Uma amostra de diabásio (LC-04-B) foi obtida para analisar este embasamento na área.

Andesito de Buriticá: definido por Alvarez & González (1978), está localizado dentro da zona de trabalho ao sul da vila de Buriticá (Figura 3.1) e possui uma tendência N-S, com forma alongada e área de aprox. $2,5 \text{ Km}^2$. É constituído por andesitos de textura afanítica e microporfirítica, com microfenocristais de plagioclásio e hornblenda presentes em uma matriz verde-cinza (Mejia et al., 1983). Apresenta uma idade resfriamento ^{40}Ar - ^{39}Ar em hornblenda de 7.41 ± 0.4 Ma e constitui a rocha encaixante de uma importante mineralização do tipo epitermal de sulfatação intermediária (Deposito de Buriticá), a qual tem uma idade de alteração ^{40}Ar - ^{39}Ar em moscovita de 7.74 ± 0.08 Ma (Lesage, et al., 2013). O Andesito é caracterizado por Lesage et al., (2013) como calcio-alcalino alto em K, de afinidade de arco continental, cuja mineralização é de origem magmática, apresentando semelhanças significativas com os depósitos do Cinturão Metalogénico do Cauca Meio do Mioceno Superior.

3.2 Geologia Estrutural

As estruturas presentes na área de estudo são representadas por sistemas de falhas transcorrentes, com tendência geral N20°W, que dividem a zona em três compartimentos estruturais (Figura 3.1). As principais falhas correspondem à Falha Regional Cauca-Almaguer e as falhas Tonusco e Guasabra (Mejía, 1984; Correa et al., 2017).

Falha Cauca-Almaguer: faz parte do Sistema de Falhas Cauca-Romeral (p.e. Grosse, 1926; Alvarez & González, 1978; Cediel et al., 2003), o qual é considerado por vários autores como a zona de sutura entre crosta de afinidade oceânica e crosta de afinidade continental (p.e. Maya & González, 1995). Esta zona de sutura é composta por três traços principais correspondentes à Falha San Jerônimo, Falha Silvia-Pijao e a Falha Cauca-Almaguer, que foram caracterizadas por Maya & González (1995) como limites tectônicos de terrenos complexos presentes na Cordilheira Central e Ocidental da Colômbia. Assim, a Falha Cauca-Almaguer corresponde ao limite entre o Complexo Arquía e as sequências vulcanosedimentares da Cordilheira Ocidental, representando a zona de acreção dos fragmentos da CLIP na margem de América do Sul durante o Campaniano (~75–70 Ma), de acordo com Villagómez & Spikings (2013).

Na zona de trabalho, o traço da falha está localizado na margem leste, apresenta uma tendência N-S, com indicadores cinemáticos que mostram um movimento transcorrente, e põe em contato rochas do Tonalito de Santa Fe com rochas do Complexo Arquía e da Formação Amagá, até uma latitude de aprox. 6°41", onde não há mais exposição do Complexo Arquía e sim do Complexo Cajamarca que fica em contato tectônico com o tonalito (Figura 3.1). Ao longo da Falha Cauca-Almaguer são desenvolvidas zonas de deformação chamadas no mapeamento da área como Milonitos de Santa Fe (Correa et al., 2017; Figura 3.1)

Falha Tonusco: incluída no Sistema de Falhas a Oeste do Rio Cauca por Mejia (1984), possui direção geral N20°W, inclinação vertical e movimento transcorrente. Seu traço, na parte norte, corta rochas da Formação Barroso, os Diabásios de San José de Urama e o Tonalito de Buriticá e, na parte sul, afeta rochas do Tonalito de Santa Fe, com desenvolvimento de milonitos (Figura 3.1). O limite ocidental de um dos corpos sub-vulcânicos (chamado aqui Stock El Cativo) é limitado por essa falha, colocando-o em contato tectônico com rochas da Formação Barroso (Figura 3.1).

Falha Guasabra: também é incluída no Sistema de Falhas a Oeste do Rio Cauca e apresenta direção N-S, inclinação vertical e movimento transcorrente sinistral (Mejia, 1984). Está localizada na margem oeste da zona de trabalho e corta rochas vulcanos-sedimentares da Formação Barroso e rochas sedimentares da Formação Penderisco (Figura 3.1). No setor sul da área há uma falha satélite desta estrutura que limita a borda leste de um corpos sub-vulcânico (Stock de San Juan), colocando-o em contato tectônico com basaltos da Formação Barroso (Figura 3.1).

Sintetizando, a geologia local da área de estudo está constituída pelo embasamento da Cordilheira Ocidental (representado pela Formação Barroso), o qual é intrudido por vários corpos de variada composição (incluindo os corpos sub-vulcânicos estudados), e afetado por falhas transcorresntes de tendências N-S. Na zona, esse embasamento está em contato tectônico com rochas do Complexo Cajamarca e com rochas da zona de sutura Cauca-Romeral (Complexo Arquía), através da Falha Cauca-Almaguer, representando uma região de terrenos acrecionados à margem continental.

Assim, um estudo interdisciplinar sobre os corpos sub-vulcânicos, que afetam esse embasamento, poderiam evidenciar diversos processos geológicos associados a está região (caracterizada por ter limites de terrenos), com possíveis implicações tectônicas regionais. Para isso, os corpos são analisados através de estudos de petrografia, geoquímica de elementos maiores e traços, geocronologia U-Pb por SHRIMP em zircão e geoquímica isotópica pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd, cujos resultados são expostos em breve.

4. Resultados

4.1 Descrição de Campo e Petrografia

Os corpos sub-vulcânicos estudados foram caracterizados a partir de 26 descrições petrográficas, das quais 15 foram analisadas neste trabalho e 11 foram obtidas do mapeamento da área (Correa et al., em preparação). A classificação das amostras foi feita com base no triângulo QAP para rochas vulcânicas de Streckeisen (1978) (Figura 4.1), utilizando porcentagem modal mostrada na Tabela 4.1, com 300 pontos contados em média e tendo em conta além a porcentagem de SiO₂ (dada nas análises geoquímicas) para discriminar entre Basalto (SiO₂ < 52%) e Andesito (SiO₂ > 52%), baseados em Le Meitre (2002).

Assim, os corpos foram denominados aqui como: Basaltos La Aldea, Stock El Cativo, Andesito de Guarco (tomado de Correa et al., 2017), Corpos menores La Tolda/San Carlos, Stock de San Juan e Basaltos Loma de Rodas (Figura 4.2), cujos nomes foram dados de acordo com sua classificação petrográfica (ou dimensão) e localização geográfica. As características petrográficas (macro e microscópicas) mais relevantes de cada corpo são descritas a seguir.

Figura 4.1. Classificação petrográfica dos corpos sub-vulcânicos estudados, baseada no diagrama modificado de Streckeisen (1978).

Tabela 4.1. Composição modal dos corpos sub-vulcânicos estudados.

Amostra	Pl	Cpx	Qtz	Anf	Op	Ttn	Ap	Zrn	Sauss	Ser	Ep	Cal	Chl	Prh	Zeo	Matriz	Veios	Amig	Textura	Classificação Petrográfica
LC-01-A	50	27			4			Tr	X	X			X			19			Porfírica	Basalto
LC-01-B	64	14	6		4		Tr		X	X	X		3				9		Porfírica	Basalto
901337	41	36	8		15					X			X						Porfírica	Basalto
901230	55	40	2		2				X	X									Microporfírica	Basalto
LC-02-A	12		10	7	2		Tr	Tr	X							68	1		Microporfírica	Dacito
LC-02-B	54	19	10	4	7		Tr		X		X	X	4					2	Microporfírica	Basalto
901168	25		5		Tr						X		X			70			Porfírica	Basalto
901217	46		17	21	16				X				X						Porfírica	Dacito
LC-03-A	52	9			7			Tr	X	X	X					32			Porfírica	Andesito
901204	61	23	10		2				X	X			X			4			Porfírica	Andesito
901207	24		2	15	2			Tr	X	X						57			Porfírica	Andesito
901271	42											X	X			58			Porfírica	Andesito
LMC-231	26	4	17		5		Tr	Tr	X	X	X	X		2		46			Porfírica	Dacito
LC-04-B	44	41	3		3				X				6			3			Ofítica	Diabásio
LC-04-D	29	1	8			Tr					X		X			59		3	Porfírica	Dacito
LMC-297	39	41	1		6				X				8				5		Ofítica	Diabásio
LC-05-B	23	24	6		3				X	X			1			42		1	Microporfírica	Basalto
901240	70	22	2		4				X	X		2							Hipidiomórfica	Gabro
901272	42	30	3		Tr	16							9						Hipidiomórfica	Cuarzo-gabro
LC-06-A	12		5		1			Tr	X				X			75	2		Microporfírica	Dacito
LC-06-B	10		3		1				X				X			80	4		Microporfírica	Dacito
901309	32			31	3						X		X			34			Porfírica	Andesito
901335	61	6										5		28					Porfírica	Andesito
LC-07-A	40		4	27	7				X	X						22			Porfírica	Basalto
LC-07-B	44	6	8	19	4		1		X	X						17	1		Porfírica	Basalto
LC-07-C	53		13	14	6		Tr	Tr	X	X			X			13	1		Afanítica	Basalto

Abreviaturas: Pl: Plagioclásio; Cpx: Clinopiroxênio; Anf: Anfibólio; Op: Minerais Opacos; Ttn: Titanita; Ap: Apatita; Zrn: Zircão; Sauss: Saussurita; Ser: Sericita; Ep: Epidoto; Cal: Calcita; Prh: Prehnita; Zeo: Zeolita; Amig: Amigdalas.

Figura 4.2. Localização das análises feitas nos corpos sub-vulcânicos. Observe-se, além disso, localização de dados geoquímicos extraídos de Rodríguez et al. (2012), Rodríguez & Arango (2013), Lesage (2011), e Weber et al. (2015) e dados geocronológicos obtidos de Maya (1992), Leal-Mejía (2011), Lesage (2011) e Correa et al. (2017), encontrados nas rochas ígneas da área. Mapa geológico extraído de Correa et al., 2017.

4.1.1 Basaltos La Aldea

O corpo de Basaltos La Aldea possui uma forma alongada, com área de 0,7 km² e está em contato intrusivo inferido com o membro sedimentar da Formação Barroso (Figura 4.2). Apresenta afloramentos com intemperismo moderado/forte e fraturamento local (Figura 4.3A-B). É constituído principalmente por rochas de textura porfirítica, compostas por fenocristais de plagioclásio alterado e, em menor proporção, minerais máficos presentes em uma matriz afanítica cinza (Figura 4.3C).

Figura 4.3. Exposição em campo do corpo Basaltos La Aldea. A) Afloramento do corpo com fraturamento e intemperismo; B) detalhe do nível de intemperismo; C) Rocha moderadamente fresca com textura porfirítica.

Deste corpo foram coletadas duas amostras: LC-01-A e LC-01-B (Figura 4.2), classificadas Macroscopicamente como basaltos de textura porfirítica, compostas principalmente por fenocristais de plagioclásio, microfenocristais de clinopiroxênio e cristais com textura esqueletal presentes em uma matriz afanítica (Figura 4.4). A matriz observada na amostra LC-01-A possui duas frações, uma fração microcristalina com clinopiroxênio, quartzo e minerais opacos e uma fração vítrea com material de argila e calcita disseminada (Figura 4.4A-B), e a matriz da amostra LC-01-B é composta principalmente por microcristais de plagioclásio tabular entrecruzados e cristais de clinopiroxênios (Figura 4.4C-D). Por seu lado, as análises 901337 e 901230, que foram realizadas pelo SGC, correspondem a basaltos de textura porfirítica e microporfirítica, respectivamente.

Figura 4.4. Aspecto microscópico do corpo Basaltos La Aldea, A e B) LC-01-A em *polarized light* (PPL) e *cross polarized light* (XPL) respectivamente, observa-se a textura porfírica com fenocristal de plagioclásio (Pl) em uma matriz composta por clinopiroxênio (Cpx), minerais opacos (Op) e vidro; C) LC-01-B em XPL, cristal de plagioclásio sem bordas definidas em matriz microcristalina. D) LC-01-B em XPL, detalhe da matriz microcristalina.

Neste corpo, o plagioclásio varia entre 50-64% do conteúdo modal e está presente como fenocristal, microfenocristal e alguns como microcristais na matriz. Todos os cristais estão parcialmente sericitizados e saussuritizados (Figura 4.4). Possui inclusões de clinopiroxênio, minerais opacos e apatita.

O clinopiroxênio tem uma porcentagem modal variável entre 13 e 36%, é observado como microfenocristal e microcristal, de hábito subédrico prismático com bordas tanto retas como difusas (Figura 4.4). Na amostra LC-01-A os clinopiroxênios estão localizados na matriz, em torno dos fenocristais de plagioclásio e associados espacialmente com minerais opacos (Figura 4.4B); e na amostra LC-01-B os cristais são afetados por cristais de plagioclásio, também encontrados na matriz (Figura 4.4D).

Os cristais com textura esquelética (ou pseudomorfo de mineral máfico) são fenocristais e microfenocristais completamente cloritizados, com um conteúdo modal de 1 a 8% (somado no conteúdo modal dos clinopiroxênios). Os esqueletos têm fraturas preenchidas com epidoto e alguns setores apresentam remanescentes de clinopiroxênio.

Cristais de quartzo estão presentes nas amostras LC-01-B, 901337 e 901230, o qual é observado intersticial entre os microcristais da matriz (Figura 4.4D), com um conteúdo modal entre 2 e 6%.

As amostras têm como acessórios cristais de minerais opacos, zircão e apatita, em quantidades < 5%, localizados na matriz e como inclusões em outros minerais. Os minerais opacos são anédricos, a maioria deles envoltos por óxidos; o zircão é muito escasso, com forma euédrica, hábito bipiramidal e tamanho < 0,1 mm, presente como inclusão em cristais de plagioclásio; e os cristais de apatita são euédricos, de hábito prismático alongado e com largura aprox. de 0.3 mm.

4.1.2 Stock El Cativo

O Stock El Cativo apresenta dois tipos de rochas sub-vulcânicas com mineralogia, texturas e alterações distintivas, sendo o corpo mapeado pelo SGC com base no contraste morfológico que apresenta na área de exposição. Apresenta uma forma semi-arredondada, com área de 2.7 km² e está em contato inferido com basaltos da Formação Barroso, segundo o mapeamento do corpo (Figura 4.2). Para este stock foram coletadas duas amostras: LC-02-A e LC-02-B.

A amostra LC-02-A foi coletada na parte nordeste do corpo (Figura 4.2), onde foram observados afloramentos com forte intemperismo, desenvolvimento de saprólito cor laranja e fraturamento intenso, encontrando-se em alguns setores o contato intrusivo com a Formação Barroso (Figura 4.5D). Macroscopicamente a amostra foi classificada como um Dacito de textura microporfirítica, constituído por cristais de plagioclásio, quartzo e minerais máficos presentes em uma matriz afanítica criptocristalina (Figura 4.5). Além disso, foram observados vários veios preenchidos de epidoto, com halos de alteração de 1 a 2 mm de largura (Figura 4.5C).

Figura 4.5. Exposição em campo do Stock El Cativo no local de amostragem da LC-02-A. A) Afloramento do Stock El Cativo com intemperismo e fraturamento; B) detalhe da rocha em afloramento; C) Rocha fresca de textura microporfirítica com veios e halos de alteração; D) contato intrusivo com rochas da Formação Barroso

A LC-02-A foi classificada como um dacito com textura microporfirítica, composto por fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, quartzo, anfibólio e cristais com textura esqueletal (substituídos por epidoto) presentes em uma matriz felsítica (Figura 4.6). A maioria dos componentes cristalinos apresentam texturas de desequilíbrio, observando-se bordas de reação nos cristais de quartzo (mistura?) e bordas difusas nos cristais de plagioclásio (Figura 4.6B). Além disso, observa-se uma forte alteração de epidoto, tanto disperso na matriz como concentrado em fraturas, e afetando também os cristais com textura esqueletal (Figura 4.6D).

Figura 4.6. Aspecto microscópico do Stock El Cativo na amostra LC-02-A. A e B) *Plane polarized light* (PPL) e *cross polarized light* (XPL) respectivamente, observa-se a textura microporfirítica com microfenocristais de quartzo (Qtz) e plagioclásio (Pl). C) XPL, cristal de quartzo com borda de reação e anfibólio alterado com textura de substituição parcial. D) XPL, cristal com textura esquelética substituído por epidoto (Ep).

Por outro lado, a amostra LC-02-B foi coletada no núcleo do corpo (Figura 4.2), em uma colina de encostas inclinadas a suaves (Figura 4.7A), onde os afloramentos apresentam intenso intemperismo, com abundante vegetação e forte fraturamento (Figura 4.7B-C). Macroscopicamente, a amostra foi classificada como basalto com textura microporfirítica, composto por cristais de plagioclásio e máficos presentes em uma matriz afanítica (Figura C-D).

A.

B.

C.

D.

Figura 4.7. Exposição em campo do Stock El Cativo no local de amostragem da LC-02-B. A) Expressão morfológica do stock; B) Afloramento com alto fraturamento e vegetação; C) Rocha com setores brancos por intemperismo e/ou alteração; D) Rocha fresca de textura microporfírica em matriz afanítica cor cinza

Microscopicamente, a amostra foi classificada como basalto de textura microporfírica, composto por microfenocristais e microcristais de clinopiroxênio e plagioclásio (em menor proporção) presentes em uma matriz microlítica (Figura 4.8). A matriz é constituída por plagioclásio tabular, clinopiroxênio e minerais opacos, com quartzo intersticial e uma fração vítrea substituída em parte por clorita massiva (Figura 4.8A-B). Possui amígdalas compostas de quartzo e calcita, observando-se cristais de hornblenda acicular ao seu redor, formando-se uma textura ocelar (Figura 4.8C-D).

Figura 4.8. Aspecto microscópico do Stock El Cativo na amostra LC-02-B. A e B) *Plane polarized light* (PPL) e *cross polarized light* (XPL) respectivamente, observa-se sua textura microporfírica, com microfenocristais de clinopiroxênio (Cpx) em matriz microlítica que possui plagioclásio (Pl), clinopiroxênio (Cpx) e quartzo (Qtz). C) XPL, amígdala preenchida de calcita (Cal) no centro e quartzo nas bordas (Qtz) com halo de hornblendas (Hbl), formando uma textura ocelar; D) PPL, Contato de halo de hornblenda com a matriz principal da lâmina.

O plagioclásio (54%) está presente principalmente na matriz como microcristal subédrico de habito tabular. Observam-se alguns microfenocristais deste mineral completamente saussuritizados (Figura 4.8D).

O clinopiroxênio (19%) é observado como microcristal euédrico de habito prismático curto e como microfenocristal subédrico com bordas irregulares e difusas (Figura 4.8). Os microfenocristais estão em desequilíbrio com a matriz, isto indicado pelas bordas difusas que apresentam (reabsorção?). O quartzo tem 10% do conteúdo modal, correspondente a microcristais anédricos (com bordas difusas) disseminados na matriz, com inclusões aciculares de apatita.

Entre os minerais acessórios, apresentam-se: diminutos cristais opacos disseminados na matriz, apatita como inclusão nos cristais de quartzo e cristais de hornblenda. A hornblenda apresenta um 4% do conteúdo modal, tem um hábito prismático alongado e forma uma textura ocelar em torno das vesículas presentes (Figura 4.8C-D), indicando uma formação em estágios finais da cristalização magmática.

Por seu lado, as análises feitas pelo SGC para este corpo correspondem à 901217 (localizada próxima a LC-02-A) e à 901168 (localizada na borda do stock) (Figura 4.2). Foram classificadas como dacito e basalto, de texturas porfiríticas em uma matriz microcristalina, com presença de anfibólio na 901217.

A partir da descrição petrográfica, é observável que o Stock El Cativo apresenta variação mineralógica e textural entre o núcleo e às bordas, onde no núcleo do corpo possui basaltos com cristais de clinopiroxênio em uma matriz microlítica (LC-02-B), na porção intermediária tem dacitos com cristais de plagioclásio, quartzo e hornblenda (LC-02-A e 901217), e nas bordas apresenta dacitos, sem presença de minerais máficos (901168).

Por outro lado, vários setores deste corpo apresentam alteração hidrotermal propilítica, indicada pela presença de minerais secundários de epidoto, clorita e calcita, que se sobrepõem a minerais primários, além da existência de fraturas preenchidas de epidoto e material argiloso (com halos de alteração cor verde). Além disso, em campo foram observados afloramentos com colorações brancas e verdes marcantes (Figura 4.7C).

4.1.3 Andesito de Guarco

O Andesito de Guarco, denominado assim pelo SGC no mapeamento da área (Correa et al., 2017), está localizado na parte norte da zona de estudo, apresenta uma forma irregular e tem uma área de 5.5 Km², sendo o corpo de maior dimensão em relação aos outros corpos estudados. É constituído por andesitos de textura porfirítica (com alguns dacitos), compostos por fenocristais de plagioclásio presentes em uma matriz afanítica cinza-verde, com alguns cristais máficos (Figura 4.9C). Os afloramentos do corpo apresentam moderado a forte intemperismo, com desenvolvimento de saprolito e são afetados por zonas de cisalhamento em vários setores (Figura 4.9A). O corpo está em contato intrusivo com a Formação Barroso (Figura 4.9D), a unidade Diabásios de San José de Urama e o Tonalito de Buriticá (Figura 4.2).

Figura 4.9. Exposição em campo do Andesito de Guarco. A) Afloramento com intemperismo e fraturamento; B) Detalhe da rocha em afloramento onde observa-se o grau de intemperismo; C) Textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio alterados e cristais máficos em menor proporção; D) Contato intrusivo com rochas da Formação Barroso observado no setor “Loma de Sinsierco”

Para o corpo foi analisada a amostra LC-03-A. Microscopicamente foi classificada como andesito com textura porfirítica composta por fenocristais e microfenocristais de plagioclásio em uma matriz hipocristalina (Figura 4.10A-B). Sua classificação de Andesito é sustentada além pela porcentagem de SiO_2 (55,52%) registrada na análise química feita na amostra (ver capítulo de Geoquímica Elementar). A matriz é constituída por microcristais de plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos, e por vidro parcialmente desvitrificado, com esferulitos (Figura 4.10A).

Figura 4.10. Aspecto microscópico do Andesito de Guarco. A e B) LC-03-A em *Plane polarized light* (PPL) e *cross polarized light* (XPL) respectivamente, observa-se textura porfírica com fenocristais de plagioclásio (Pl) em matriz hipocristalina com vidro esferulítico e microcristais de clinopiroxênio (Cpx) e minerais opacos (Op); C) 901204, XPL, fenocristais de plagioclásio, quartzo (Qtz) e clinopiroxênio em matriz microlítica (tomado de análise petrográfica do SGC); D) LMC-231, XPL, fenocristais de plagioclásio e quartzo (Qtz) em matriz microlítica fluidal com máficos cloritizados.

O plagioclásio representa o 52% do conteúdo modal, correspondente a fenocristais e microfenocristais anédricos com bordas difusas e a microcristais subédricos de hábito tabular. Apresenta forte sericitização e saussuritização e muitos cristais tem fraturas preenchidas com um material de argila branco.

O clinopiroxênio tem 9% do conteúdo modal, está presente como microcristal na matriz, tem uma forma euédrica com hábito prismático e possui uma cor marrom produto do intemperismo (Figura 4.10A-B). Alguns cristais estão afetados por clorita secundária.

Os minerais opacos representam 7% do conteúdo modal e estão presentes na matriz, com formas subédricas e euédricas (Figura 4.10A-B). Os acessórios são escassos, com alguma

presença de zircão e cristais com textura esquelética. O zircão é euédrico, de hábito prismático curto e comprido, incolor e de tamanho $< 0,05$ mm. São observadas algumas amígdalas preenchidas de epidoto-clorita, assim como titanita disseminada.

Nas descrições das análises 901207, 901204 e LMC-231 observam-se uma matriz microlítica e presença de quartzo com baixo conteúdo modal (Figura 4.10C-D). O quartzo é presente como fenocristal e microfenocristal de hábito bi-piramidal com bordas arredondadas e baias de corrosão. Também é observado quartzo intersticial na matriz. Além disso, a amostra 901207 registra cristais de hornblenda como fase mineral máfica, e a amostra 901271 não apresenta nenhum mineral máfico, composta apenas de plagioclásio em uma matriz microcristalina.

Em termos gerais, o corpo apresenta uma leve variação mineralógica e textural ao longo dele, com predomínio de minerais de plagioclásio e clinopiroxênio e presença local de quartzo bi-piramidal e hornblenda. Petrograficamente o corpo tem similaridade com o corpo Basaltos La Aldea, tendo semelhanças mineralógicas e texturais (Figura 4.4A-B e Figura 4.10A-B).

4.1.4 Corpos menores La Tolda/San Carlos

Os corpos menores, referidos aqui, correspondem a pequenas exposições de rocha com textura porfirítica, de dimensões em torno de 70.000 m^2 , encontrados nas localidades La Tolda e San Carlos, no centro da zona de estudo (Figura 4.2).

Na localidade La Tolda pode ser observada uma sequência de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas, com texturas afaníticas, ofíticas e porfiríticas. Nessa localidade foi encontrada uma exposição pontual de diabásios intrudidos por um corpo menor porfirítico de composição dacítica (Figura 4.11), onde foram coletadas duas amostras (LC-04-B e LC-04-D).

A amostra LC-04-B, correlacionada com a unidade Diabásios de San José de Urama, tem uma exposição pontual não mapeável na zona, e foi classificada macroscopicamente como diabásio com textura ofítica de cor cinza escuro, composto por cristais de plagioclásio e máficos (Figura 4.11C).

Figura 4.11. Contato intrusivo entre a unidade Diabásios de San José de Urama e um corpo menor com textura porfirítica. A) Afloramento em um córrego onde é observado os dois tipos de rocha; B) Dacito de textura porfirítica (LC-04-D); C) Diabásio (LC-04-B).

Microscopicamente LC-04-B foi classificada como um microgabro de textura ofítica (diabásio), composto por cristais de plagioclásio e clinopiroxênio (Figura 4.12A-B), com escassos cristais de quartzo, minerais opacos e presença de clorita massiva. O plagioclásio tem porcentagem modal de 44%, apresenta forma subédrica de hábito tabular e tamanho seriado entre 0,1 e 1,5 mm.

O Clinopiroxênio (41%) apresenta um hábito prismático e hexagonal, alguns com bordas difusas, e tem um tamanho seriado de 0,1 a 1 mm, (Figura 4.12A-B). Alguns cristais têm inclusões de apatita e fraturas.

Os minerais acessórios correspondem a: escassos microcristais de quartzo anédrico intersticial; minerais opacos anédricos e subédricos disseminados na amostra; e minerais de apatita com hábito prismático.

Figura 4.12. Características petrográficas contrastantes do Diabásio LC-04-B e do Dacito LC-04-D. A) LC-04-B em *cross polarized light* (XPL), com textura ofítica, B) LC-04-B em XPL, detalhe da textura ofítica; C) LC-04-D em XPL, com textura porfirítica composto por plagioclásio alterado, quartzo e esqueleto máfico substituído por epidoto-clinozoisita, em matriz felsítica. D) LC-04-D em XPL, fenocristal de quartzo bi-piramidal com coroa de reação e plagioclásio alterado a epidoto-clinozoisita.

Por sua vez, a amostra LC-04-D corresponde a um corpo menor com textura porfirítica que intrude o diabásio (Figura 4.11A). Está composta por fenocristais de plagioclásio e quartzo em uma matriz afanítica (Figura 4.11B).

Microscopicamente, a amostra foi classificada como dacito com textura porfirítica, composto por fenocristais e microfenocristais de plagioclásio fortemente alterados e, em menor proporção, por quartzo bi-piramidal presentes em uma matriz felsítica (Figura 4.12C-D). A matriz corresponde a 59% do conteúdo modal, é cripto e microcristalina e está composta de plagioclásio tabular e quartzo. Apresentam-se setores de alteração correspondentes a agregados de epidoto-clinozoisita, clorita, e, em menor quantidade, prehnita.

O plagioclásio (29%) está presente como fenocristal, microfenocristal e microcristal, com forte alteração a epidoto-clinozoisita, de forma subédrica e hábito tabular com bordas difusas (Figura 4.12D). Também são observados agregados de clorita, zeolita e prehnita.

O quartzo representa 8% do conteúdo modal, está presente como fenocristal, microfenocristal e microcristal, tem hábito bi-piramidal e apresenta bordas difusas, coroas de reação e abundantes baías de corrosão que mostram possivelmente desequilíbrio com a matriz (Figura 4.12D).

A amostra também apresenta amígdalas preenchidas de prehnita. Além disso, tem escassos cristais com textura esquelética, de hábito losango, preenchidos de agregados finos terrosos cor marrom que ocultam as propriedades originais do cristal (Titanita?).

Por outra parte, na localidade de San Carlos observam-se três corpos menores correspondentes a: gabros (901240), cuarzogabros (901272) e basaltos (LC-05-B). Os gabros e cuarzogabros apresentam texturas inequigranulares e os basaltos possuem textura microporfírica com matriz microlítica vítrea. Todos os corpos estão intrudindo sequências sedimentares da Formação Barroso (Figura 4.2 e Figura 4.13A).

Foi coletada a amostra LC-05-B do corpo de basalto mapeado pelo SGC (Figura 4.2), o qual tem uma área de 94.000 m² e apresenta afloramentos fortemente alterados e intemperizados (Figura 4.13C), com presença de rochas relativamente frescas em alguns setores. A amostra LC-05-B apresenta um aspecto cumulático, onde microfenocristais de plagioclásio alterado e cristais de minerais máficos estão concentrados em uma área da amostra (Figura 4.13D).

Microscopicamente a amostra foi classificada como basalto de textura microporfírica, composto por microfenocristais de esqueletos de plagioclásio presentes em uma matriz microlítica com clinopiroxênio, quartzo e vidro desvitrificado (Figura 4.14).

Os esqueletos de plagioclásio têm um conteúdo modal de 23%, correspondem a microfenocristais completamente saussuritizados e sericitizados (sem bordas claras) afetados por microcristais de clinopiroxênios que estão sobrepostos neles (Figura 4.14A-B).

Figura 4.13. Exposição em campo de corpos menores intrusivos na localidade de San Carlos. A) Contato intrusivo entre o cuarzogabro (901272) e rochas sedimentares da Formação Barroso; B) Afloramento do basalto porfirítico (LC-05-B) fortemente intemperizado; C) Detalhe do afloramento evidenciando o intemperismo e fraturamento; D) Rocha relativamente fresca de LC-05-B mostrando uma textura microporfírica com aspecto cumulático, em matriz cinza

O clinopiroxênio representa 24% do conteúdo modal, é constituído por microcristais e escassos microfenocristais disseminados na matriz, com hábito hexagonal e prismático curto (Figura 4.14C-D). Os cristais de quartzo tem conteúdo modal de 6%, são intersticiais e apresentam inclusões de apatita com habito acicular. Entre os acessórios podem ser encontrados escassos cristais opacos (de formas quadradas) e minerais de apatita. Além disso, são observadas amígdalas arredondadas preenchidas de material argiloso e sílica.

Este corpo menor pode ser associado com a parte central do Stock El Cativo, apresentando cristais de clinopiroxênio como mineral predominante em matriz microlítica.

Figura 4.14. Aspecto microscópico de LC-05-B. A e B) *Plane polarized light* (PPL), *cross polarized light* (XPL) respectivamente, observa-se uma textura microporfirítica, com microfenocristais de esqueletos de plagioclásio (Pl) sem bordas definidas e completamente saussuritizados e sericitizados em matriz microlítica com clinopiroxênio (Cpx) em vidro desvitrificado; C e D) PPL e XPL respectivamente, detalhe de microfenocristais de clinopiroxênio com algumas bordas difusas e misturadas com a matriz.

4.1.5 Stock de San Juan

O Stock de San Juan está localizado próximo à localidade de Caicedo, é de forma semi-elipsoidal e possui uma área aproximada de 0,4 km² (Figura 4.2). Apresenta uma morfologia de colina arredondada, com encostas inclinadas, bem notória em campo (Figura 4.15A), tendo exposição de rocha no sopé e em córregos que o cortam. Os afloramentos do sopé correspondem a paredes de rocha dura com abundante vegetação (Figura 4.15B), enquanto que nos córregos a exposição da rocha é mais intemperizada e fraturada (Figura 4.15C). Deste corpo foram coletadas duas amostras: LC-06-A, no sopé, e LC-06-B, em um córrego próximo, correspondendo as duas ao mesmo tipo de rocha.

Figura 4.15. Exposição em campo do Stock de San Juan. A) Expressão morfológica do Stock de San Juan correspondente a uma colina arredondada com encostas inclinadas; B) Afloramentos do corpo no sopé da colina; C) Afloramento do corpo em um córrego com forte intemperismo e fraturamento; D) Rocha relativamente fresca com microfenocristais de plagioclásio em matriz afanítica cinza clara.

Macroscopicamente, as amostras correspondem a uma rocha com textura microporfirítica, composta por microfenocristais anédricos de plagioclásio branco presentes em uma matriz afanítica marrom, com material argiloso evidenciado pela rápida absorção em contato com a água (Figura 4.15D).

Microscopicamente, as duas amostras (LC-06-A e LC-06-B) foram classificadas como dacitos (Tabela 4.1), com forte alteração hidrotermal por produto da interação com a água de mar, evidenciado na presença de argilas.

As amostras apresentam uma textura microporfirítica, compostas por microfenocristais de plagioclásio moderadamente alterado presentes em uma matriz felsítica (na sua maioria criptocristalina) com alguns microcristais de quartzo e plagioclásio observáveis (Figura 4.16D). As lâminas das amostras têm uma coloração vermelho-laranja devido à forte presença

de argilas dispersas na matriz, as quais estão presentes na forma de agregados finos cor marrom, com birrefringência de segunda ordem (Figura 4.16C-D).

Figura 4.16. Aspecto microscópico do Stock de San Juan. A e B) LC-06-B, *Plane polarized light* (PPL), *cross polarized light* (XPL) respectivamente, observa-se a textura microporfirítica do corpo em matriz felsítica, com microfenocristais de plagioclásio (Pl); C e D) LC-06-A, PPL e XPL respectivamente, detalhe da matriz felsítica composta por microcristais de plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz), Biotita (Bt) e argilas de alteração.

O plagioclásio representa 9 a 10% do conteúdo modal, está presente como microfenocristal e possui forma subédrica e habito tabular. Apresenta moderada saussuritização em agregados escurecidos e inclusões de biotita com halos de oxidação.

O quartzo (entre 5-3%) principalmente é criptocristalino, conformado a maior parte da matriz, onde pode ser observados alguns microcristais incolores, anédricos com bordas difusas e tamanhos < 0.1 mm.

Os acessórios correspondem a escassos microcristais de biotita e minerais opacos disseminados na matriz. A biotita é de forma subédrica, com habito tabular e bordas difusas, apresentando halos de oxidação (Figura 4.16C). Os cristais opacos são anédricos e euédricos (de forma quadrada), com halos vermelhos. Também observa-se presença de fraturas descontínuas preenchidas de argilas e óxidos.

O corpo corresponde à rocha mais alterada da área de estudo, localizado na parte mais sudoeste e afastado da zona de sutura Cauca-Almaguer (Figura 4.2).

4.1.6 Basaltos Loma de Rodas

O corpo de Basaltos Loma de Rodas apresenta uma dimensão menor, com uma área aproximada de 0.12 km², aflorando dentro do Tonalito de Santa Fe. A expressão morfológica do corpo corresponde a uma colina arredondada com encostas de pendentes inclinados (Figura 4.17A). Possui afloramentos expostos ao longo da colina que estão muito fraturados, intemperizados e com abundante presença de vegetação (Figura 4.17A).

Deste corpo foram coletadas as amostras LC-07-A, LC-07-B e LC-07-C, localizadas de base para o topo do corpo, respectivamente. As amostras mostram uma variação textural do corpo, passando de uma textura porfírica com matriz microcristalina na base, para uma textura porfírica com matriz microlítica no meio e uma textura afanítica no topo (Figura 4.17E-G).

Macroscopicamente, a amostra LC-07-A possui fenocristais anédricos de plagioclásio branco/verde, com tamanhos entre 2 e 4 mm, presentes em uma matriz microcristalina cinza escura (Figura 4.17E). A amostra LC-07-B tem fenocristais e microfenocristais de plagioclásio anédrico, com tamanhos entre 0.5 e 2 mm, presentes em uma matriz afanítica cinza (Figura 4.17F). E a amostra LC-07-C corresponde a uma rocha vulcânica afanítica de cor cinza, composta por microcristais de plagioclásios e cristais máficos (Figura 4.17G).

Figura 4.17. Exposição em campo do corpo Basaltos Loma de Rodas. A) Morfologia de colina arredondada sobressalente na zona. B, C e D) distintos segmentos de afloramentos ao longo da colina localizados de baixo para cima; E) Amostra LC-07-A, Basalto porfirítico; F) Amostra LC-07-B, Basalto microporfirítico com plagioclásios de menor tamanho a LC-07-A; G) Amostra LC-07-C, Basalto de textura afanítica.

Em lâmina, observa-se uma mineralogia semelhante nas três amostras com plagioclásio alterado e cristais de hornblenda, porém, com distintos arranjos texturais.

A lâmina LC-07-A foi classificada como basalto de textura porfirítica, composto por fenocristais e microfenocristais de plagioclásio alterado e, em menor proporção,

microfenocristais de hornblenda presentes em uma matriz cripto e microcristalina composta por hornblenda, minerais opacos, sílice amorfo e plagioclásio alterado (Figura 4.A-B).

Nesta lâmina, o Plagioclásio (40%) varia de anédrico a subédrico (de hábito tabular com bordas difusas), sendo saussuritizado e, em menor proporção, sericitizado (Figura 4.18A-B).

A hornblenda (27%) corresponde a microfenocristais e, em maior quantidade, a microcristais anédricos, com bordas difusas, de cor verde/amarela e birrefringência moderada de segunda ordem (Figura 4.18A-B). O mineral possui uma moderada alteração a clorita verde, tem inclusões de minerais opacos e apresenta fraturas.

Os minerais opacos possuem um conteúdo modal de 7%, estão disseminados na matriz, possuem formas anédricas a subédricas, e tem tamanhos entre 0.1 e 0.3 mm. Por último, os acessórios correspondem quartzo e apatita. O quartzo apresenta-se na matriz, sem bordas claras; e a apatita corresponde a cristais prismáticos disseminados na matriz.

A lâmina LC-07-B também foi classificada como basalto de textura porfirítica, composta por fenocristais e microfenocristais de plagioclásio e, em menor proporção, de cristais com textura esquelética e hornblenda presentes em uma matriz microlítica. A matriz é constituída por vidro e microcristais de hornblenda e quartzo (em menor porcentagem), com bordas difusas que evidenciam texturas de desequilíbrio (Figura 4.18C).

Por sua vez, a lâmina LC-07-C foi classificada como basalto de textura afanítica, composto por microcristais de plagioclásio, hornblenda, quartzo e minerais opacos, assim como por uma fração de vidro (Figura 4.D).

Figura 4.18. Aspecto microscópico do corpo Basaltos Loma de Rodas. A e B) LC-07-A em *Plane polarized light* (PPL) e *cross polarized light* (XPL), respectivamente. Observa-se uma textura porfírica com fenocristal de plagioclásio (Pl) em uma matriz microcristalina de plagioclásio e hornblenda (Hbl). C) LC-07-B em XPL. Observa-se uma textura porfírica com fenocristais de plagioclásio e hornblenda em matriz microcristalina; D) LC-07-C em XPL, com textura afanítica e matriz composta por microcristais de plagioclásio e hornblenda.

Resumindo, a petrografia dos corpos estudados mostra uma mineralogia constituída predominantemente por plagioclásio e clinopiroxênio e, em menor proporção, por hornblenda e quartzo, presentes em diversos tipos de matriz (microcristalina, holocristalina, microlítica, felsítica) que variam seu conteúdo de vidro e arranjo cristalino. Além disso, em termos texturais existe uma predominância da textura porfírica, com variações para microporfíricas, e as texturas afaníticas e ofíticas são subordinadas.

4.2 Geoquímica Elementar

Os dados geoquímicos de elementos maiores e traços (em rocha-total) foram obtidos em sete amostras correspondentes a: LC-01-A (Basaltos La Aldea), LC-02-B (Stock El Cativo), LC-03-A (Andesito de Guarco), LC-04-B e LC-04-D (Corpos menores La Tolda), LC-06-B (Stock de San Juan) e LC-07-A (Basaltos Loma de Rodas), cujos resultados analíticos constam da Tabela 4.2. Estes dados foram processados no programa GCDkit 4.1 de Janousek et al. (2006).

Com o objetivo de comparar os corpos sub-vulcânicos estudados com as principais unidades que compõem o embasamento da Cordilheira Occidental, foram extraídos da literatura dados geoquímicos da Formação Barroso (Rodriguez & Arango, 2013), do Tonalito de Santa Fe e Tonalito de Buriticá (Rodriguez et al., 2012; Lesage, 2011; e Weber et al., 2015), dos corpos de Felsitas definidos por Weber et al.(2015) e da Formação Vulcânica (Kerr et al., 1997).

A Tabela 4.2Tabela 4. mostra os resultados das análises químicas. Em geral, os dados de óxidos maiores apresentam: a) conteúdos de SiO_2 variáveis entre 48,67 e 73,73% que discriminam os corpos entre rochas básicas (LC-01-A, LC-02-B, LC-04-B, LC-07-A), intermediária (LC-03-A) e ácidas (LC-04-D e LC-06-B), indicando uma diferenciação relativa na sequências de rochas; b) valores variáveis de MgO , com conteúdos altos de 9,38 e 7,11%, intermediários de 4,53 e 2,04% e baixos de 1,06 e 0,66%; c) concentrações de TiO_2 inferiores a 1%, concordantes com valores registrados em basaltos e andesitos de arco (Gill, 1981); d) valores de $\text{K}_2\text{O} < 1\%$ na maioria das amostras, típico de andesitos básicos de baixo-K (Gill, 1981). A amostra LC-03-A é a única que possui K_2O de 1,41%, característico de andesitos ácidos de meio-K (Gill, 1981); e) altos teores de Al_2O_3 (>15%) para as amostras LC-01-A, LC-02-B, LC-03-A e LC-07-A, comum em andesitos intermediários, e valores entre 14,84 e 13,84% para as amostras LC-04-B, LC-04-D e LC-06-B, típicos de rochas máficas e félsicas; e f) valores elevados de Fe_2O_3 (9,9 e 7,87%) para os basaltos, andesito e o diabásio, e valores baixos de 4,53 e 2,8% para os dacitos. A porcentagem de perda por ignição (LOI) em geral é da ordem de 2,6 a 1,5%, com 4% na amostra LC-02-B, indicando maior alteração.

Tabela 4.2. Resultados analíticos dos óxidos maiores (% wt), menores (% wt) e elementos traços (ppm).

Amostra	LC-01-A	LC-02-B	LC-03-A	LC-04-B	LC-04-D	LC-06-B	LC-07-A
Localização	La Aldea	El Cativo	Guarco	La Tolda	La Tolda	San Juan	Loma de Rodas
Classificação petrográfica	Basalto	Basalto	Andesito	Diabásio	Dacito	Dacitoo	Basalto
SiO ₂	49,68	49,91	55,52	48,67	66,64	73,73	50,47
TiO ₂	0,53	0,76	0,56	0,74	0,25	0,15	0,68
Al ₂ O ₃	20,56	15,5	18,76	14,83	14,84	13,84	18,88
Fe ₂ O ₃	8,07	9,86	7,87	9,9	4,53	2,8	9,08
MnO	0,11	0,15	0,11	0,16	0,1	0,06	0,15
MgO	3,93	7,11	2,04	9,38	1,06	0,66	4,53
CaO	10,48	10,06	6,78	12,51	6,44	0,08	9,53
Na ₂ O	2,65	1,95	4,18	1,5	4,02	7,05	3,76
K ₂ O	0,97	0,22	1,41	0,03	0,01	0,03	0,5
P ₂ O ₅	0,14	0,18	0,1	0,04	0,06	0,03	0,11
Cr ₂ O ₃	0,015	0,026	<0,002	0,076	<0,002	<0,002	0,011
LOI	2,6	4	2,5	1,9	2	1,5	2,1
Sum	99,82	99,77	99,88	99,77	99,95	99,98	99,83
Ba	518	453	298	23	14	40	317
Ni	55	59	<20	169	<20	<20	48
Sc	22	34	24	43	18	6	28
Co	27,5	36,5	18,7	48,1	8,5	1,7	28,7
Ga	19,4	15,4	16,5	14,4	13,4	14,2	17
Hf	0,8	1,2	1,1	1	1,7	3	1
Nb	1,5	5,1	1,9	2,1	2,2	4,4	1
Rb	15,9	3	24	<0,1	<0,1	<0,1	5,5
Sr	425,5	323,1	269,1	72,5	120,7	26,6	275,4
Ta	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	<0,1
Th	0,3	0,9	0,4	0,2	0,6	1,2	0,3
U	0,1	0,3	0,2	<0,1	0,3	0,4	0,1
V	246	282	226	281	68	9	272
Zr	28,3	41,4	39,2	35,3	61,8	99,5	35,7
Y	9,4	10,4	11,4	14,9	9,2	25,1	11,7
La	2,9	6,6	3,8	2,4	4,4	6,7	3,3
Ce	7,2	13,6	7,9	5,8	9,1	14	7,4
Pr	1,06	1,94	1,16	0,86	1,14	2,09	1,17
Nd	5,2	8,7	5,4	4,5	5,1	9,7	5,4
Sm	1,5	2,12	1,52	1,5	1,3	2,43	1,61
Eu	0,55	0,69	0,56	0,56	0,46	0,76	0,6
Gd	1,71	2,21	1,83	2,12	1,62	3,07	2
Tb	0,28	0,34	0,31	0,4	0,26	0,6	0,34
Dy	1,66	2,03	1,89	2,55	1,56	3,84	2,04
Ho	0,36	0,39	0,46	0,6	0,36	0,91	0,42
Er	1,13	1,2	1,29	1,89	0,91	3,15	1,32
Tm	0,15	0,17	0,19	0,26	0,14	0,48	0,18
Yb	1,02	1,01	1,24	1,71	1,12	3,57	1,16
Lu	0,15	0,17	0,21	0,28	0,17	0,56	0,18
Ba/Th	1727	503	745	115	23	33	1057
Th/Nb	0,2	0,18	0,21	0,1	0,27	0,27	0,3
Ba/Nb	345	89	157	11	6	9	317
Eu _N /Eu*	1,06	0,98	1,03	0,97	0,97	0,86	1,03
La _N /Yb _N	1,90	4,36	2,04	0,94	2,62	1,25	1,90

4.2.1 Classificação química e determinação da série magmática

Com base no diagrama TAS de Le Bas et al. (1986) foi feita a classificação química dos corpos. Eles apresentam-se distribuídos nos campos de Basaltos (LC-04-B, LC-01-A, LC-02-B, LC-07-A), Andesitos Basálticos (LC-03-A), Dacito (LC-04-D) e Riolito (LC-06-B), incluídos na série subalcalina/oleítica (Figura 4.19). Em termos gerais, sua classificação química é concordante com a classificação petrográfica, exceto para a amostra LC-06-B (Stock de San Juan), a qual devido a sua forte alteração a argilas apresenta-se no campo do Riolito (em vez do campo de Dacito), indicando uma adição em Sílica e Na_2O , com um baixo conteúdo em K_2O (0.03 ppm).

Figura 4.19. Diagrama de classificação química TAS (Le Bas et al., 1986)

Devido ao nível de intemperismo das rochas, os dados também foram plotados no diagrama Co vs Th de Hastie et al. (2007), construído com elementos traços considerados imóveis em processos de intemperismo (Figura 4.20). O diagrama mostra três tipos de rochas: Basaltos (LC-04-B e LC-02-B), Andesitos Basálticos/Andesito (LC-01-A, LC-03-A, LC-07-A) e Dacitos/Riolitos (LC-04-D e LC-06-B). Neste diagrama a maioria das amostras encontram-se na série tholeítica, com exceção de LC-02-B que cai na série cálcio-alcalina devido a altos valores de Th em relação às demais amostras. O valor alto de Th em LC-02-B pode ser

associado à processos de alteração hidrotermal, evidenciados nas características petrográficas do Stock El Cativo e na porcentagem de LOI (Tabela 4.2 e Figura 4.8 e Figura 4.20).

Figura 4.20. Diagrama Co vs Th para rochas vulcânicas com graus de intemperismo (Hastie et al., 2007). Abreviaturas: B: Basalto, BA/A: Andesitos Basálticos/Andesito, D/R: Dacito/Riolito.

A série magmática também foi discriminada a partir dos diagramas: AFM de Irvine & Baragar (1971), SiO_2 vs K_2O de Peccerillo & Taylor (1976) e SiO_2 vs FeO^t/MgO de Miyashiro (1974) (Figura 4.21). No diagrama AFM pode-se observar que a maioria das amostras apresentam uma tendência cálcio-alcalina, com duas amostras (LC-02-B e LC-04-B) no campo toleítico sem tendência de enriquecimento em Ferro (Figura 4.21A). No diagrama de SiO_2 vs K_2O , duas amostras são observadas no campo cálcio-alcalino (LC-01-A e LC-03-A) e as outras no campo toleítico, com valores anômalos em K_2O para as rochas mais félsicas da sequência (Dacitos LC-04-D e LC-06-B-, Figura 4.21B). E no gráfico de Miyashiro (1974) pode-se observar uma tendência toleítica na maioria das amostras, com exceção do Dacito (LC-06-B) que cai na série cálcio-alcalina (Figura 4.21 C).

Figura 4.21. Diagramas para discriminação da série magmática. A) AFM de Irvine & Baragar (1971). B) SiO₂-K₂O de Peccerillo & Taylor (1976). C) SiO₂-FeOt/MgO de Miyashiro (1974).

Deve-se indicar que cada gráfico pode mostrar uma série magmática distinta de acordo com as variáveis analisadas, e que se essas variáveis foram afetadas por processos superficiais, sua discriminação não seria 100% confiável. Assim, a amostra LC-02-B corresponde mais com a série toleítica (Figura 4.21); a amostra LC-04-D (Dacito) estaria localizada na transição das duas séries (Figura 4.21A e C); e a amostra LC-06-B (Dacito) corresponderia à série cálcio-alcalina, mostrado no diagrama AFM e SiO₂ vs FeOt/MgO (Figura 4.21A e C).

Em termos gerais, os diagramas discriminatórios da série magmática mostram uma tendência toleítica passando a cálcio-alcalina na sequência de rochas (com predominância de toleítica). Isto também pode ser observado nas rochas da Formação Barroso, Tonalito de Santa Fe, Tonalito de Buriticá, e os corpos de Felsitas de Weber et al. (2015), cujos valores extraídos da literatura foram plotados no gráfico Co vs Th, desenhando campos a partir do agrupamento

dos dados. Também foram incluídos dados da Formação Vulcânica, que mostra um campo mais restrito e levemente afastado da tendência geral (Figura 4.22).

Figura 4.22. Diagrama Co-Th de Hastie et al. (2007) com campos correspondentes aos dados da Formação Barroso, Tonalito de Santa Fe, Tonalito de Buriticá, Felsitas e Formação Vulcânica extraídos de Rodriguez et al., 2012; Rodriguez & Arango, 2013; Lesage 2011; Weber et al., 2015; e Kerr et al., 1997, respectivamente. Linha descontinua representa o campo dos valores encontrados nas rochas sub-vulcânicas estudadas.

Observando o diagrama da Figura 4.22, pode-se sugerir uma tendência de evolução magmática de toleítica passando a cálcio-alcálica nas rochas ígneas expostas na área de estudo, provavelmente indicando que a maioria das rochas foram geradas no mesmo ambiente tectônico, a partir de uma área fonte comum, e que processos magmáticos posteriores diferenciaram as rochas mais evoluídas. Por seu lado, a Formação Vulcânica (que representa basaltos de *plateau* expostos no centro-sul da Cordilheira Ocidental) apresenta uma tendência também toleítica/cálcio-alcálica, embora com um pendente maior, mostrando um campo mais restrito na área dos basaltos e diferenciando-se das outras rochas (Figura 4.).

Resumindo, as rochas sub-vulcânicas estudadas correspondem a três tipos de rochas: Basaltos (LC-04-B, LC-01-A, LC-02-B, LC-07-A), Andesito Basáltico/Andesito (LC-03-A) e Dacitos (LC-04-D e LC-06-B). A maioria das amostras formam uma tendência quase linear no diagrama de Co vs Th, com série magmática toleítica passando levemente a cálcio-alcálica

(Figura 4.20 e Figura 4.22), típico de rochas com assinaturas geoquímicas híbridas de *plateau* e arco, segundo Whattam & Stern (2015).

4.2.2 Diagramas de variação elementar tipo Harker

Os diagramas tipo Harker são tradicionalmente utilizados para observar uma correlação geoquímica coerente entre os elementos maiores e sugerir processos magmáticos que possam explicar essas correlações (e.g. Gill, 1981; Rollinson, 1993). Dos distintos processos magmáticos, a cristalização fracionada é o principal processo responsável pelas tendências observadas nesse tipos de diagramas Harker (e.g. Gill, 1981; Rollinson, 1993). Assim, os valores dos principais óxidos maiores (MgO, FeO, TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O e K₂O) foram plotados em relação ao conteúdo de SiO₂, para observar se os dados mostram tendências que indiquem esse tipo de processos (Figura 4.23). Além disso, foram desenhados campos correspondentes ao agrupamento de dados da Formação Barroso, Tonalito de Santa Fe, Tonalito de Buriticá, corpos de Felsitas e Formação Vulcânica, extraídos de Rodriguez et al. (2012), Rodriguez & Arango (2013), Lesage (2011), Weber et al. (2015), e Kerr et al. (1997), respectivamente, para observar semelhanças.

Figura 4.23. Diagramas Harker (óxidos maiores vs SiO_2), mostrando dados pontuais para as amostras e campos para as principais agrupações de dados presentes na Formação Barroso, Tonalito de Santa Fe, Tonalito de Buriticá, Felsitas e Formação Vulcânica, extraídos da literatura (Rodriguez et al., 2012; Rodriguez & Arango, 2013; Lesage, 2011; Weber et al., 2015; e Kerr et al., 1997). Linhas pontuadas mostram as tendências obtidas nas rochas sub-vulcânicas estudadas.

Em geral, a variação de MgO , FeOt , TiO_2 e CaO vs SiO_2 mostra uma tendência negativa para as rochas sub-vulcânicas e as rochas ígneas presentes na zona (Figura 4.23). Essas tendências sugerem fracionamento de cristais máficos na evolução magmática dos corpos, cujas correlações negativas representariam o fundido que vai se tornando empobrecido em MgO , FeOt , TiO_2 e CaO e enriquecido em SiO_2 , sendo característico de rochas de arco (p.e. Gill, 1981). Com respeito à Formação Vulcânica, observa-se uma tendência relativamente positiva em FeOt e TiO_2 em relação ao SiO_2 (Figura 4.23), diferente das rochas da área de estudo e associadas a sequências de cristalização controladas por fases de olivina, óxidos de ferro e

titanita, cuja linha de tendência representaria os estágios iniciais da cristalização fracionada (p.e Rollinson, 1993).

As variações de Na₂O e K₂O vs SiO₂ mostram tendências levemente positivas de alta inclinação para a maioria das rochas estudadas e para os campos da Formação Barroso e da Formação Vulcânica, enquanto que para as unidades Tonalito de Santa-Fe e Tonalito de Buriticá se têm tendências positivas de baixa inclinação, atribuídas a seus variáveis conteúdos em SiO₂. O campo das Felsitas mostram uma tendência levemente negativa em K₂O vs SiO₂, provavelmente causada por mobilidade de potássio, e o campo da Formação Vulcânica não apresenta uma tendência clara em K₂O vs SiO₂, isto devido à baixa variabilidade de SiO₂ que possui (Figura 4.23). Deve-se ressaltar que o baixo teor de K₂O nas rochas mais evoluídas (LC-04-D e LC-06-B) sugerem também uma mobilidade de potássio devido a processos superficiais que afetam a zona.

4.2.3 Elementos traços e possível ambiente de formação

A Tabela 4.2 mostra o conteúdo de elementos traços em ppm das sete amostras analisadas, incluindo elementos incompatíveis correspondentes aos grupos de alto raio iônico (*Large-Ion Lithophile Elements* -LILE: K, Rb, Sr, Ba), alto campo (*High Field Strength Elements* - HFSE: Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Y) e as terras raras (*Rare Earth Elements*- REE). Também é mostrado as razões Ba/Th, Th/Nb e Ba/Nb, como um diagnóstico para identificar magmas com adição de componentes da zona de subducção (fluidos e sedimentos), a razão de Eu_N/Eu* para identificar se existem anomalias de Eu (Eu_N/Eu* > 1 anomalias positivas e < 1 anomalias negativas), e a razão La_N/Yb_N, que indica o grau de fracionamento entre os LREE (*Light Rare Earth Elements*) e os HREE (*Heavy Rare Earth Elements*).

No caso dos elementos incompatíveis de alto raio iônico (LILE), o Rb tem um teor < 25 ppm, cujos valores são esperados para basaltos e andesitos básicos a intermediários (Gill, 1981), os conteúdos de Sr diminui com o conteúdo de SiO₂ (a exceção do diabásio LC-04-B) e os valores de K e Ba são anômalos nos dacitos (LC-04-D e LC-06-B) (Figura 4.24).

Figura 4.24. Diagramas binários LILEs vs SiO₂. Observa-se uma correlação negativa de Ba e Sr vs SiO₂ e positiva em K e Rb para a maioria das amostras. A amostra LC-04-B fica fora da tendência para Ba e Sr e as amostras LC-04-D e LC-06-B para Ba e K. As amostras LC-04-B, LC-04-D e LC-06-B não registram conteúdo de Rb (<0.1 ppm, Tabela 4.2)

Observando a Figura 4.24, pode-se perceber que alguns valores dos LILEs estariam influenciados pela mobilidade destes elementos em processos superficiais, como na interação com fases fluidas e/ou desenvolvimento de intemperismo (p.e. Rolling 1993, Hastie et al., 2007). Isto pode ser visto também na petrografia de cada corpo, que mostra diferentes graus de intemperismo e alteração hidrotermal nas rochas, onde as amostras LC-01-A (basalto), LC-03-A (andesito) e LC-07-A (basalto) apresentam fenocristais de plagioclásios fortemente saussuritizados e sericitizados, a amostra LC-02-B (basalto) tem evidências de alteração propilítica, com presença de amígdalas preenchidas de minerais secundários e textura ocelar, a amostra LC-04-D (dacito) possui alteração hidrotermal com epidoto substituindo os

plagioclásios e a amostra LC-06-B (dacito) apresenta argilas de alteração na matriz (ver item Petrografia). A amostra LC-04-B (diabásio) não apresenta um grau de intemperismo marcado.

Para identificar esses processos de mobilidade nos elementos traços (além do gráfico LILEs vs SiO₂) foram utilizados diagramas binários que comparam concentrações de elementos traços com relação a um elemento traço de pouca mobilidade. Com esta premissa, o Nb é considerado uns dos elementos mais imóveis nos processos de intemperismo (p.e. Hastie et al., 2007) e foi usado para observar possível mobilidade dos LILEs (Ba, Rb, Sr, K), bem com dos HFSE (Zr, Hf, Ta e Th) (Figura 4.25).

Figura 4.25. Diagramas binários LILE vs Nb e HFSE vs Nb, onde pode ser observado mobilidade destes elementos em processos de intemperismo.

Com respeito aos LILEs, Ba e Sr apresentam uma correlação negativa em relação a Nb, exceto nas amostras LC-02-B (basalto) e LC-06-B (dacito) que ficam deslocados ao lado direito da tendência. Os dados de K₂O e Rb mostram uma correlação positiva nas amostras LC-01-A (basalto), LC-03-A (andesito) e LC-07-A (basalto) e dispersão nas demais amostras. As amostras LC-04-B (diabásio), LC-04-D (dacito) e LC-06-B (dacito) não registraram conteúdos de Rb.

Por seu lado, os HFSE apresentam uma correlação relativamente positiva de Ta, Th, Zr e Hf em relação ao Nb, a exceção da amostra LC-02-B que está afastada na parte direita da tendência nos gráficos de Zr, Hf e Th vs Nb.

Da Figura 4.25, destaca-se que o K_2O é claramente mobilizado nos dacitos (LC-04-D e LC-06-B).

A partir dessas correlações e, juntamente com as descrições petrográficas, pode-se reconhecer que: a) os valores baixos de Ba e K_2O e o valor de Rb $> 0,1$ ppm nas amostras LC-04-D e LC-06-B (dacitos) são produto de mobilidade, indicado pelos valores disseminados nos diagramas binários de LILEs vs SiO_2 e LILEs vs Nb e pelo forte intemperismo que apresentam (Figura 4.12, Figura 4.16, Figura 4.24, Figura 4.25); com adicional mobilidade de Sr em LC-06-B mostrado em Sr vs Nb (Figura 4.25); b) a amostra LC-02-B apresenta um alto teor de Nb (5,1 ppm) em relação as demais amostras, possivelmente associado a processos de alteração hidrotermal indicados por sua descrição petrográfica que mostra alteração porfírica. Além disso, gráficos de LILEs vs SiO_2 (Figura 4.24) mostram que LC-02-B segue uma tendência similar com as outras amostras, indicando que no referente aos LILEs, não apresentaria maior mobilidade; c) os valores de LILEs e HFSE na amostra LC-04-B estão associados à natureza própria da rocha (diabásio) e não a processos de mobilidade, já que não apresenta evidências de intemperismo na descrição petrográfica que indique processos superficiais adicionais; e d) os valores de LILE nos basaltos e andesito (LC-01-A, LC-07-A e LC-03-A), apresentam correlações positivas de K_2O e Rb e correlações negativas de Ba e Sr com relação ao Nb e/ou SiO_2 (Figura 4.24 e Figura 4.25), pelo qual seus conteúdos de LILEs seriam controlados por processos magmáticos segundo seu ambiente de formação, sem evidências de mobilidade.

Sabendo que as amostras LC-04-D e LC-06-B apresentaram valores anômalos de Ba, K_2O , Rb e Sr (apenas para LC-06-B), interpretados como produto de mobilidade, o diagrama multielementar foi gerado sem esses valores (Figura 4.26). Em geral, o diagrama mostra a particular assinatura em picos (“*spiky patterns*”) de rochas geradas em um ambiente de arco de ilhas, excetuando LC-04-B que exibe uma assinatura plana (“*smooth patterns*”) característico de rochas tipo MORB (p.e. Best, 2003).

Figura 4.26. Diagrama multielementar das amostras analisadas normalizado ao padrão de condrito com valores de Thompson (1982).

Em particular, pode-se distinguir uma anomalia negativa de Nb nas amostras LC-01-A, LC-07-A (basaltos) e LC-03-A (andesito) e mais leve nas amostras LC-04-D e LC-06-B (dacitos), característica em rochas de arco (p.e. Gill, 1981; Best 2003). Não é observada anomalia de Nb nas amostras LC-04-B (diabásio) e LC-02-B (basalto). Anomalia negativa de Th é observada nas amostras LC-01-A, LC-03-A e LC-07-A, também típica de rochas de arco, e anomalia positiva de Th pode-se ver na amostra LC-02-B, possivelmente devido a uma adição de Th em processos superficiais, assim como o Nb. Os elementos Ta, Zr e Hf não apresentam anomalias marcadas, com padrões paralelos nas amostras. Anomalia negativa de P nas amostras LC-06-B, LC-04-B e LC-04-D pode sugerir fracionamento de apatita nas fases iniciais do magma, e anomalia negativa de Ti nas amostras LC-04-D e LC-06-B pode indicar fracionamento precoce de óxidos de Fe-Ti.

Com respeito aos conteúdos dos REE, a Figura 4.27 mostra sua distribuição com valores normalizados ao padrão de condrito de Nakamura (1974). Os padrões exibidos nas amostras LC-01-A, LC-03-A, LC-04-D e LC-07-A são paralelos e têm leve enriquecimento dos LREE em relação aos HREE (razão La_N/Yb_N média de 2.11), evidenciando uma possível rocha fonte

comum, com distribuição típica de rochas de arco de ilhas primitivo (Figura 4.) (Gill, 1981; Best, 2003).

O padrão de LC-04-B é relativamente plano, mais característico de basaltos tipo MORB. As amostras LC-06-B e LC-02-B mostram um padrão paralelo nos LREE (com maior enriquecimento em comparação com as demais amostras) e têm uma distribuição distinta nos HREE, com incomum enriquecimento de HREE em LC-06-B (Figura 4.27).

Figura 4.27. Padrão de REE das amostras estudadas normalizado ao padrão de condrito com valores de Nakamura (1974).

Uma leve anomalia negativa de Eu é observada apenas para a amostra LC-06-B (Figura 4.27), indicando uma possível cristalização fracionada prévia de plagioclásio ou fusão parcial de uma fonte que retém esse mineral. Isto também é observado no valor de Eu/Eu^* , onde para LC-06-B é de 0,87 (< 1), e para as demais amostras o valor é em torno de um (1) sem anomalia marcada (Tabela 4.2). O fato de não ter anomalias marcadas de Eu é característico de rochas de arco e, quando se tem anomalia, ela é negativa e ocorre principalmente em rochas mais evoluídas (Gill, 1981), sendo isso concordante com as amostras aqui analisadas. O fracionamento de LREE em relação a HREE é leve na maioria das amostras, sendo maior em LC-02-B (La_N/Yb_N de 4,36) e menor em LC-04-B (La_N/Yb_N de 0,94).

A partir da integração de todas as informações fornecida pelos elementos traços, pode-se interpretar que:

- A rocha de diabásio (LC-04-B) tem características mais primitivas, tipo MORB, que incluem um padrão de REE relativamente plano e leve anomalia positiva de Ta (Figura 4.26 e 4.27). Isso indica que o diabásio representa a rocha mais primitiva da área de estudo, representando parte do embasamento das rochas sub-vulcânicas.
- Os corpos de basaltos e andesito (LC-01-A, LC-07-A e LC-03-A, respectivamente) possuem características associadas a fundidos com assinaturas de arco primitivo (p.e. Gill, 1981; Henderson, 1983; Best 2003), indicado por conteúdo baixo/meio em K₂O, anomalias positivas de K e Rb, anomalia negativa de Nb, padrão em “*spiky patterns*” no diagrama multielementar e padrão de REE com baixa inclinação e leve enriquecimento nos LREE, sem a presença de anomalias de Eu.
- O basalto LC-02-B tem um comportamento distintivo, com enriquecimento em Nb, Th e LREE em relação as demais amostras. O padrão de REE é característico de arco de ilhas mais evoluído (p.e. Best 2003). O maior enriquecimento em LREE pode ser atribuído a um maior fracionamento desses elementos no clinopiroxênio, que está presente como fenocristal na rocha, em relação ao plagioclásio (p.e. Rollinson, 1993). O conteúdo de Nb e Th provavelmente é atribuído a processos hidrotermais (como foi evidenciado na petrografia do Stock El Cativo) ou a processos magmáticos adicionais, como misturas de magmas ou contaminação com material crustal.
- O dacito LC-04-D apresenta baixos conteúdos de K₂O, Ba e Rb, atribuídos a mobilidade por processos superficiais, tem anomalia negativa de Ti possivelmente pelo fracionamento prévio de óxidos de Ti e possui um padrão de REE paralelo aos basaltos LC-01-A, LC-07-A e o andesito LC-03-A, com um enriquecimento levemente maior em LREE e menor empobrecimento dos HREE. O anterior pode refletir o mesmo ambiente de formação que os basaltos e andesito, de arco de ilhas, representando um fundido mais evoluído, talvez gerado a partir da cristalização das rochas mais intermediárias (Figura 4.26 e 4.27).
- Finalmente, o dacito LC-06-B apresenta baixos conteúdos de LILEs por mobilidade em processos superficiais, tem anomalias negativas marcadas de P e Ti associadas ao fracionamento prévio de apatita e óxidos de Ti, e possui um padrão de REE com

enriquecimento tanto nos LREE como nos HREE e leve anomalia negativa de Eu no meio. O enriquecimento em LREE (com padrão paralelo a LC-02-B) é atribuído a um ambiente de arco de ilhas mais desenvolvido, representando um líquido mais evoluído em relação aos basaltos LC-01-A e LC-07-A, o andesito LC-03-A e o dacito LC-04-D (Figura 4.27). A anomalia leve de Eu provavelmente evidencia um fracionamento precoce de plagioclásio no magma. Por último, o enriquecimento incomum de HREE (em relação as demais amostras) é atribuído à presença de argilas do tipo expansivas (montmorillonita/smectita?), onde estudos com esses minerais tem concluído que a formação de argilas por reações do tipo *halmyrolytic* (que produz uma variedade de argilas, zeolitas e outros minerais secundários a partir de material vulcânico, especialmente em meio aquoso) são enriquecidas em HREE (p.e. Henderson, 1983). Intemperismo submarino de rocha vulcânica também gera smectitas e zeolitas, que podem ter um comportamento semelhante (Henderson, 1983).

Em conclusão preliminar, a sequência de rochas analisadas está associada a um ambiente de subducção com o desenvolvimento de um arco de ilhas de primitivo a mais evoluído, de uma série magmática tipo toleítica em transição leve a cálcio-alcalina, onde ocorreram processos magmáticos de fusão e/ou cristalização fracionada que vão gerar a maioria dos tipos de rochas encontradas na área. Além disso, a rocha mais primitiva seria representada pelo diabásio (LC-04-B) com características tipo MORB, que representaria o primeiro produto a ser gerado no início da zona de subducção, sendo ele parte do embasamento da área de estudo.

4.2.4 Contribuição de componentes provenientes de zonas de subducção

Com o objetivo de identificar processos de reciclagem de crosta em ambientes de subducção, atribuídos a sedimentos terrígenos, foram analisadas as razões Ba/Th, Th/Nb e Ba/Nb que podem mostrar contribuições de material adicional na área fonte de rochas de arco (p.e. Elliott et al 1997). O Ba, como elemento móvel, seria introduzido na cunha mantélica pelos fluidos hidratados liberados no *slab* no começo da subducção, o Th seria introduzido mais a profundidade (~100 Km) com a fusão parcial de sedimentos subductados, e o Nb seria o elemento sensível à composição do manto, usado para indicar adições de elementos provenientes da zona de subducção (Elliott et al., 1997; Pearce et al., 2005). Assim, a razão Ba/Th indica adição rasa na zona de subducção por liberação de fluidos hidratados e sem

significante contribuição de Th, a razão Th/Nb mostraria adição profunda por fusão parcial de sedimentos, e a razão Ba/Nb indicaria adição total proveniente da zona de subducção (p.e. Elliott et al., 1997; Pearce et al., 2005).

Seguindo uma recopilação feita por Whattam & Stern (2015) para os valores médios de Ba/Th, Th/Nb e Ba/Nb encontrados em basaltos tipo MORB, OIB e OPB (Basaltos de *Plateau* Oceânico), foi feita uma comparação desses valores com os dados obtidos nas rochas estudadas (Tabela 4.3)

Tabela 4.3. Valores de Ba/Th (adição rasa), Th/Nb (adição profunda) e Ba/Nb (adição total) para as amostras analisadas e valores médios para os basaltos tipo MORB, OIB e OPB.

	LC-01-A	LC-02-B	LC-03-A	LC-04-B	LC-04-D	LC-06-B	LC-07-A	MORB	OIB	OPB
Ba/Th	1727	503	745	115	*---	---	1057	<40	~60	~90
Th/Nb	0.2	0.18	0.21	0.1	0.27	0.27	0.3	<0.06	~0.08	<0.08
Ba/Nb	345	89	157	11	---	---	317	<2	~7	<4.5

*Não é calculada a razão devido aos valores anômalos de Ba em LC-04-D e LC-06-B

A partir da Tabela 4.3 pode ser destacado o seguinte: a) provável contribuição de componentes provenientes de uma zona de subducção nos basaltos e andesito (LC-01-A, LC-02-A, LC-07-A e LC-03-A), com forte adição de fluidos hidratados, indicado pelos valores de Ba/Th $\gg 100$, aporte importante de fundidos por fusão parcial de sedimentos subductados, mostrado pelos valores de Th/Nb > 0.1 e, em geral, uma clara adição total de componentes derivados do *slab*, indicado pelos valores de Ba/Nb acima de 80, muito superiores aos valores de MORB, OIB e OPB (Tabela 4.3); b) O diabásio apresenta valores de Ba/Th e Th/Nb levemente superiores aos valores dos OBP e tem valor de Ba/Nb acima de 10, que indica adição de componentes totais subordinados, concordando com sua natureza mais primitiva em relação aos basaltos e andesito; c) Nas amostras dos dacitos (LC-04-D e LC-06-B) os valores de Ba/Th e Ba/Nb não são mostrados devido à mobilidade de Ba, embora valores de Th/Nb acima de 0.2 incidam contribuição de sedimentos na sua área fonte.

4.2.5 Comparação do padrão de REE com unidades associadas

Finalmente foi feita uma comparação dos padrões de REE com as unidades presentes na área de estudo (Formação Barroso, Tonalito de Buriticá, Tonalito de Santa Fé e Felsitas) e com a Formação Vulcânica (associada à Formação Barroso), a fim de encontrar semelhanças nas suas assinaturas geoquímicas (Figura 4.28).

Figura 4.28. Comparação do padrão de REE dos corpos estudados com campos feitos a partir de dados da Formação Barroso, Tonalito de Buriticá, Tonalito de Santa Fé, Felsitas, e Formação Vulcânica extraídos de Rodriguez et al.(2012); Rodriguez & Arango, (2013); Lesage (2011); Weber et al. (2015) e Kerr et al. (1997), respectivamente. Barra cinza destaca as anomalias de Eu.

A partir da Figura 4.28A, pode-se observar que o campo da Formação Barroso inclui o padrão de REE dos basaltos LC-01-A, LC-07-A, o andesito LC-03-A, o diabásio LC-04-B e o dacito LC-04-D, e apresenta leve fracionamento de LREE em relação aos HREE (valor médio $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ de 1.8), sem anomalia de Eu (Eu/Eu^* de 0.95). Isto indica uma assinatura geoquímica similar da maioria das rochas sub-vulcânicas em relação à Formação Barroso e, portanto, um ambiente de formação comum associado a um arco de ilhas primitivo que evoluiu ao longo tempo. O campo das Felsitas de Weber et al. (2015) mostra uma maior diferenciação entre LREE e HREE (com valor médio $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ de 2.22), onde seu padrão de REE é aproximadamente paralelo ao basalto LC-02-B e o dacito LC-04-D (Figura 4.28A), evidenciando também uma assinatura de arco semelhante.

Em relação à Formação Vulcânica (Figura 4.28B), o campo apresenta um leve empobrecimento em LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ médio de 0.84), sem anomalia de Eu (Eu/Eu^* médio de 0.98), com um padrão de distribuição plana, enriquecido em relação ao padrão de condrito de Nakamura (1974) e não paralelo ao exibido nas amostras analisadas. Isto indicaria uma fonte distinta destas rochas de *plateau* (Formação Vulcânica incluída na CLIP) em relação aos corpos estudados aqui.

O campo do Tonalito de Buriticá possui um padrão aproximadamente paralelo com os basaltos (LC-01-A; LC-07-A e em especial com LC-02-B), andesito (LC-03-A) e dacito (LC-04-D) (Figura 4.28C), embora tenha um maior fracionamento de LREE vs HREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ médio de 2.65), possivelmente atribuído a uma maior concentração de minerais acessórios, e uma marcada anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* meio de 0,88), associada à cristalização prévia de plagioclásio ou a sua retenção na rocha fonte, mostrando, portanto, uma assinatura química levemente diferente em relação os corpos sub-vulcânicos. Essa assinatura pode-se associar ao mesmo ambiente de formação dos corpos estudados (de arco de ilhas), com processos magmáticos adicionais no reservatório magmático.

Finalmente o Tonalito de Santa Fe, a partir de dados extraídos da literatura (Rodriguez et al., 2012, Weber et al., 2015), mostrou três padrões de REE com diferentes fracionamentos entre LREE e HREE, bem como distintas anomalias de Eu, sendo portanto desenhados três campos na unidade, correspondentes a: a) um campo com $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ médio de 2.16 e leve anomalia positiva de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,18$; Figura 4.28D), b) outro campo com $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ médio de 2.5 e marcada anomalia positiva de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.96$; Figura 4.28E); e c) um último campo com

La_N/La_N médio de 2.58 e marcada a leve anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*=0.83; Figura 4.28F).

O campo correspondente à Figura 4.28D tem um limite superior relativamente paralelo ao padrão exibido pelos basaltos e andesito (LC-01-A, LC-02-A, LC-07-A e LC-03-A) e pelo dacito (LC-04-D), e apresenta um limite inferior paralelo ao diabásio (LC-04-B). Isto mostra uma assinatura geoquímica semelhante a arco de ilhas para uma população de dados do tonalito, com leve anomalia positiva de Eu. O campo observado na Figura 4.28E não mostra semelhança com os corpos estudados e o campo da Figura 4.28F expõe um maior enriquecimento de LREE, com paralelismo aproximado no padrão de LREE da amostra LC-02-B, indicando uma assinatura geoquímica similar. As diferenças encontradas no Tonalito de Santa Fe poderiam estar associadas a processos magmáticos próprios de rochas intrusivas, onde vários graus de fracionamento entre LREE vs HREE mostrariam múltiplos estágios de evolução magmática neste batólito.

Weber et al. (2015) interpretam que tanto o Tonalito de Buriticá como o Tonalito de Santa Fe correspondem a granitoides de arco juvenil, produto da fusão parcial de rochas máficas com hornblenda em níveis crustais rasos, desenvolvido sobre rochas associadas à CLIP. Assim, as semelhanças encontradas entre essas unidades com os corpos sub-vulcânicos analisados sugerem um ambiente de formação comum, na qual rochas de embasamento teriam características de arco, com material de *plateau* subordinado.

Sintetizando, os corpos sub-vulcânicos apresentam assinaturas geoquímicas semelhantes a suas rochas encaixantes, com algumas diferenças nos corpos plutônicos que têm anomalias de Eu e, em geral, um maior enriquecimento em LREE, indicando processos magmáticos adicionais próprios de camará magmática. De forma preliminar, a sequência de rochas estudadas está associada ao desenvolvimento de um arco de ilhas de caráter primitivo a mais evoluído, com contribuição de sedimentos na zona de subducção, e são correlacionáveis com as rochas encaixantes que, a sua vez, estão associadas à evolução da CLIP e arcos desenvolvidos sobre ela (p.e. Villagómez et al., 2011; Weber et al., 2015; Whattam & Stern, 2015). Comparações com dados da Formação Vulcânica, que corresponde às rochas de *plateau* presentes na cordilheira Ocidental da Colômbia, apresentam pouca semelhança com os corpos analisados, sugerindo uma contribuição subordinada na sua formação, talvez com diferentes fontes de magma.

4.3 Geocronologia U-Pb em Zircão

Os resultados da geocronologia U-Pb são exibidos na Tabela 4.4. Sete concentrados de zircão são provenientes do Andesito de Guarco, Basaltos Loma de Rodas, Stock de San Juan, Stock El Cativo, Basaltos La Aldea e Corpos menores La Tolda, e foram datados pelo método U-Pb por SHRIMP IIe.

A seguir é apresentada uma descrição desses resultados para cada corpo sub-vulcânico, com base nas características gerais dos zircões, análises de sua morfologia externa e interna (cada cristal individual descrito no Apêndice I), as relações de Th/U e as idades calculadas a partir dos valores obtidos para cada corpo.

4.3.1 Andesito de Guarco

Para o Andesito de Guarco foi analisada uma rocha de textura porfirítica composta por fenocristais de plagioclásio e microfenocristais de clinopiroxênio em uma matriz hipocristalina constituída por plagioclásio, clinopiroxênio, minerais opacos e uma fração vítrea parcialmente desvitrificada.

4.3.1.1 Tipos de zircão e razão Th/U

Foram separados 20 cristais de zircão com tamanhos entre 150 e 50 μm , apresentando formas prismáticas (2,1,1), prismáticas alongadas (2,1/2,1/2) e ovais, com arestas semi-arredondadas e cores entre cinza e marrom (a maioria escurecidos).

As imagens de catodoluminescência (CL) mostram que os cristais são constituídos por núcleos, principalmente herdados, que estão envoltos por várias fases de crescimento de origem ígnea ou metamórfica, sendo isto indicado pelas texturas complexas que exibem os cristais (Figura 4.29).

Tabela 4.4. Resultados U-Pb em zircão por SHRIMP IIe para os corpos sub-vulcânicos estudados

Corpo	Ponto	Local-FC	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razões										Idade (Ma)				Conc (%)
						²⁰⁶ Pb/c (%)	²⁰⁷ Pb */ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ / ²³⁸ U	±%	Erro corr	²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	±%	²⁰⁷ Pb*/ / ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	±%	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±%	
Andesito de Guarco (LC-03-A)	1.1	b,p,osc/hc	242	115	0.49	--	12.53	4.9	0.514	4.2	0.86	1.9	4.2	0.177	2.5	2675	92	2622	41	102
	2.1	m,p,osc	490	179	0.38	0.24	0.84	4.1	0.101	3.9	0.97	10	3.9	0.06	1	617	23	615	21	100
	2.2	n,p,he	645	709	1.14	--	0.82	4	0.099	3.9	0.99	10.1	3.9	0.06	0.6	611	23	596	13	103
	3.1	m,fr/p,osc/he	170	77	0.47	0.72	12.42	4	0.499	4	1	2	4	0.18	0.3	2611	85	2657	5	98
	3.2	m,b,fr/p,sz	192	105	0.56	1.16	12.63	4	0.499	4	1	2	4	0.183	0.3	2611	85	2684	4	97
	4.1	m,fr/p,osc	229	171	0.77	0.8	0.84	4.8	0.101	4	0.83	9.9	4	0.061	2.7	619	24	632	58	98
	6.1	m,n,p,osc	411	180	0.45	1.88	19.49	4.1	0.598	4.1	1	1.7	4.1	0.236	0.3	3023	98	3095	5	97
	7.1	b,p,osc	436	157	0.37	--	7.07	4	0.393	3.9	0.99	2.5	3.9	0.13	0.5	2138	72	2102	9	102
	8.1	m,ov,osc	309	243	0.81	--	15	4.7	0.549	4.7	1	1.8	4.7	0.198	0.3	2820	106	2812	4	100
	9.1	n,ov,osc	364	158	0.45	--	13.84	4	0.535	4	0.99	1.9	4	0.188	0.4	2764	89	2721	7	102
	10.1	m,b,ov,sz	412	76	0.19	--	8.42	4.6	0.424	4.2	0.92	2.4	4.2	0.144	1.8	2280	81	2276	32	100
	11.1	n,ov,osc	605	235	0.4	0.88	11.66	4	0.484	3.9	0.98	2.1	3.9	0.175	0.7	2545	83	2603	12	97
	12.1	m,b,fr/ov,sz	390	45	0.12	2.14	11.06	5.1	0.461	4	0.78	2.2	4	0.174	3.2	2444	80	2596	53	93
	13.1	b,ov,hc	362	58	0.17	0.45	6.95	4	0.382	4	1	2.6	4	0.132	0.3	2087	71	2122	6	98
	13.2	b,ov,sz	453	81	0.19	0.05	7.01	4.1	0.388	4	0.98	2.6	4	0.131	0.9	2114	71	2110	16	100
Basaltos Loma de Rodas (LC-07-A)	1.2	m,p,sz	833	498	0.62	0.36	0.1	5.1	0.015	4	0.79	66.5	4	0.048	3.1	96.2	4	117	74	82
	2.1	n,p,he/osc	892	1206	1.4	1.05	0.1	6.2	0.015	4	0.64	68.5	4	0.048	4.8	93.4	4	94.1	113	99
	3.1	b,p,osc	502	535	1.1	0.93	0.1	6.5	0.015	4	0.61	67.2	4	0.049	5.1	95.3	4	128	121	74
	3.2	m,p,sz	359	198	0.57	1.84	0.1	13.3	0.015	4.1	0.31	67.5	4.1	0.048	12.7	94.8	4	105	299	90
	4.1	b,p,osc	1703	1060	0.64	1.26	0.57	4.5	0.074	4	0.89	13.5	4	0.056	2	460	18	454	45	101
	5.2	m,fr/p,sz	425	283	0.69	1.78	0.11	14.7	0.016	4.7	0.32	62.5	4.7	0.049	14	102	5	125	329	82
	6.1	m,p,osc	300	550	1.89	0.43	0.84	4.3	0.101	4	0.92	9.9	4	0.06	1.7	619	23	610	37	101
	6.2	b,p/osc	179	214	1.23	0.33	0.78	4.5	0.094	4	0.89	10.6	4	0.06	2.1	579	22	612	44	94
	7.1	m,ov,sz	85	72	0.88	0.07	7.3	4.1	0.395	4	0.99	2.5	4	0.134	0.6	2146	73	2153	10	100
	7.2	b,ov,sz/hc	292	398	1.41	--	6.74	4	0.382	4	0.99	2.6	4	0.128	0.4	2086	71	2069	7	101
	8.1	m,ov,sz	74	89	1.24	--	7.4	4.1	0.403	4	0.99	2.5	4	0.133	0.7	2182	75	2140	12	102
	8.2	b,ov,sz/hc	82	30	0.37	0.59	6.49	4.2	0.369	4.1	0.98	2.7	4.1	0.128	0.9	2025	71	2065	15	98
	9.1	m,fr/p,osc	178	237	1.38	0.44	0.84	4.9	0.099	4	0.82	10.1	4	0.061	2.8	608	23	653	60	93
Stock de San Juan (LC-06-B)	1.1	m,p,osc	50	56	1.14	0.57	0.9	5.9	0.105	4.1	0.7	9.6	4.1	0.062	4.2	641	25	676	90	95
	1.2	b,p,hc	51	45	0.91	0.32	0.81	5.8	0.099	4.1	0.71	10.1	4.1	0.059	4.1	608	24	585	89	104
	2.1	b,p,osc	799	256	0.33	3.05	0.09	11.8	0.013	4.1	0.34	74.8	4.1	0.047	11.1	85.6	3	72	264	119
	2.2	b,p,osc/hc	763	284	0.38	0.58	0.08	5.8	0.012	4.1	0.7	83.2	4.1	0.048	4.2	77	3	94.7	98	81
	4.1	n,ov,osc	723	186	0.27	0.96	3.39	4	0.252	3.9	0.98	4	3.9	0.097	0.8	1451	51	1576	14	91
	5.1	n/m,ov,sz	151	121	0.83	--	5.64	4.5	0.347	4.4	0.98	2.9	4.4	0.118	1	1919	73	1928	18	99
	5.2	m,ov,hc	97	61	0.64	2.58	4.65	4.1	0.286	4	0.97	3.5	4	0.118	1	1623	58	1923	18	82
	6.1	b,fr,sz	75	58	0.79	0.29	0.93	6.9	0.109	4.1	0.59	9.2	4.1	0.062	5.6	666	26	674	119	99
	7.1	m,p/fr,osc	1126	443	0.41	0.26	0.52	4.2	0.069	4	0.95	14.4	4	0.055	1.3	432	17	398	29	109
	8.1	m,fr,osc/he	1325	667	0.52	0.29	0.48	4.3	0.064	4	0.94	15.6	4	0.054	1.5	401	16	369	33	109

Tabela 4.4. Continuação

Corpo	Ponto	Local-FC	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pbc (%)	Razões								Idade (Ma)				Conc (%)		
							²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	Erro corr	²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	±%	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ P*	±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±%	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb		±%	
Stock El Cativo (LC-02-B)	1.1	m,fr/p,osc/he	213	158	0.77	0.03	0.87	4.1	0.104	4	0.97	9.6	4	0.061	1.1	637	24	639	23	100	
	1.2	b,fr/p,sz	228	123	0.55	0.42	0.83	4.8	0.098	4.3	0.91	10.2	4.3	0.061	2	605	25	632	43	96	
	1.3	m,fr/p,sz	171	90	0.54	0.12	0.85	4.3	0.102	4	0.94	9.8	4	0.061	1.5	625	24	634	32	98	
	2.1	b,fr,sz	752	221	0.3	1.63	0.13	11.7	0.019	4.1	0.35	52.3	4.1	0.048	10.9	122	5	92.6	259	132	
	2.2	b,fr,sz	852	421	0.51	2.91	0.12	11.6	0.017	4	0.34	58.6	4	0.049	10.9	109	4	154	255	71	
	3.1	m,fr/p,sz	89	84	0.98	0.81	0.82	8	0.098	4.1	0.51	10.2	4.1	0.06	6.9	605	23	615	149	98	
	3.2	b,fr/p,sz	116	123	1.09	0.35	0.83	5	0.1	4	0.81	10	4	0.06	2.9	617	24	605	63	102	
	4.1	b,p,osc	57	50	0.91	2.16	0.93	12.3	0.108	4.2	0.34	9.3	4.2	0.063	11.5	661	26	693	246	95	
	4.2	b,p,hc	69	50	0.75	0.75	0.85	6.7	0.103	4.1	0.61	9.7	4.1	0.06	5.3	632	25	606	115	105	
	5.1	m/n,fr,he	5290	3656	0.71	0.26	0.15	4.7	0.022	4.5	0.94	45	4.5	0.049	1.6	142	6	143	38	99	
5.2	b,fr,osc	3033	1918	0.65	1.07	0.1	5	0.015	4	0.8	65.8	4	0.049	3	97.2	4	135	70	72		
Basaltos La Aldea (LC-01-A)	1.2	m,p,he	508	376	0.76	1.26	6.94	4	0.374	3.9	0.99	2.7	3.9	0.135	0.4	2046	69	2160	7	94	
	2.1	b,p,osc/he	501	107	0.22	1.07	5.88	4	0.347	4	0.99	2.9	4	0.123	0.4	1919	67	2000	7	95	
	2.2	n,p,hc	240	160	0.69	2.07	6.53	4	0.353	4	0.99	2.8	4	0.134	0.5	1950	67	2152	8	89	
	2.3	b,p,he/osc	390	189	0.5	2.35	6.21	4	0.34	4	1	2.9	4	0.133	0.4	1885	65	2132	6	87	
Cuerpos Menores La Tolda	LC-04-B	1.1	m,p,sz	174	49	0.29	2.31	0.92	1.6	0.089	0.9	0.6	11.2	0.9	0.075	1.3	550	5	1071	27	49
		1.2	b,p,osc/hc	780	109	0.14	1.12	0.43	3.6	0.058	1.2	0.3	17.3	1.2	0.054	3.4	363	4	361	76	101
		2.1	b,fr,hc	48	30	0.65	--	5.08	1.8	0.33	1.3	0.7	3	1.3	0.112	1.3	1839	21	1827	23	101
		2.2	m/b,fr,hc	55	49	0.93	1	5.39	3.9	0.35	1.5	0.4	2.9	1.5	0.112	3.6	1935	25	1826	65	107
	LC-04-D	1.1	b,fr/p,osc	423	212	0.52	0.1	0.09	2.8	0.014	0.8	0.3	71.5	0.8	0.048	2.7	89.5	0.7	90.7	63	99
		1.2	b,fr/p,hc	366	285	0.8	0.52	0.09	5.5	0.014	0.9	0.2	72.4	0.9	0.049	5.4	88.5	0.8	128	128	69
		1.3	m,fr/p,hc	406	269	0.68	2.1	0.11	9.8	0.016	1.4	0.1	61.1	1.4	0.049	9.7	105	1	138	229	76

Local: n: núcleo, m: metade; b: borda.

Formas dos Cristais (FC): p: prismático; ov: oval; fr: fragmento.

Textura interna por CL: osc: oscilatória; hc: homogênea clara; he: homogênea escura; zs: zoneamento setorial.

²⁰⁶Pbc (%) e ²⁰⁶Pb* (ppm) indicam chumbo comum e radiogênico, respectivamente. Todos os erros são 1-sigma.

Conc (%): porcentagem de concordância

A partir das imagens de CL e de acordo com as descrições apresentadas em Corfu et al., (2003) os núcleos e bordas dos cristais foram caracterizados segundo suas texturas e possível origem de formação (metamórfica ou ígnea). Desta forma, as principais características internas observadas nos núcleos dos cristais (Figura 4.29) correspondem a: a) núcleos herdados provavelmente afetados por eventos metamórficos de alto grau que exibem texturas caóticas, inclusões em bolhas (cristais 1,7,8,14) e particularmente texturas em lóbulos que penetram localmente no interior do grão na forma de ameba (cristais 16,17,18,19 e 20); b) núcleos herdados possivelmente de origem ígnea com zoneamento setorial e/ou oscilação bimodal (cristais 3,5,6,9,10,11,12 e 13); e c) núcleos com presença de zoneamento homogêneo atribuídos a recristalização local (cristais 2 e 4) sem características de herança e associados a origem ígnea.

Figura 4.29. Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões colhidos em LC-03-A (Andesito de Guarco), indicando ponto de datação para os cristais analisados pelo SHRIMP II e idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Tabela 4.4). Observe-se texturas caóticas (p.e. cristais 16,18,19), zoneamento oscilatório distorcido (p.e. cristais 8,12,14), oscilatório paralelo (cristais 2 e 4), bolhas nos núcleos (p.e. cristais 7, 16, 20), entre outras feições.

Por sua vez, as texturas e tipos de bordas observadas nos cristais (Figura 4.29) correspondem a: a) bordas de origem ígnea afetadas possivelmente por algum evento metamórfico ou magmático tardio indicado pelo zoneamento oscilatório distorcido (cristais 11,12,14,16 e 20) e levemente distorcido (cristais 1,3, 7 e 15), principalmente com interface irregular em relação ao núcleo; b) bordas metamórficas com textura homogênea escura e/ou clara que trunca a textura do núcleo (cristais 5,6,8,10,13), também com interface irregular para alguns dos cristais (p.e. cristal 8); e c) bordas de sobrecrescimento ígneo com zoneamento oscilatório concêntrico fino e paralelo as bordas do cristal (cristais 2 e 4). Os zircões 17,18 e 19 não apresentam um desenvolvimento de borda claro, predominando uma textura caótica neles (Figura 4.29).

A razão Th/U dos pontos analisados varia entre as faixas 0.3-0.6 e 0.1-0.2, com alguns valores afastados até 1.3 (ponto 4.2), mostrando a dispersão dos valores na Figura 4.30 para todas as amostras. Considerando que os valores de Th/U > 0.2 são frequentemente associados a zircões de origem ígnea e valores < 0.2 a uma origem metamórfica (Rubbato, 2002), os resultados indicam que os zircões poderiam ter sofrido a ação de vários processos magmático-metamórficos ao longo de sua história, apoiando em parte as feições texturais já descritas.

Figura 4.30. Razões Th/U das amostras analisadas, distribuídas de acordo com o local do cristal (b, n, m) e indicando número do ponto analisado e o tipo de textura presente em ele segundo a cor, com simbologias diferentes para cada amostra. Abreviaturas: b: borda; n: núcleo, m: metade.

Todas as características comentadas acima não concordam com o tipo de zircão que se espera que seja formado a partir de um magma de composição basáltica/intermediária cujas feições internas deveriam corresponder a cristais com zoneamentos oscilatórios, característicos de processos ígneos. Portanto, os zircões encontrados nesta amostra são considerados aqui como **xenocristais** dentro da rocha de andesito, que evidenciam uma grande variação de texturas internas ígneas e metamórficas, indicando assim uma área fonte externa afetada por vários processos magmático-metamórficos. Outras evidências que sustentam a interpretação de zircões como xenocristais são a presença de cristais metamicticos (p.e. cristal 15), cristais com bolhas na interface de sobrecrecimento (p.e cristal 16), geometrias irregulares entre o núcleo e a borda (p.j cristal 20) e núcleos com texturas caóticas (p.e. cristal 8,14), segundo o descrito em Corfu et al. (2003).

Os xenocristais com núcleos herdados e sobrecrecimentos oscilatórios distorcidos a levemente distorcidos ou com texturas homogêneas claras e/ou escuras são interpretados como zircões típicos de rochas metamórficas de alto grau (granulitos/gnaisses) com base nas características descritas por Corfu et al. (2003) para este tipo de rochas.

Por sua parte, os xenocristais que apresentam núcleos com texturas homogêneas claras e/ou escuras e fases de sobrecrecimento com zoneamento oscilatório fino e paralelo as bordas do cristal são interpretados como zircões de rocha ígnea formados em ambiente de crosta continental segundo Corfu et al. (2003).

4.3.1.2 Resultados U-Pb em zircão por SHRIMP IIe

Foram datados 15 pontos em 12 cristais de zircão pelo método U-Pb por SHRIMP IIe, cujos dados analíticos constam da Tabela 4.4. Os cristais com texturas muito caóticas, alta densidade de fraturas, grãos metamicticos e/ou zircões com teores de urânio altos ou muito baixos não foram analisados (p.e. cristais 15, 16, 19, 20 – Figura 4.29). Os pontos 4.2 e 5.1 não foram incluídos nos resultados porque apresentaram uma alta porcentagem de chumbo comum e alta discordância.

Os resultados obtidos foram lançados no diagrama U-Pb Concórdia da Figura 4.31A, onde é observada uma grande distribuição de idades ao longo da curva concórdia, agrupando-se em três populações de dados e quatro idades pontuais.

Figura 4.31. Dados U-Pb por SHRIMP IIe em zircões obtidos do Andesito de Guarco (LC-03-A). A) Gráfico Concórdia mostrando todos os resultados de datação, exibindo uma grande variedade de idades ao longo do tempo geológico (xenocristais). B) *Weighted Average* para idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos pontos 1.1, 3.1, 3.2, 11.1 e 12.1 com idade calculada de 2667 ± 78 Ma. C) *Concórdia Age* dos pontos 7.1, 13.1 e 13.2 calculando uma idade de 2115 ± 17 Ma. D) *Concórdia Age* dos pontos 2.1, 2.2 e 4.1 calculando uma idade de 607 ± 9 Ma

A idade mais antiga foi medida no núcleo do zircão 6 (ponto 6.1) com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3095 ± 5 Ma, de baixa discordância (3%) e baixo teor de chumbo comum (<2%) (Tabela 4.4). Para pontos localizados próximos da idade 2,6 Ga (pontos 1.1, 3.1, 3.2, 11.1, e 12.1) foi calculada uma idade do tipo *Weighted Average* de 2667 ± 78 Ma (Figura 4.31B). Com os pontos concentrados próximos da idade 2.1 Ga (pontos 7.1, 13.1 e 13.2) foi calculada uma idade do tipo *Concórdia Age* de 2115 ± 17 Ma (Figura 4.31C), e para os pontos localizados próximos de 600 Ma (pontos 2.1, 2.2 e 4.1) foi calculada uma idade de 607 ± 9 Ma (Figura 4.31D). Outros dados pontuais correspondem aos pontos 8.1, 9.1 e 10.1 que apresentam

idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2812 ± 4 Ma, 2721 ± 7 Ma e 2276 ± 32 Ma, respectivamente. Os dados obtidos são interpretados como idades concordantes, e representativas de eventos geológicos pretéritos, e seu espalhamento na curva concórdia não representa perdas de chumbo comum, comprovado pelo gráfico de Tera-Wasserburg onde os dados também situam-se na curva.

A partir dessas idades, e em conjunto com as características texturais descritas acima, pode-se concluir que a população de xenocristais presentes na amostra LC-03-A correspondem a zircões de origem metamórfica e ígnea de idades pré-Cambrianas (>542 Ma). Os xenocristais com características de zircão metamórfico ocorrem principalmente em núcleos com idades arqueanas (6.1, 8.1, 9.1 e 11.1) e em zonas de sobrecrecimento com idades neoarqueanas (1.1, 3.1, 3.2 e 12.1) e paleoproterozoicas (7.1, 10.1, 13.1 e 13.2). E os zircões com feições ígneas ocorrem em núcleos e bordas de idades neoproterozoicas (pontos 2.1, 2.2 e 4.1). Neste estudo, a idade de cristalização do Andesito de Guarco não pode ser obtida.

4.3.2 Basaltos Loma de Rodas

A amostra analisada para o corpo Basaltos Loma de Rodas corresponde a uma rocha de textura porfirítica composta por fenocristais e microfenocristais de plagioclásio alterado e microfenocristais de hornblenda em uma matriz cripto e microcristalina com hornblenda, minerais opacos, sílice amorfo e plagioclásio.

4.3.2.1 Tipos de zircão e razão Th/U

Foram separados 10 cristais de zircão com tamanhos entre 100 e 70 μm , formas prismáticas (2,1,1), prismáticas alongadas (2,1/2,1/2) e ovais, com um cristal arredondado (cristal 7, Figura 4.32), e de cores violetas e translúcidos. Alguns zircões têm arestas semi-arredondadas e outros terminações pontiagudas.

As imagens de catodoluminescência (CL) mostram cristais constituídos por núcleos (alguns herdados) envolvidos por várias fases de sobrecrecimento de origem ígnea ou metamórfica (Figura 4.32). A partir destas imagens de CL e seguindo-se as descrições contidas em Corfu et al., (2003), os núcleos e bordas dos cristais foram caracterizados, indicando uma possível origem de formação (metamórfica ou ígnea).

Figura 4.32. Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões colhidos em LC-07-A (Basaltos Loma de Rodas), indicando o ponto de datação para os cristais analisados por SHRIMP IIe e as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para os cristais 1,2,3,4,5,6 e 9 e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os cristais 7 e 8 (Tabela 4.4). Observe-se texturas caóticas (cristais 7 e 8), zoneamento oscilatório levemente distorcido (cristais 6 e 9), oscilatório concêntrico (cristais 3, 4 e 10) e oscilatório bimodal (1,2 e 5)

As principais feições internas observadas nos núcleos dos cristais correspondem a: a) núcleos herdados que exibem zoneamento setorial com texturas caóticas locais (cristais 7 e 8) possivelmente de origem ígnea com metamorfismo sobreposto que distorce o zoneamento setorial; b) núcleos com texturas homogêneas escuras/claras e inclusões em bolha (cristais 3, 4 e 6) provavelmente herdados; e c) núcleos com zoneamento oscilatório sem características de herança e associados a uma origem ígnea (cristal 9 e 10).

Com respeito aos tipos de bordas nos cristais, estas correspondem a: a) bordas de origem metamórfica evidenciada por sobrecrecimentos finos de texturas homogêneas claras que truncam outros sobrecrecimentos com zoneamento oscilatório paralelo bimodal e fino (cristais 7 e 8); b) bordas ígneas afetadas por algum evento metamórfico ou magmático tardio, indicadas pelo zoneamento oscilatório distorcido (cristal 6) e levemente distorcido (cristal 9) com várias fases de sobrecrecimentos de interfaces irregulares; c) bordas ígneas com zoneamento oscilatório bimodal e/ou setorial em cristais sem núcleo definido (cristais 1, 2 e 5); e d) sobrecrecimentos ígneos com zoneamento oscilatório concêntrico e paralelo às borda do zircão (cristais 3, 4 e 10).

Quanto à relação Th/U, existe uma concentração de valores entre as faixas 0.5-0.8 e 1.2-1.4, com um valor máximo de 1.9 (ponto 6.1) e mínimo de 0.37 (ponto 8.2) (Figura 4.30). Esses resultados não sugerem origens metamórficas para os pontos analisados em cada cristal (valores todos > a 0.2), embora as texturas internas do cristal mostrem, em imagens de CL, bordas de sobrecrecimentos que possuem feições de zircão formado em condições metamórficas (cristal 7 e 8), indicando assim que processos de metamorfismo nem sempre podem ser reconhecidos pela baixa relação Th/U e de fato pode apresentar teores mais elevados ou iguais em relação ao zircão magmático (p.e. Moller et al., 2002). Também as razões Th/U obtidas também podem ser atribuídas à uma mistura da razão Th/U no local analisado devido ao menor tamanho da borda metamórfica em relação ao tamanho do *spot* de análise (Figura 4.32).

Com base nas características descritas desta população de cristais, é possível indicar a presença de zircões contemporâneos à rocha ígnea analisada, denominados aqui como **autocristais** (de acordo com Miller et al., 2007), correspondentes aos cristais 1, 2, 3 e 5, e também a presença de zircões do tipo **xenocristal** para os cristais 4, 6, 7, 8, 9 e 10. Os autocristais são caracterizados principalmente por ser prismáticos alongados com zoneamentos oscilatórios simples sem núcleos definidos, considerados como formados pelo magma que originou a rocha basáltica e, portanto, proporcionando a idade de cristalização do corpo. Por sua vez, os xenocristais são interpretados como derivados de rochas pré-existentes e incorporados no magma hospedeiro, com suas texturas internas mostrando uma origem distinta à do corpo analisado, possuindo uma área fonte mais antiga afetada por vários processos magmático-metamórficos.

Os xenocristais que apresentam núcleos herdados com textura de zoneamento setorial e levemente caótica, envolvidos por sobrecrecimentos com texturas homogêneas claras (cristais 7 e 8) são interpretados como zircões típicos de rochas metamórficas de alto grau (granulitos/gnaisses); e os xenocristais que têm núcleos com texturas homogêneas escuras envolvidas por fases de sobrecrecimento com zoneamento oscilatório levemente distorcido e paralelo às bordas do cristal (cristal 4, 6, 9 e 10) são interpretados como zircões formados durante processos ígneos. Essas interpretações são baseadas nas características propostas por Corfu et al., (2003).

4.3.2.2 Resultados U-Pb em zircão por SHRIMP IIe

Foram datados 13 pontos em 9 cristais de zircão, sendo os dados analíticos apresentados na Tabela 4.4. O cristal 10 não foi analisado por ter altos teores de urânio e os pontos 1.1, 2.2 e 5.1 não foram incluídos nos resultados devido a uma alta porcentagem de chumbo comum (Figura 4.32). No diagrama U-Pb Concórdia é observada a distribuição de idades que estão agrupadas em quatro populações de dados e uma idade pontual (Figura 4.33A).

Para os pontos localizados entre as idades 2.0 e 2.2 Ga (7.1, 7.2, 8.1 e 8.2) foram calculadas duas idades do tipo *Concórdia Age*, uma idade de 2148 ± 10 Ma correspondente aos núcleos dos cristais e outra de 2068 ± 8 Ma para as bordas (Figura 4.33B-C). Com os pontos concentrados em torno da idade 600 Ma (6.1, 6.2, e 9.1) foi calculada uma idade do tipo *Concórdia Age* de 605 ± 12 Ma (Figura 4.33E), e para os pontos localizados entre 90 e 100 Ma (1.2, 2.1, 3.1, 3.2 e 5.2) foi calculada uma idade também tipo *Concórdia Age* de 96 ± 2 Ma (Figura 4.33F). Um dado pontual foi obtido a partir do ponto 4.1 com idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 460 ± 18 Ma.

Com base nestas idades, e nas feições texturais descritas anteriormente, pode-se concluir que:

a) os xenocristais com características de zircão metamórfico ocorrem tanto em núcleos como em bordas de idades paleoproterozoicas (pontos 7.1, 7.2, 8.1 e 8.2); b) os xenocristais com feições ígneas ocorrem em núcleos e bordas de idades neoproterozoicas (pontos 6.1, 6.2 e 9.1); e c). os autocristais com características ígneas indicam uma idade do Cretáceo superior (pontos 1.2, 2.1, 3.1, 3.2 e 5.2), interpretada como idade de cristalização do corpo Basaltos Loma de Rodas.

Figura 4.33. Dados U-Pb por SHRIMP IIe em zircões obtidos do corpo Basaltos Loma de Rodas. A) Gráfico U-Pb tipo Concórdia mostrando todos os resultados de datação. B). *Concórdia Age* dos pontos 7.1 e 8.1 (núcleos) com idade calculada de 2148 ± 10 Ma. C) *Concórdia Age* dos pontos 7.2 e 8.2 (bordas) com idade calculada de 2068 ± 8 Ma. D) Imagens de CL para os cristais 7 e 8 mostrando o local de datação (núcleo e borda) para a *Concórdia Age* em B e C. E) *Concórdia Age* dos pontos 6.1, 6.2 e 9.1 calculando uma idade de 605 ± 12 Ma. F) *Concórdia Age* dos pontos 1.2, 2.1, 3.1, 3.2 e 5.2 calculando uma idade de 95.9 ± 1.8 Ma.

4.3.3. Stock de San Juan

Foi analisada uma amostra correspondente a um dacito de textura microporfirítica composto por microfenocristais de plagioclásio moderadamente alterado em matriz felsítica criptocristalina com alguns microcristais de quartzo e plagioclásio.

4.3.2.3 Tipos de zircão e razão Th/U

Foram colhidos 11 cristais de zircão com tamanhos entre 150 e 50 μm , apresentando formas prismáticas (2,1,1) e ovais, e cores entre violetas e laranjas (alguns escurecidos).

As imagens de catodoluminescência (CL) exibem cristais constituídos principalmente por núcleos herdados e várias fases de sobrecrecimento, de origem ígnea ou metamórfica (Figura 4.34). Com base nestas imagens de CL, e no Atlas de texturas de Zircão (Corfu et al., 2003), são caracterizados os núcleos e as bordas dos cristais, indicando uma possível origem de formação (metamórfica ou ígnea).

Figura 4.34. Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões colhidos em LC-06-B (Stock de San Juan), indicando ponto de datação, idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para os cristais 1, 2, 6, 7 e 8, e idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os cristais 4 e 5 (Tabela 4.4). Observe-se textura caótica (cristal 9), núcleos herdados (p.e cristais 2, 3, 4 e 11), zoneamento oscilatório concêntrico (p.e cristais 2, 3 e 7), entre outras características.

As características internas dos núcleos correspondem a: a) núcleos herdados com texturas homogêneas claras e escuras (cristais 2, 7, 8 e 11) possivelmente de origem metamórfica; b) núcleos herdados com zoneamento oscilatório bimodal associados a uma origem ígnea (cristal 4 e 10); e c) núcleos herdados com texturas caóticas e inclusões em bolhas (cristais 3 e 9) provavelmente afetados por eventos metamórficos de alto grau. O cristal 1 não tem núcleo definido, apresenta um zoneamento oscilatório bimodal e, particularmente, é composto por duas camadas com oscilação interna fina separadas por uma camada homogênea clara, que indica variações no seu crescimento, típico de zircão formado em processos ígneos.

Por sua vez, as características das bordas correspondem a: a) bordas finas com texturas homogêneas claras e escuras, que truncam as texturas internas do cristal, sendo associadas a uma origem metamórfica (cristais 1, 4, 6 e 9), b) bordas com zoneamento oscilatório concêntrico e paralelo às bordas do zircão, atribuídas a uma origem ígnea (cristais 5, 7 e 10); e c) sobrecrecimentos oscilatórios de origem ígnea, com áreas locais de homogeneização clara/cinza (cristais 2, 3, 6 e 8).

Deve-se também ressaltar que: os cristais 10 e 5 apresentam um fraturamento paralelo e semi-paralelo, respectivamente (Figura 4.34), associados a uma descompressão rápida durante a erupção de uma rocha vulcânica (Rudnick & Williams, 1987 em Corfu et al., 2003); e o cristal 11 possui um fraturamento radial (Figura 4.34), atribuído ao contraste entre os altos teores de urânio e tório no núcleo em relação aos baixos teores nas bordas.

As razões Th/U para os pontos analisados apresentam valores entre 0.27-1.14 (Figura 4.30). Os valores obtidos não sugerem origens metamórficas para os pontos analisados (valores > 0.2), exceto para o ponto 4.2 (localizado em uma borda com feições de sobrecrecimento metamórfico) que possui um valor Th/U levemente maior a 0.2, possivelmente afetado por valores maiores de Th/U em áreas internas do cristal (de origem ígnea), devido ao tamanho menor da borda (Figura 4.34).

As feições descritas acima indicam principalmente a presença de xenocristais e alguns autocristais. Os xenocristais correspondem aos cristais 1, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 e 11, caracterizados por terem texturas internas complexas de origens ígneas e metamórficas. Por sua vez, os autocristais correspondem aos cristais 2 e 3 e são caracterizados por ter formas prismáticas definidas, sem arestas arredondadas, com zoneamentos oscilatórios concêntricos e paralelos às bordas do cristal, embora com núcleos herdados.

Os xenocristais 5, 7, 8, 10 e 11, que têm sobrecrecimentos com zoneamentos oscilatórios paralelos às bordas do cristal, são interpretados como zircões ígneos formados em um ambiente de crosta continental. O xenocristal 9, com textura caótica no seu núcleo, é interpretado como zircão formado por metamorfismo de alto grau. E os xenocristais 1, 4 e 6, que apresentam núcleos com zoneamentos oscilatórios e sobrecrecimentos finos homogeneizados, são interpretados como de origem ígnea com sobreimposição de algum evento metamórfico. As interpretações anteriores são baseadas nas características descritas por Corfu et al. (2003)

4.3.2.4 Resultados U-Pb em zircão por SHRIMP IIe

Foram datados 10 pontos em 7 cristais de zircão, com dados analíticos mostrados na Tabela 4.4. Os cristais 10 e 11 não foram analisados devido à presença de fraturas e/ou alto teor de urânio (Figura 4.34). Os pontos 3.1, 3.2 e 4.2 não foram incluídos nos resultados por apresentar uma alta porcentagem de chumbo comum e/ou muito baixo teor de urânio (Figura 4.34). No diagrama U-Pb Concórdia, observa-se a distribuição de idades que estão agrupadas em duas populações de dados, três idades pontuais e dois dados afastados da curva (Figura 4.35A).

Para os pontos localizados próximos à idade de 600 Ma (1.1, 1.2 e 6.1) foi calculada uma idade do tipo *Concórdia Age* de 637 ± 29 Ma (Figura 4.35C) e para os pontos 7.1 e 8.1 próximos à idade de 400 Ma uma idade de 409 ± 39 Ma (Figura 4.35D). Com os pontos 5.1 e 5.2 foi gerada um linha discórdia calculando uma idade no intercepto superior de 1928 ± 18 Ma (Figura 4.35B). Os dados pontuais correspondem ao ponto 4.1 com idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de 1576 ± 14 Ma, ponto 2.1 com idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 85 ± 3 Ma e ponto 2.2 com idade 77 ± 3 Ma, estes últimos pontos foram plotados na curva concórdia para melhor observação (Figura 4.35E).

Figura 4.35. Dados U-Pb por SHRIMP IIe em zircões obtidos do Stock de San Juan. A) Curva Concórdia mostrando todos os resultados de datação, exibindo espalhamento de idades ao longo do tempo geológico. B) Linha discórdia dos pontos 5.1 e 5.2 com idade calculada do intercepto superior de 1928 ± 18 Ma. C) *Concórdia Age* dos pontos 1.1, 1.2 e 6.1 com idade calculada de 637 ± 29 Ma. D) *Concórdia Age* dos pontos 7.1 e 8.1 com idade calculada de 409 ± 36 Ma. E) Dados pontuais dos pontos 2.1 e 2.2 na curva Concórdia. G) Imagem de CL para os cristais 7, 8 e 2 mostrando o local de datação e a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ correspondente

A partir dessas idades, e em conjunto com às feições texturais descritas acima, pode ser concluído que: a) os xenocristais com características de zircão ígneo ocorrem em núcleos e bordas com idades neoproterozoicas (pontos 1.1, 1.2 e 6.1) e devonianas (pontos 7.1 e 8.1); b) o xenocristal cinco (5) apresenta características de zircão ígneo, formado em um ambiente de crosta continental, com uma idade paleoproterozoica; e c) a idade e cristalização do Stock de San Juan não pode ser obtida com estes dados, embora o autocristal dois mostra uma possível idade de cristalização mínima do Cretáceo superior (ponto 2.2 com idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 77 ± 3 Ma).

4.3.4 Stock El Cativo

Para o Stock El Cativo foi analisado um basalto de textura microporfirítica composto por microfenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio presentes em uma matriz microlítica constituída por plagioclásio tabular, clinopiroxênio e minerais opacos, com quartzo intersticial e fração vítrea.

4.3.4.1 Tipos de zircão e razão Th/U

Foram separados 5 cristais de zircão com tamanhos entre 150 e 50 μm , de formas prismáticas (2,1,1), prismáticas alongadas ($2, \frac{1}{2}, \frac{1}{2}$) e ovais, com arestas arredondadas e cores entre violetas e laranjas.

Em geral, as imagens de catodoluminescência (CL) mostram que alguns cristais estão compostos de núcleos com texturas homogêneas escuras envolvidos por bordas com texturas de zoneamento oscilatório e homogêneas claras, enquanto outros cristais não possuem um núcleo definido (Figura 4.36).

Com base nas suas feições texturais, e tomando como referência a Corfu et al. (2013), pode ser interpretado que os núcleos herdados com texturas homogêneas escuras são possivelmente de origem metamórfica (cristais 1, 2 e 5) e os núcleos com zoneamentos oscilatórios de origem ígnea (cristais 3 e 4; Figura 4.36). As bordas com zoneamentos oscilatórios são interpretadas como formadas em processos ígneos (cristais 1 e 2) e as bordas com texturas homogêneas finas podem corresponder a sobrecrecimentos metamórficos ou ígneos pos-magmáticos (cristais 3, 4 e 5; Figura 4.36).

Figura 4.36. Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões colhidos em LC-02-B (Stock El Cativo), indicando ponto de datação e idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ correspondente (Tabela 4.4). Observe-se distintos padrões de zoneamento oscilatório (cristais 1 e 3), núcleos herdados (cristais 1, 2 e 5) e bordas com zoneamento oscilatório simples (cristais 2 e 5).

Os pontos analisados apresentam uma razão Th/U entre 0.5-1.1, com um valor mínimo de 0.3 (Figura 4.30). Esses valores sugerem uma origem ígnea para os pontos datados ($\text{Th}/\text{U} > 0.2$), concordante, em parte, com as texturas atribuídas a processos ígneos que apresentam os cristais (Figura 4.36).

4.3.4.2 Resultados U-Pb em zircão por SHRIMP IIe

Foram datados 10 pontos nos 5 cristais de zircão, sendo os dados analíticos mostrados na Tabela 4.4. O diagrama U-Pb Concórdia mostra uma distribuição de idades ao longo da curva, observando-se duas populações de dados (Figura 4.37A).

Para os pontos localizados próximos da idade de 600 Ma (1.1, 1.2, 1.3, 3.1, 3.2, 4.1 e 4.2) foi calculada uma idade do tipo *Concórdia Age* de 627 ± 8 Ma (Figura 4.37B). Com os pontos concentrados próximos de 100 Ma (2.1, 2.2 e 5.2) foi calculada uma idade também do tipo *Concórdia Age* de 107 ± 11 Ma, embora com erro de 1σ . Finalmente, uma idade pontual $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 142 ± 6 Ma é obtida a partir do ponto 5.1.

Integrando os resultados de datação com às feições texturais dos cristais, pode-se indicar que os xenocristais 1, 3 e 4, com características de zircão formado em processos ígneos, apresentam idades neoproterozoicas; e que os cristais 2 e 5, com bordas características de origem ígnea, mostram uma idade de sobrecrecimento do Cretáceo, possivelmente associada à idade de cristalização do Stock El Cativo, embora seja uma aproximação, uma vez que não há dados suficientes para determinar sua idade de cristalização.

Figura 4.37. Dados U-Pb por SHRIMP IIe em zircões obtidos do Stock El Cativo. A) Curva Concórdia mostrando todos os resultados de datação, exibindo duas concentrações de idades. B). *Concórdia Age* dos pontos 1.1, 1.2, 1.3, 3.1, 3.2, 4.1 e 4.2 com idade calculada de 627 ± 8.1 Ma. D) *Concórdia Age* dos pontos 2.1, 2.2 e 5.2 com idade calculada de 107.5 ± 11 Ma, utilizando elipses de 1σ .

4.3.5 Basaltos La Aldea

A amostra analisada para o corpo Basaltos La Aldea corresponde a um basalto com textura porfirítica composto por fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio em uma matriz constituída por uma fração microcristalina, de clinopiroxênio, quartzo e minerais opacos, e uma fração vítrea parcialmente desvitrificada com material argiloso e calcita disseminada.

4.3.5.1 Tipo de Zircão e razão Th/U

Deste corpo foram obtidos dois cristais de zircão com tamanho médio de 100 μm , prismáticos (2,1,1), de arestas arredondadas e cores violetas, em parte escurecidos.

As imagens de catodoluminescência (CL) mostram que os cristais são compostos de núcleos herdados com texturas levemente caóticas e setores homogêneos claros e escuros. Estes núcleos são envolvidos por bordas de sobrecrecimentos com zoneamento oscilatório distorcido para o cristal um (1), e textura homogênea escura para o cristal dois (2) (Figura 4.38).

Figura 4.38. Imagens de catodoluminescência (CL) dos dois zircões obtidos em LC-01-A (Basaltos La Aldea), indicando ponto de datação e idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ correspondente (Tabela 4.4). Observe-se núcleos herdados e fases de sobrecrecimentos com distintos padrões de zoneamento oscilatório.

Os dois cristais são considerados como xenocristais. O xenocristal um (1) é composto por um núcleo herdado, com textura levemente caótica associada a processos metamórficos, e duas fases de sobrecrecimentos, atribuídas a uma origem ígnea, sendo a borda afetada por algum processo metamórfico que distorce o zoneamento oscilatório (Figura 4.38). Por sua vez, o xenocristal dois (2) é conformado por um núcleo herdado, com textura homogênea clara e escura de possível origem metamórfica, e duas fases de sobrecrecimento, a primeira

associada a um processo magmático e a segunda a um processo metamórfico (Figura 4.38). O anterior baseia-se nas características texturais dos tipos de zircão descritas em Corfu et al. (2003).

Em relação ao valor de Th/U (Figura 4.30), os pontos analisados apresentam valor mínimo de 0.22 (ponto 2.1) e máximo de 0.69 (ponto 2.2). Estes valores indicam uma origem aproximadamente metamórfica para o ponto 2.1 e ígnea para os outros pontos. Pode-se indicar que o valor de 0.22 no ponto 2.1 corresponde a uma mistura de um sobrecrecimento ígneo com uma borda metamórfica (Figura 4.38).

4.3.5.2 Resultados U-Pb em zircão por SHRIMP IIe

Foram datados quatro (4) pontos nos dois cristais de zircão, com dados analíticos mostrados na Tabela 4.4. O ponto 1.1 não foi incluído nos resultados porque apresentou uma porcentagem de chumbo comum > 18%. No diagrama U-Pb Concórdia são observados os dados, sendo discordantes em relação à curva Concórdia (Figura 4.39A).

Os pontos datados nos núcleos dos dois cristais (pontos 1.2 e 2.2) mostram uma idade de intercepto superior de 2168 ± 22 Ma. Os pontos 2.3 e 2.1 apresentam uma idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de 2000 ± 7 Ma e 2132 ± 6 Ma, respectivamente.

Esses resultados mostram xenocristais de idades paleoproterozoicas, com características de zircão formado a partir de processo ígneos e metamórficos, possivelmente associados a rochas de alto grau de metamorfismo (granulitos ou gnaisses).

Figura 4.39. Dados U-Pb por SHRIMP II em zircões obtidos do corpo Basaltos La Aldea. A) Curva Concórdia mostrando os resultados de datação, exibindo altas porcentagens de discordância por perdas de chumbo comum. B). Linha discórdia dos pontos 1.2 e 2.2 (núcleos) com idade calculada do intercepto superior de 2168 ± 22 Ma.

4.3.6 Corpos Menores La Tolda

Dos Corpos Menores La Tolda, foram analisadas duas amostras: LC-04-B e LC-04-D. A amostra LC-04-B corresponde a um diabásio com textura ofítica (ou microgabro), composto principalmente por cristais de plagioclásio e clinopiroxênio; e a amostra LC-04-D corresponde a um dacito, composto por fenocristais de quartzo e plagioclásio em uma matriz felsítica. Deve-se notar que a relação de campo dos dois corpos é intrusiva, onde o dacito está intrudindo o diabásio, sendo estruturalmente mais jovem. Numero

4.3.6.1 Tipo de Zircão e razão Th/U

Da amostra LC-04-B foram obtidos dois zircões, um cristal translúcido e de forma prismática (2,1,1) e um fragmento de cristal escurecido. Para a amostra LC-04-D também foram separados dois cristais, um zircão prismático alongado (2, 1/2, 1/2) e escurecido, e um zircão prismático (2,1,1) translúcido.

As imagens de catodoluminescência (CL) para LC-04-B mostram que os cristais são compostos de núcleos herdados com zoneamento oscilatório concêntrico, envolvidos por bordas com zoneamento oscilatório distorcido (Figura 4.40A). E, as imagens de CL em LC-04-D exibem para o cristal um (1) zoneamento oscilatório semi-paralelo e para o cristal dois (2) uma textura caótica (Figura 4.40B).

Figura 4.40. Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões obtidos nos Corpos Menores La Tolda. A) Imagens de CL para os dois zircões colhidos de LC-04-B, indicando ponto de datação e idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para os pontos 1.1 e 1.2, e idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para os pontos 2.1 e 2.2 (Tabela 4.4). B) Imagens de CL para os dois zircões colhidos de LC-04-D, indicando ponto de datação e idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para o cristal um (1).

Para a mostra LC-04-B, tanto o cristal como o fragmento de cristal são considerados xenocristais devido a que apresentam núcleos herdados, possivelmente formados em processos ígneos, envolvidos por fases de sobrecrecimentos, que são atribuídos a uma origem ígnea, mas afetados por algum processo metamórfico que distorce seu zoneamento (Figura 4.40A). Por seu lado, o cristal um (1) em LC-04-D é considerado como autocristal, com um zoneamento simples associado a uma origem ígnea, enquanto o cristal dois (2) é interpretado como um xenocristal, típico de rocha metamórfica de alto grau (Figura 4.40B). Essas considerações são baseadas nas características texturais dos zircões descritas em Corfu et al. (2003).

Em relação à razão Th/U (Figura 4.30), os pontos analisados nos cristais de LC-04-B apresentam os valores entre 0.14 e 0.93. Os valores obtidos sugerem uma afinidade metamórfica para o ponto 1.2 e ígnea para os demais pontos (Figura 4.30), embora pode ser indicado que o valor do ponto 1.1. (Th/U de 0.29) poderia corresponder a uma mistura entre

um núcleo ígneo e um sobrecrecimento metamórfico (Figura 4.40A). Por outro lado, os três pontos datados no cristal um (1) de LC-04-D apresentam valores de $\text{Th/U} > 0.52$, sugerindo uma origem ígnea, ao igual que sua textura interna.

4.3.6.2 Resultados U-Pb em zircão por SHRIMP IIe

Quatro (4) pontos foram datados nos cristais de zircão obtidos da amostra LC-04-B, cujos dados analíticos são expostos na Tabela 4.4. No diagrama U-Pb Concórdia foi calculada uma linha discórdia com idade do intercepto superior de 1817 ± 32 Ma, e do intercepto inferior de 376 ± 62 Ma (Figura 4.41).

Com base nas descrições texturais e as razões Th/U , a idade do intercepto inferior é interpretada como produto de algum evento metamórfico responsável pela perda de chumbo no sistema. A partir disso, pode ser concluído que os xenocristais da amostra LC-04-B apresentam: núcleos ígneos com idade de cristalização do Paleoproterozoico superior, indicada pela idade do intercepto superior (1817 ± 32 Ma), e bordas de origem metamórfica com idade do Paleozoico superior, indicada pela idade do intercepto inferior de 376 ± 62 Ma (Figura 4.41).

Figura 4.41. Curva Concórdia mostrando os pontos de datação obtidos nos zircões de LC-04-B, exibindo altas porcentagens de discordância por perdas de Pb comum e linha discórdia com idade calculada do intercepto superior de 1817 ± 32 Ma e do intercepto inferior de 376 ± 62 Ma.

Por outro lado, três pontos foram datados no cristal um (1) da amostra LC-04-D, cujos dados analíticos são mostrados na Tabela 4.4. O cristal dois (2) não foi analisado por ter alto teor de urânio e textura caótica (Figura 4.40).

Os três dados foram plotados no diagrama U-Pb Concordia Inversa (Terra-Wasserburg) (Figura 4.42), sendo este diagrama mais conveniente para idades recentes. A partir dos pontos 1.1 e 1.2 calculou-se uma idade do tipo *Concordia Age* de 89 ± 0.6 Ma. E o ponto 1.3 mostra uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 105 ± 1 Ma (Tabela 4.4, Figura 4.42). Estes resultados mostram uma possível idade de cristalização para o dacito (LC-04-D) do Cretáceo superior, embora essa idade não tenha sido possível calcular devido a não obter dados suficientes.

Figura 4.42. Dados U-Pb por SHRIMP IIe no cristal um (1) obtido de LC-04-D, plotados na Curva Concordia Inversa, calculando uma idade *Concordia Age* de 89 ± 0.6 Ma para os pontos 1.1 e 1.2.

Integrando todos os dados obtidos nos corpos analisados, mediante um histograma de frequência com curva de probabilidade relativa (Figura 4.43), podem ser observados cinco intervalos de idades registradas, correspondentes a: a) idades Neoarquenas em torno de 2700 Ma, encontradas em zircões característicos de rochas metamórficas de alto grau (granulito/gnaiss); b) idades paleoproterozoicas ao redor de 2100, 2000 e 1800 Ma, achadas

em cristais com sobrecrecimentos possivelmente de origem metamórfica; c) idades neoproterozoicas em torno de 600 Ma, encontradas em zircões com feições de origem ígnea; d) idades paleozoicas entre 460 e 360 Ma, encontradas em zircões com características ígneas e metamórficas; e e) idade Cretácea ao redor de 90 Ma (com a idade mais nova de 77 Ma), calculada em zircões com características ígneas e associada ao tempo de cristalização dos corpos estudados. A origem dos xenocristais e as possíveis áreas fontes deles são discutidas mais pela frente.

Figura 4.43. Histograma de frequência e curva de probabilidade relativa para as idades em xenocristais e autocristais encontrados nos corpos sub-vulcânicos. A idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ foi utilizada para os resultados > 1500 Ma e a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para os resultados < 1500 Ma.

4.4 Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd

Para caracterizar a fonte magmática dos corpos sub-vulcânicos, foram realizadas análises isotópicas pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd em duas amostras para cada corpo estudado (com exceção do Stock de San Juan), cujos dados analíticos constam na Tabela 4.5. Além disso, uma análise de Sm-Nd foi realizada em uma amostra da Formação Barroso (LC-11-A), coletada neste projeto para respectiva comparação, devido a sua presença como encaixante na maioria dos corpos estudados.

Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ foram calculados a partir de idades de cristalização que para uns corpos foram obtidas da literatura e para outros corpos calculadas a partir dos resultados deste trabalho. Assim, para o corpo Basaltos Loma de Rodas, o Stock de San Juan, o Stock El Cativo e o Dacito dos Corpos Menor La Tolda, as idades foram obtidas a partir dos resultados U-Pb em zircão por SHRIMP IIe realizado neste trabalho.

Para o Andesito de Guarco foi considerada a idade U-Pb em zircão por LA-ICP-MS de 103 ± 4 Ma reportada em Correa et al. (2017). Esta idade também foi considerada como idade de cristalização para o corpo Basaltos La Aldea devido à correlação petrográfica e química que apresenta com o Andesito de Guarco, encontrada aqui. Para o diabásio dos Corpos Menores La Tolda foi utilizada a idade ^{39}Ar - ^{40}Ar em rocha total de 98 ± 7 Ma, obtida na unidade Diabásios de San Jose de Urama em Correa et al. (2017), e para a Formação Barroso foi empregada a idade de 100 Ma do Albiano-Cenomaniano reportada na literatura (p.e. Toussaint & Restrepo, 1978; Etayo et al., 1980 em Rodriguez & Arango, 2013).

As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas variaram de 0.70334 a 0.70543 (Tabela 4.5). Considerando que rochas de arco de ilhas têm valores típicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial entre 0.7030-0.7040 (p.e. Gil, 1981; DePaolo, 1988; Allegre, 2008), a maioria das amostras estudadas são associadas a ambientes de arcos de ilha. Observe-se que o Stock de San Juan (LC-06-B) é o corpo que possui o maior valor da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70543 (Tabela 4.5).

Tabela 4.5. Dados analíticos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha-total para os corpos estudados

Corpo/Amostra		Litologia	Idade (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr Calculado	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr Medido	Erro (2σ)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i Calculado	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd Calculado	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd Medido	Erro (2σ)	ε _{Nd} (0) Calculado	ε _{Nd} (t) Calculado
Basaltos La Aldea	LC-01-A	Basalto	103*	15.9	425.5	0.108	0.70428	0.00002	0.70412	1.596	5.539	0.1743	0.51297	0.00001	6.46	6.76
	LC-01-B	Basalto	103*	59	238	0.717	0.70481	0.00002	0.70376	1.887	6.734	0.1695	0.51299	0.0010	7.03	7.39
Stock El Cativo	LC-02-A	Dacito	108	27	231	0.338	0.70395	0.00002	0.70343	2.178	8.736	0.	0.51295	0.00000	6.13	6.76
	LC-02-B	Basalto	108	3	323.1	0.027	0.70365	0.00002	0.70361	1.887	7.949	0.1435	0.51294	0.00001	5.81	6.53
Andesito de Guarco	LC-03-A	Andesito	103*	24	269.1	0.258	0.70463	0.00002	0.70425	1.542	5.422	0.1719	0.51294	0.00000	5.96	6.28
	901207	Andesito	103*	62	204	0.879	0.70484	0.00002	0.70355	1.053	4.085	0.1558	0.51299	0.00001	6.82	7.36
Corpos Menores La Tolda	LC-04-B	Diabásio	98*	<1	72.5	0.000	0.70334	0.00002	0.70334	1.358	4.109	0.1998	0.51298	0.00001	6.63	6.59
	LC-04-D	Dacito	89	<1	12.7	0.000	0.70406	0.00002	0.70406	1.306	5.042	0.1566	0.51294	0.00001	5.79	6.25
Stock de San Juan	LC-06-B	Dacito	77	<1	26.6	0.000	0.70543	0.00002	0.70543	1.902	7.114	0.1617	0.51295	0.00000	6.17	6.51
Basaltos Loma de Rodas	LC-07-A	Basalto	96	5.5	275.4	0.058	0.70407	0.00002	0.70399	1.603	5.566	0.1742	0.51300	0.00000	7.15	7.42
	LC-07-B	Basalto	96	56	389	0.417	0.70429	0.00002	0.70373	2.332	8.845	0.1595	0.51284	0.00000	3.90	4.36
Fm. Barrosol	LC-11-A	Basalto	100*	...	...	...	...	...	...	0.347	1117	0.1877	0.51292	0.0018	5.6	5.7

Idades com asterisco (*) corresponde a idade extraída da literatura, e idade sem asterisco corresponde às idades obtidas neste trabalho.

O parâmetro ε_{Nd}(0) corresponde ao valor atual (t = 0) e é calculado segundo a equação: = {[(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{am}/(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}]-1}*10⁴, onde ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_{CHUR}=0,512638.

O parâmetro ε_{Nd}(t) para idade do corpo é calculado com base na equação simplificada: = ε_{Nd}(0)-{Q_{Nd}*f_{Sm/Nd}}*t, onde f_{Sm/Nd}={(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{am}-(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}}/(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}, (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}= 0.1967 e Q_{Nd}=25,09 (DePaolo et al., 1991).

A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevada do Stock de San Juan (LC-06-B) pode ser explicada como produto da interação da água do mar com o corpo, processo que introduz estrôncio à amostra, aumentando-lhe sua razão inicial. Isto é comprovado pela forte presença de argilas que apresenta a amostra (Figura 4.16).

Por seu lado, os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ calculados para as respectivas idades de cristalização (Tabela 4.5) são positivos variando de +6.25 a +7.42, com dois valores isolados de +5.7 e +4.36 (amostras LC-11-A e LC-07-B, respectivamente). A maioria dos resultados estão próximos dos valores de ϵ_{Nd} medidos em arco de ilhas atuais que caem dentro da faixa de +6 a +8 (DePaolo & Wasserburg, 1977; DePaolo, 1988), correlacionando-se assim com valores típicos de rochas de arco de ilhas, bem como os valores iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os valores mais baixos nas amostras LC-07-B e LC-11-A podem estar associados a processos de contaminação com outro material ou uma fonte magmática distinta.

A Figura 4.44 mostra as características isotópicas de ϵ_{Nd} e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os principais reservatórios no manto e na crosta continental (White, 2013). Neste diagrama foi representado o campo das rochas de arco de ilhas mostrado em DePaolo (1988) e os dados obtidos nas amostras analisadas neste trabalho.

A maioria das amostras situam-se aproximadamente na interface entre os basaltos do tipo MORB e do tipo OIB, no lado direito da tendência geral desses reservatórios principais (*mantle array*) e dentro do campo de arco de ilhas (Figura 4.44). A amostra do Stock de San Juan é a mais deslocada para o lado direito do *mantle array* devido a seu maior valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial em relação às outras amostras, e a amostra LC-07-B do corpo Basaltos Loma de Rodas está no campo de Basaltos de Ilhas Oceânicas ou Continentais, pelo menor valor de ϵ_{Nd} (Figura 4.44). Esta última amostra (LC-07-B) não apresenta um contexto geológico relacionado a OIB ou Basaltos Continentais, pelo qual seu valor de ϵ_{Nd} é associado algum processo de contaminação pela crosta continental e/ou mistura de fundidos.

Figura 4.44. Características isotópicas ϵ_{Nd} e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos principais reservatórios da terra, incluindo campo de rochas de arco de ilhas (DePaolo, 1988) e dados pontuais dos corpos analisados. Diagrama extraído de White (2013).

Analisando o campo para rochas de arco de ilhas, em geral, os valores de ϵ_{Nd} são pouco menos positivos que os valores médios em basaltos tipo MORB (DePaolo, 1988, Figura 4.44). Isso tem sido associado à injeção de sedimentos de mar, com baixo ϵ_{Nd} , na área fonte destas rochas a través de processos de reciclagem e mistura (p.e. DePaolo, 1988; Elliott et al., 1997; Plank & Langmuir, 1998).

Por sua vez, os valores médios de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas vulcânicas associadas a margens convergentes são deslocados para o lado direito da tendência geral dos basaltos tipo MORB e OIB, (Hawkesworth, 1982; DePaolo, 1988; Figura 4.4). Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similares foram registradas em basaltos com alteração hidrotermal (p.e. Hart et al., 1974), bem como em sedimentos de mar profundo (p.e. Hawkesworth, 1982), argumentando, portanto, que os magmas gerados em margens convergentes contêm componentes provenientes da desidratação de crosta oceânica subductada (e/ou fusão de sedimentos), que são adicionados na cunha mantélica durante o processo de subducção (p.e. DePaolo, 1988).

Assim, os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ calculados nas amostras analisadas suportam uma contribuição na área fonte de fluidos hidratados e fundidos de sedimentos, provenientes do *slab* na zona de subducção, evidenciado anteriormente pelas razões de Ba/Th, Th/Nb e Ba/Nb, e que poderiam explicar a origem dos xenocristais de zircão achados nas amostras.

Por outro lado, para identificar fontes de magma comum entre as diferentes unidades associadas aos corpos sub-vulcânicos, foram elaboradas as curvas de evolução de ϵ_{Nd} ao longo do tempo geológico para as amostras analisadas e para as unidades Tonalito de Buriticá e Tonalito de Santa Fé, com dados extraídos em Weber et al. (2015), e para os basaltos da Formação Vulcânica, frequentemente correlacionada com a Formação Barroso, com dados registrados em Kerr et al. (1997) (Figura 4.45).

Figura 4.45. Linhas de evolução isotópica ϵ_{Nd} vs Tempo (Ga), para as amostras analisadas e unidades associadas, em relação à curva de evolução do manto empobrecido de DePaolo (1981). Dados das Rochas plutônicas associadas (Tonalito de Buriticá e Santa Fé) e da Formação Vulcânica são extraídos de Weber et al.(2015) e Kerr et al.(1997), respectivamente. A barra cinza próxima a 0.1 Ga indica a idade de cristalização média para todas as amostras. A barra cinza escura no eixo épsilon e as linhas vermelhas horizontais descontinuas indicam a faixa de valores de ϵ_{Nd} para as amostras no tempo de cristalização em 0.1 Ga. A Linha roxa descontinua indica o valor de ϵ_{Nd} (+8.2) para o manto empobrecido (DM - *Depleted Mantle*) em 0.1 Ga.

Como todas as amostras apresentam um elevado fracionamento da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (>0.14 , Tabela 4.5), possivelmente atribuído a eventos de alteração hidrotermal que atuaram na área de estudo, as curvas de evolução de ϵ_{Nd} vs tempo têm pouca inclinação e, portanto, um ângulo baixo de intercepção com a curva de evolução do manto empobrecido calculado por DePaolo (1981) (Figura 4.45). Como consequência, não foi conveniente fazer um cálculo da idade modelo em relação ao manto empobrecido (T_{DM}) ao apresentar maior incerteza (p.e. Stern, 2002).

No entanto, embora o cálculo de T_{DM} nas amostras não reflita o tempo de fracionamento de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para a área fonte, pode-se notar que todas as amostras têm uma intercepção com a curva do manto empobrecido de DePaolo (1981) menor a 0.8 Ga (Figura 4.45), indicando que o tempo máximo de fracionamento $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ na área fonte foi no Neoproterozoico, mostrando, portanto, que os zircões de idades arqueanas e paleoproterozoicas encontrados aqui não poderiam corresponder ao magma parental dos corpos estudados.

Com base na Figura 4.45, pode ser interpretado que:

- As rochas encaixantes dos corpos sub-vulcânicos, correspondentes às amostras LC-04-B (Diabásio) e LC-11-A (Basalto da Formação Barroso), apresentam um alto fracionamento de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.19 e 0.18, respectivamente) e, portanto, exibem linhas de pouca inclinação, com $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ entre +6.6 e +5.7, sendo, em média, duas unidades inferiores ao valor do manto empobrecido de +8.2 (Figura 4.45).

Estas amostras de embasamento (LC-04-B e LC-11-A) compõem um campo que, em geral, inclui as curvas da maioria dos corpos estudados e das unidades Tonalito de Santa Fé e Tonalito de Buritica, a partir de 0.1 Ga (Figura 4.45). Isto indica que, possivelmente, processos de fusão parcial deste embasamento poderiam ter originado a maioria das rochas sub-vulcânicas e plutônicas na área de estudo ou que, em geral, todas as unidades apresentariam a mesma fonte mantélica, que seria um pouco menos fracionada em relação a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para os corpos de estudo (que têm curvas com maior inclinação). As amostras 901207, LC-01-B, LC-07-A e LC-07-B estão fora deste campo (Figura 4.45), possivelmente com uma fonte distinta ou processos ígneos adicionais (p.e. mistura e/ou contaminação)

- Basaltos da Formação Vulcânica formam outro campo diferente ao embasamento da área de estudo, com $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ entre +8.3 e +7.47, cujos valores são bem próximos do valor do

manto empobrecido (+8,2; Figura 4.45). As amostras aqui analisadas não estão incluídas neste campo, e as amostras 901207, LC-01-B e LC-07-A estão muito próximo de seu limite inferior (Figura 4.45). Isto indica, em primeiro lugar, pouca contaminação de outros materiais na fonte dos basaltos da Formação Vulcânica e, em segundo lugar, que a participação deste embasamento de *plateau* é subordinada nas rochas estudadas, com possível contribuição na formação de três amostras (901207, LC-01-B e LC-07-A) presentes na área de estudo.

- As inclinações dos campos que configuram a Formação Barroso-Diabásio (de cor verde) e a Formação Vulcânica (de cor marrom) são relativamente semelhantes, mostrando o mesmo grau de fracionamento de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, no entanto, os campos estão distantes entre eles indicando distintas áreas fontes e/ou processos adicionais que afetaram apenas a região fonte da Formação Barroso, a qual apresenta um maior grau de contaminação (Figura 4.45).
- Considerando que para a idade de cristalização dos corpos estudados (~0.1 Ga) o manto empobrecido teria um $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de +8.2 (mostrado na linha pontuada roxa da Figura 4.45) e que as amostras apresentam $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ entre +7.42 e +4.36 (mostrado na barra cinza escura e linhas vermelhas descontinuas da Figura 4.45), pode-se indicar que a área fonte dos corpos, além de ser mantélica (ϵ_{Nd} positivos), teve uma participação subordinada com outro material de origem crustal, podendo ser do próprio arco de ilhas, de sedimentos subductados ou ainda de crosta continental. A partir desse pouco material crustal, refletido no valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (bem como nas razões Th/Nb e Ba/Nb), proviriam os xenocristais de zircão e seria o responsável pelas diferenças geoquímicas da Formação Barroso com a Formação Vulcânica.

Sumarizando os resultados descritos, os corpos sub-vulcânicos estão associados ao desenvolvimento de um arco de ilhas, de primitivo a mais evoluído, cuja área fonte evidencia a incorporação (ou presença) subordinada de material crustal, que modifica os valores de ϵ_{Nd} em relação ao manto empobrecido, aumenta as razões Th/Nb e Ba/Nb, e incorpora xenocristais de zircão no magma gerador do arco e, portanto, dos corpos analisados. Esses corpos poderiam representar fundidos da mesma cunha mantélica e/ou ser produto da fusão parcial do arco associado (representado pela Formação Barroso).

5. Considerações Finais

Os corpos sub-vulcânicos estudados, que incluem basaltos, andesitos e dacitos, apresentam características de rochas formadas em um ambiente de subducção intra-oceânico, tipo arco de ilhas. A partir dos resultados apresentados neste trabalho foi caracterizada a presença de xenocristais de zircão com idades que vão desde o Neoarqueano até o Paleozoico superior, e também de autocristais com idades de cristalização do Cretáceo superior. Os resultados mostram a atuação de processos de reciclagem crustal através de zonas de subducção, o que permite fazer inferências paleogeográficas na área de estudo a partir das possíveis áreas fontes dos xenocristais. A seguir, são feitas algumas considerações focadas na origem dos xenocristais de zircão (ou zircão antigo), nas possíveis áreas fontes destes cristais de zircão e algumas inferências paleogeográficas.

5.1 Possível origem dos xenocristais de zircão em rochas de arco de ilhas

Os cristais de zircão são amplamente utilizados em diversas áreas de geociências, especialmente na geocronologia do sistema U-Pb para datar períodos de eventos termiais associados a processos de cristalização e/ou metamorfismo, bem como em estudos de proveniência e idade máxima de sedimentação em bacias sedimentares. Nos últimos anos, o zircão também tem sido utilizado como um traçador de processos de reciclagem crustal em ambientes dinâmicos da terra, como por exemplo em zonas de subducção (e.g. Bea et al., 2001; Rojas-Agramonte et al., 2016; e Torró et al., 2018), pois possui propriedades físicas ótimas que tornam o cristal resistente a vários processos, tanto exógenos como endógenos (p.e. Corfu et al., 2003). Portanto, populações de zircões de diversas idades podem ser encontradas em rochas ígneas cujo tempo de cristalização é mais recente que essas populações (p.e. Bea et al., 2001; Yamamoto et al., 2013; Rojas-Agramonte et al., 2016; Aswal et al., 2016; Torró et al., 2018).

Diversos estudos em zonas de subducção já tinham proposto que essas regiões eram o ambiente geotectônico ideal para que o manto terrestre fosse re-fertilizado em componentes que de outra forma estariam fortemente empobrecidos (p.e Schmidt & Poli, 2003; Splander & Pirard, 2013). Inicialmente, foi sugerida uma contribuição de material crustal na cunha mantélica para justificar as razões isotópicas de Sr, Nd e Pb registradas em rochas de arco,

bem como os conteúdos distintivos em LREE e HFSE (DePaolo & Wasserburg, 1977; White & Patchett, 1984; White, 1985; Othman et al., 1989). De fato, estudos iniciais em rochas de arco intra-oceânicas já concluíram que os valores isotópicos encontrados nestas rochas requerem um componente continental agregado na fonte e que, para arcos com ausência de crosta continental, esse componente seria o produto da subducção de sedimentos, implicando uma reciclagem de material continental antigo, e potencialmente de material crustal novo, pelo menos em um 1% (White & Patchett, 1984). Assim, a presença de zircão antigo em rochas de arco corresponde a uma evidencia mineralógica que apoia as hipóteses iniciais sobre o material crustal introduzido nas zonas de subducção (p.e. Bea et al., 2001; Rojas-Agramonte et al., 2016; Torró et al., 2018). Este trabalho também revela reciclagem de material crustal em ambientes de subducção intra-oceânico, evidenciado pelos zircões antigos (de origem continental) encontrados nas rochas de arco cretáceas.

O mecanismo principal, sugerido para explicar o transporte e/ou introdução de zircões antigos nas áreas fontes dos magmas de arco, é atribuído às camadas de sedimentos terrígenos no *slab* e sua subsequente subducção (p.e. Bea et al., 2001; Rojas-Agramonte et al., 2016; Torró et al., 2018). Basicamente, o material sedimentar, que é depositado na crosta oceânica, introduz restitos de zircão na cunha mantélica através de fluidos e/ou fundidos, e essa cunha mantélica subsequentemente gera magmas contaminados em xenocristais de zircão (p.e. Bea et al., 2001; Spandler & Pirard, 2013; Rojas-Agramonte et al., 2016; Figura 5.1A).

A camada sedimentar também pode sofrer diapirismo e permanecer na base da crosta de arco, onde o magma gerado na cunha mantélica é contaminado em zircão antigo ao interagir com a referida camada de sedimentos à medida que passa pela crosta (p.e. Hacker et al., 2011; Figura 5.1B). Assim, seja por fluidos e/ou fundidos provenientes dos sedimentos subductados ou pelo diapirismo da camada sedimentar, ambos processos podem gerar a contaminação dos magmas de arco por zircão mais antigo (Figura 5.1).

Figura 5.1. Corte esquemático de transporte e introdução de zircão detrítico (bola roxa) no magma de arco. A) introdução de restitos de zircão, através de fluidos e/ou fundidos provenientes de sedimentos subductados (setas pretas), na área fonte. B) Processo de diapirismo da camada sedimentar que permanece na base da crosta (Hacker et al. 2011), onde o zircão detrítico pode ser capturado ao passo do magma. São tomados como referências modelos encontrados em Rojas-Agramonte et al. (2016); Spandler & Pirard (2013); Hacker et al.(2011) e Whattam & Stern (2015).

Outros mecanismos encontrados na literatura, que explicam presença de zircão antigo tanto em rochas de arco como em outros tipos de rochas ígneas, são: a) delaminação da crosta inferior máfica no manto astenoférico, produzida pelo aumento de densidade devido à mudança de fácies granulito para eclogito durante processos de espessura crustal em orógenos e zonas cratônicas (p.e Kay & Kay, 1993; Gao et al., 2004); b) presença de fragmentos de litosfera subcontinental enterrados embaixo de arcos de ilhas (p.e. Kamenov et al., 2011); e c) Partes de continentes antigos embaixo de crosta oceânica (p.e Ashwal et al., 2016).

Esses mecanismos são mais difíceis de explicar para a área de estudo, porque as rochas de arco estudadas são associadas ao desenvolvimento da grande província ígnea do Caribe (CLIP) e nesta província ígnea não tem sido registrada presença de crosta continental inferior, ou de fragmentos de litosfera subcontinental ou partes de continentes antigos abaixo dela (p.e.

Pindel & Kennan, 2009; Whattam & Stern 2015). Além disso, a geoquímica elementar e isotópica não mostra uma forte contaminação de crosta continental que apoie sua presença na área fonte dos corpos sub-vulcânicos.

Portanto, pode-se indicar que a origem mais provável dos zircões antigos nas rochas analisadas é a reciclagem de sedimentos terrígenos arrastados no canal de subducção, que são parcialmente fundidos e incorporados na cunha mantélica (com restitos de zircão), sendo fertilizada nos referidos zircões, os quais são posteriormente trazidos para níveis crustais por magmas de arco (Figura 5.1). Análogos semelhantes de rochas de arco com contaminação em xenocristais de zircão são encontrados na região norte da Placa do Caribe, dentro do Arco Caribe, com registros em Cuba (Rojas-Agramonte et al., 2016) e República Dominicana (Torró et al., 2018), onde os xenocristais também são atribuídos a reciclagem crustal por sedimentos terrígenos.

5.2 Áreas fontes dos xenocristais

Lembrando que quatro populações de xenocristais de zircão, com diferentes idades, foram encontradas nas rochas analisadas, correspondentes a: a) zircões neoarquenos (~2700 Ma) interpretados como típicos de rochas metamórficas de alto grau; b) zircões paleoproterozoicos (entre 2100, 2000 e 1800 Ma) descritos como ígneos com sobrecrecimentos metamórficos; c) zircões neoproterozoicos (~600 Ma) atribuídos a rochas ígneas; e d) zircões do Ordoviciano/Devoniano (entre 460-360 Ma) também de origem ígnea (Figura 4.43), as possíveis áreas fonte deles tiveram que passar múltiplos eventos magmáticos-metamórficos, ao longo do tempo geológico, desenvolvidos na margem continental de América do Sul.

A partir disso, as áreas fontes mais prováveis seriam as janelas de embasamento (*inliers*) expostas na margem ocidental da América do Sul, onde são registradas rochas ígneas e metamórficas que mostram eventos desde o Paleoproterozoico (com algum material arqueano retrabalhado) até o Paleozoico (ver capítulo Geologia Regional e Figura 2.1. e 2.2).

Além disto, sabendo que as rochas sub-vulcânicas estão estreitamente associadas à Formação Barroso, dados paleomagnéticos registrados nesta unidade por Hincapié-Gómez et al. (2017) restringem a possível latitude das áreas fontes (*inliers*) para os zircões antigos onde, de acordo com estes autores, a unidade teria uma posição de origem para o sul da linha do equador (em 110-100 Ma), aproximadamente a uma latitude de 15°S e uma longitude especulativa (Figura

12 de Hincapié-Gómez et al., 2017). Considerando a latitude de 15°S registrada para a Formação Barroso, os *inliers* mais próximos correspondem ao Complexo Marañon (p.e. Dalmayrac et al., 1988) e o Maciço de Arequipa (p.e. Shackleton et al., 1979).

Esses *inliers* registram múltiplos eventos ígneos e metamórficos onde, para o Maciço de Arequipa, eles incluem: a) orogênese precoce que envolveu a formação de rocha ígnea com subsequente metamorfismo de alto grau no intervalo de tempo entre 2,1 e 1,89 Ga (Loewy et al., 2004; Casquet et al., 2010); b) metamorfismo regional associado à orogênese Grenville entre 1200 e 940 Ma (Loewy et al., 2004; Casquet et al., 2010); e c) magmatismo de arco ordoviciano aprox. aos 465 Ma correlacionado com o ciclo Famatiniano (Casquet et al., 2010). E para o Complexo Marañon, os eventos incluem: a) metamorfismo regional de idade Grenville que afeta embasamento paleoproterozoico (e até Arqueano) (Chew et al., 2007, Chew et al., 2008; Cardona et al., 2009); b) magmatismo Neoproterozoico aprox. a 600 Ma (Chew et al., 2008; Cardona et al., 2009); e c) metamorfismo no limite Cambriano-Ordoviciano aprox. a 480 Ma (Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009). Também a maioria dos estudos de proveniência em zircão detrítico nestes *inliers* reportam presença de zircão herdado Meso e Neoarqueano (p.e. Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009; Casquet et al., 2010; Figura 2.2).

Portanto, pode-se notar uma boa correlação entre as populações de idades encontradas nos xenocristais de zircão e os eventos registrados no Complexo Marañon e Maciço de Arequipa (Figura 5.2), além de estar próximos ao desenvolvimento do arco ao redor de 15°S (Hincapié-Gómez et al., 2017), propondo aqui que os *inliers* indicados são as áreas fonte mais provável dos zircões antigos encontrados.

O único evento não evidenciado nas populações de zircão é o metamorfismo regional tipo Grenville (Figura 5.2). Isto pode ser explicado por: a) embasamento afetado por esse metamorfismo não exposto na área fonte no momento da formação do arco; b) Ausência de bordas de sobrecrecimento produto deste metamorfismo, e/ou c) zircões com esta idade não catados nos concentrados obtidos. Deve-se ter em conta que, devido à quantidade de dados, os resultados indicam o sinal dos eventos acima mencionados, mas eles não excluem outros eventos que também poderiam afetar as áreas fontes consideradas, como o evento tipo Grenville.

Figura 5.2. Comparação de histogramas de frequência e curvas de probabilidade relativa entre os dados obtidos nos corpos sub-vulcânicos e dados reportados para o Maciço de Arequipa (Casquet et al., 2010) e para o Complexo Marañon (Chew et al., 2008 e Cardona et al., 2009). Barra roxa ressalta a correlação entre as curvas de probabilidade.

Esta correlação também sugere que, para a idade de formação das rochas estudadas (aprox. 100 Ma), esses *inliers* deverão estar emersos e subsequentemente erodidos, fornecendo o material sedimentar com zircão antigo, concordando em parte com estudos de proveniência em zircão detrítico que indicam que o Complexo Marañon foi um alto topográfico durante o Cretáceo inferior (p.e. Michalak 2013; Michalak et al., 2015). Além disso, sugere-se que o arco intra-oceânico teve que se desenvolver próximo da margem continental peruana, embora a distância não possa ser quantificada com os dados aqui trabalhados.

5.3 Implicações paleogeográficas

A evolução paleogeográfica da área de estudo é fortemente integrada à história geológica da Placa Caribe e sua interação com a margem ocidental da América do Sul. Vários modelos paleogeográficos propõem a origem desta placa no Oceano Pacífico e uma subsequente migração para nordeste durante o Cretáceo (p.e. Pindel et al., 1988; Pindel & Kennan 2009; Villagómez et al., 2011; Hincapié-Gómez et al., 2017).

A partir dos modelos paleogeográficos de Pindel & Kennan (2009), Villagómez et al. (2011) e Wright & Wyld (2011) foi adaptado um esquema paleogeográfico para a Formação Barroso (Arco Barroso) e rochas sub-vulcânicas associadas, com base nos dados obtidos neste trabalho e as possíveis áreas fontes dos xenocristais de zircão (Figura 5.3A).

Para fazer o esquema, e tendo em conta que a localização da Formação Barroso esteve próximo da latitude 15°S em torno de 110-100 Ma (Hincapié-Gómez et al., 2017), foi utilizada uma falha transformante destal, estabelecida por Pindel & Kennan (2009), próxima à margem peruana, como a área mais provável para o desenvolvimento da zona de subducção que geraria o Arco Barroso (e os corpos sub-vulcânicos) sob crosta de *plateau* (Figura 5.3A). Assim, esta falha transformante é aqui reinterpretada como uma zona de subducção oblíqua com inclinação para o oeste, onde uma porção da placa Farrallon é subductada na recém formada Placa do Caribe (*plateau*), com reciclagem de sedimentos terrígenos provenientes da margem peruana, provavelmente com áreas de exposição do Complexo Marañon e/ou do Maciço de Arequipa (Figura 5.3A).

Por outro lado, foi elaborada uma seção geológica (A-A') para mostrar o modelo de geração dos corpos sub-vulcânicos e sua relação com as rochas presentes na área de estudo (Figura 5.3B). Em relação aos corpos intrusivos (Tonalito de Santa Fé e Tonalito de Buriticá), pode-se sugerir que foram formados no mesmo Arco Barroso, como é registrado por vários autores (p.e. Rodriguez et al., 2012 e Weber et al., 2015) e indicado pelas semelhanças geoquímicas encontradas com os corpos sub-vulcânicos neste trabalho (Figuras 4.23, 4.28, 4.45, 5.3).

Figura 5.3. A) Modelo paleogeográfico para o Arco Barroso (e corpos sub-vulcânicos) a aprox.100 Ma, modificado e adaptado de Pindel & Kennan (2009), Villagómez et al. (2011) e Wright & Wyld (2011). Posição na latitude do Arco Barroso obtida de Hincapié-Gómez et al. (2017), com localização na longitude mais próxima à paleomargem continental. Exposição do Complexo Marañon e Maciço de Arequipa obtido de Ramos (2010), inferindo sua posição relativa à paleomargem continental. B) Seção geologia (A-A') mostrando o modelo de geração dos corpos sub-vulcânicos contaminados em zircão detrítico e sua associação com o Arco Barroso e intrusivos. Abreviaturas: CA: Caribe; SA: Sul América; HS: *Hot Spot*; NA: Norte América; A: Arquía; QG: Quebradagrande, BA: Batólito Antioqueño; AC: Arco Caribe. Estrela vermelha indica posição atual da área de estudo.

Com base na Figura 5.3 podemos também considerar o que segue:

- O traçado da zona de subducção, mais ao norte, possivelmente modifica sua inclinação para o leste (ou coincide com outra zona de subducção), sendo necessária essa direção de inclinação para subsequentemente formar o Batólito Antioqueño que intrude as rochas do Terreno Tahamí aproximadamente há 90 Ma (p.e. Villagómez et al., 2011; Figura 5.3A).
- O Arco Barroso, com todas suas rochas associadas (em parte contaminadas em zircão antigo), migraria para o nordeste empurrado pelo deslocamento da Placa do Caribe, formando uma zona de cisalhamento destrai (Figura 5.3A) que, por sua vez, conservaria uma inclinação para o oeste mínima para continuar gerando rochas sub-vulcânicas mais evoluídas (p.e. Corpo menor La Tolda (Dacito) e Stock de San Juan), com idades de cristalização possivelmente mais novas (entre 89-77 Ma), para finalmente ser acrecionado contra a margem continental em torno de 75 Ma (p.e. Villagómez et al., 2011; Wright & Wyld, 2011)

Resumindo, a origem dos zircões antigos é atribuída à reciclagem de material crustal em zonas de subducção, através da introdução de sedimentos terrígenos subductados, cujas áreas fontes mais prováveis corresponderiam ao Complexo Marañon e Maciço de Arequipa devido a correlação entre os múltiplos eventos que eles registram com as idades dos zircões antigos aqui encontrados (Figura 5.2), bem como a sua localização na margem de América do Sul em torno de 15°S, onde dados paleomagnéticos localizam a Formação Barroso e, por tanto, aos corpos sul-vulcânicos analisados. A partir dessas interpretações e das informações encontradas na literatura, é proposto o esquema paleogeográfico para o Arco Barroso (e corpos sub-vulcânicos e intrusivos associados; Figura 5.3A) e uma secção geológica do modelo de geração dos corpos trabalhados (Figura 5.3B), mostrando sua evolução tectono-magmática em relação à geologia da região.

Referências

- Allegre, C. J. (2008). *Isotope Geology*. Cambridge University Press.
- Alvarez, E., & González, H. (1978). *Geología y Geoquímica del cuadrangulo 1-7, Urrao*. INGEOMINAS, Informe interno, pp 347.
- Alvarez, J. (1971). Informe preliminar sobre geoquímica de la Cordillera Occidental. Inédito. INGEOMINAS, pp 8.
- Ashwal, L. D., Wiedenbeck, M., & Torsvik, T. H. (2016). Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius. *Nature Communications*, 8:14086.
- Aspden, J., McCourt, W. J., & Brook, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144: 893–905.
- Bea, F., Fershtater, G., Montero, P., Whitehouse, M., Levin, V. Y., Scarrow, J., Austrheim H & Pushkariev, E. (2001). Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia. *Terra Nova*, 13:407-412.
- Best, M. G. (2003). *Igneous and Metamorphic petrology* second edition. Blackwell Science. 758p.
- Blanco-Quintero, I. F., García-Casco, A., Toro, L. M., Moreno, M., Ruiz, E. C., Vinasco, C., Cardona, A., Morata, D. (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, 56(15):1852-1872.
- Bustamante, C., Archanjo, C., Cardona, A., Bustamante, A., & Valencia, V. (2017). U-Pb Ages and Hf Isotopes in Zircons from Parautochthonous Mesozoic Terranes in the Western Margin of Pangea: Implications for the Terrane Configurations in the Northern Andes. *The Journal of Geology*, University of Chicago, Vol 125, 14 p.
- Cardona, A., Cordani, U., Ruiz, J., Valencia, V., Armstrong, R., Chew, D., Nutman, A., and Sanchez, A.W. (2009). U-Pb Zircon Geochronology and Nd Isotopic Signatures of the Pre-Mesozoic Metamorphic Basement of the Eastern Peruvian Andes: Growth and Provenance of a Late Neoproterozoic to Carboniferous Accretionary Orogen on the Northwest Margin of Gondwana. *The Journal of Geology*, 117:285-305.
- Casquet, C., Fanning, C., Galindo, C., Pankhurst, R., Rapela, C., & Torres, P. (2010). The Arequipa Massif of Peru: New SHRIMP and isotope constraints on a Paleoproterozoic inlier in the Grenvillian orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 29:128–142.
- Cediel, F., Shaw, R. P., & Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. C. Bartolini, R.T. Buffer and J. Blickwede, eds, *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin information, and plate tectonics: AAPG*, 79: 815-848.

- Chew, D., Magna, T., Kirkland, C., Miskovic, A., Cardona, A., Spikings, R., & Schaltegger, U. (2008). Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Research*, 167:186–200.
- Chew, D., Schaltegger, U., Kosler, J., Whitehouse, M., Gutjahr, M., Spikings, R., & Miškovic, A. (2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *GSA Bulletin*, 119(5/6): 697-711.
- Clavijo, J. (1995). Mapa Geológico de Colombia Plancha 75-Aguachica escala 1:100.000, Memoria Explicativa. INGEOMINAS.
- Clavijo, J., Mantilla, L., Pinto, J., Bernal, L., & Pérez, A. (2008). Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, norte del Valle Medio del Magdalena y noroeste de la Cordillera Oriental. *Boletín de Geología*, 30(1):45-62.
- Cobbing, E., & Pitcher, W. (1972). Plate Tectonics and the Peruvian Andes. *Nature Physical Science*, 240:51-53.
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B & Chiaradia, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos* 190–191:383–402.
- Cordani, U. G., Cardona, A., Jimenez, D. M., Liu, D., & Nutman, A. P. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. *Geological Society of London, Special Publication* 246, pp. 329-346.
- Cordani, U., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C., & Basei, M. (2000). Crustal evolution of the South American platform. *Tectonic evolution of South América. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro*, pp. 19–40.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Texture. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1):465-500.
- Correa, T., Zapata, J. P., Rincón, A., Obando, M., Ortiz, F., & Rodríguez, G. (2017). Edades U-Pb y Ar-Ar obtenidas durante la cartografía 1:50.000 del borde Occidental de la Plancha 130 Santa fe de Antioquia. *Servicio Geológico Colombiano, Medellín. Poster*.
- Cuadros, F., Botelho, N., Ordoñez-Carmona, O., & Matteini, M. (2014). Mesoproterozoic crust in the San Lucas Range (Colombia): An insight into the crustal evolution of the northern Andes. *Precambrian Research* 245:186–206.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., & Marocco, R. (1988). Caracteres generales de la evolución Geológica de los Andes Peruanos, INGEMMET, Boletín No 12, pp 313.
- DePaolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291 (5812):193-196.
- DePaolo, D. J. (1988). Neodymium isotope geochemistry : an introduction. *Minerals and Rocks* 20, Berlin: Springer-Verlag. 187 p.
- DePaolo, D., & Wasserburg, G. (1977). The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. *Geophysical Research Letters*, 4(10): 465-468.

- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., & Bourdon, B. (1997). Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, 102(B7):14991-15019.
- Etayo, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinosa, A., González, H., Orrego, A., Ballesteros, I., Forero, H., Ramírez, C., Zambrano, F., Duque-Caro, H., Vargas, R., Núñez, A., Alvarez, J., Ropaín, C., Cardozo, E., Galvis, N., Sarmiento, L. (1983). Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia. Pub. Geol. Esp., INGEOMINAS, No 14-1, pp 233.
- Faure, G. (1977). *Principles of Isotopic Geology*. John Wiley & Sons, Inc. 589 p.
- Gao, S., Rudnick, R. L., Yuan, H.-L., Liu, X.-M., Liu, Y.-S., Xu, W.-L., Ling, W.-L., Ayers, J., Wang, X.-C., Wang, Q.-H. (2004). Recycling lower continental crust in the North China craton. *Letters to Nature*, 432: 892-897.
- García, C. A., Ríos, C., & Castellanos, O. M. (2005). Medium-Pressure Metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera Colombiana Andes. *Boletín de geología*, 27 (2): 43-68.
- García-Ramírez, C., Ríos-Reyes, C., Castellanos-Alarcón, O., & Mantilla-Figueroa, L. (2017). Petrology, geochemistry and geochronology of the Arquía Complex's metabasites at the Pijao-Génova sector, central cordillera, Colombian Andes . *Boletín de Geología*, 39(1): 105-126.
- Gill, J. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Minerals and Rocks 16, Berlin: Springer-Verlag, 390 p.
- Goldsmith, R., Marvin, R., & Mehnert, H. (1971). Radiometric ages in the Santander Massif Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Geological Survey research*, paper 750-D, pp. D44-D49.
- González, H. (1980). Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). *Boletín Geológico*, INGEOMINAS, Vol 23(1): 1-174.
- Gonzalez, H. (2001). Mapa geologico del departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. INGEOMINAS, Medellín.
- González, H. (2002). Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia: Neis del Alto de Minas (La Miel). INGEOMINAS, p 25.
- González, H. (2010). Geoquímica, geocronología de las unidades litológicas asociadas al sistema de fallas Cauca-Romeral, sector centro-sur. *Proyecto Cordillera Occidental*. INGEOMINAS, Tomo I. pp412.
- González, H., & Londoño, A. (1998). Edades K/Ar en algunos plutones del Graben del Cauca y norte de la Cordillera Occidental. *Universidad Nacional, Rev. Geol. Col.*, 23: 117-131.
- González, H., & Londoño, A. (2002). Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Cretácico Superior. Tonalita de Buritica (Stock de Buriticá) (K2tb) Cordillera Occidental. Departamento de Antioquia. . INGEOMINAS, pp16.

- González, H., Cossio, U., Maya, M., Vásquez, E., & Holguin, M. (1997). Mapa geológico del Departamento de Antioquia, Escala 1:400.000. INGEOMINAS, Bogotá.
- Grosse, E. (1926). Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia. Dietrich Reimer (Ernst Vohsen) Editores, Berlín. pp361.
- Hacker, B. R., Kelemen, P. B., & Behn, M. D. (2011). Differentiation of the continental crust by relamination. *Earth and Planetary Science Letters*, 307: 501–516.
- Hart, S. R., Erlank, A. J., & Kable, E. (1974). Sea Floor Basalt Alteration: Some Chemical and Sr Isotopic Effects . *Contr. Mineral. and Petrol.*, 44: 219-230.
- Hastie, A., Kerr, A., Pearce, J., & Mitchell, S. (2007). Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th[^]Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341-2357.
- Hawkesworth, C. J. (1982). Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Chichester: John Wiley, 549-571.
- Henderson, P. (1983). *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science B.V, Amsterdam, The Netherlands.
- Hincapié-Gómez, S., Cardona, A., Jimenez, G., Monsalve, G., Ramírez-Hoyos, L., & Bayona, G. (2017). Paleomagnetic and gravimetrical reconnaissance of Cretaceous volcanic rocks from the Western Colombian Andes: Paleogeographic connections with the Caribbean Plate. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 1-27.
- Hoffman, P. A. (1991). Did the birth of North América turn Gondwana inside out? *Science* 252: 1409–1411.
- Ibañez-Mejía, M., Ruiz, J., Valencia, V., Cardona, A., Gehrels, G., & Mora, A. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South América. *Precambrian Research* 191: 58–77.
- Irvine, T., & Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rock. *Canadian Journal of Earth Sci*, Vol 8, pp. 253-548.
- Janousek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6): 1255-1259.
- Kamenov, G., Perfit, M., Lewis, J., Goss, A., Arévalo, J., & Shuster, R. (2011). Ancient lithospheric source for Quaternary lavas in Hispaniola. *Nature Geoscience*, 4: 554-557.
- Kay, R., & Kay, S. M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219:177-189.
- Kerr, A. C., Marriner, G. F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D., Thirlwall, M. F., & Sinton, C. W. (1997). Cretaceous Basaltic Teeranes in Western Colombia: Elemental,

- Chronological and Sr-Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38(6): 677-702.
- Kerr, A. C., White, R. V., & Saunders, A. D. (2000). LIP Reading: Recognizing Oceanic Plateaux in the Geological Record. *Journal of Petrology*, 41(7): 1041-1056.
- Kroonenberg, S. B. (1982). A Greenvillian Granulite Belt in the Colombian Andes and its Relation to The Guiana Shield. *Geologie Mijnbouw*, Vol 61, pp. 325-333.
- Leal-Mejía, H. (2011). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombia Andes: A tectono-Magmatic Approach. PhD, Universitat de Barcelona. pp1000.
- LeBas, M., LeMaitre, R., Streckeisen, A., & Zannetin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali–Silica diagram. *J. Petrol.*, 27: 745-750. Oxford.
- LeMaitre, R.W (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks*.
- Lesage, G. (2011). Geochronology, Petrography, Geochemical Constraints, and Fluid Characterization of the Buriticá Gold Deposit, Antioquia Department, Colombia. *Dissertação de Mestrado, Universidade de Alberta*. 174p.
- Lesage, G., Richards, J. P., Muehlenbachs, K., & Spell, T. L. (2013). Geochronology, Geochemistry, and Fluid Characterization of the Late Miocene Buriticá Gold Deposit, Antioquia Department, Colombia. *Economic Geology*, 108: 1067–1097.
- Loewy, S., Connelly, J., & Dalziel, I. (2004). An orphaned block: the Arequipa–Antofalla basement of the Central Andean margin of South América. *Geological Society of América Bulletin*, 116: 171–187.
- Loios, V. (2009). Métodos e Preparação e Separação de Minerais no CPGeo-IGc-USP. *Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil*.
- Ludwig, K. (2009). *Isoplot v. 4 for Excel 2007*. Berkeley Geochronological Centre, California.
- Maya, M. (1992). Catálogo de dataciones isotopicas en Colombia. INGEOMINAS, Medellín. 31p.
- Maya, M., & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Cetral de Colombia. INGEOMINAS, *Boletin Geologico*, 35(2-3): 43-57.
- Mejía, M. (1984). Geología y Geoquímica de las planchas 130 (Santafé de Antioquia) y 146 (Medellín Occidental). INGEOMINAS, *Memoria explicativa*, escala 1:100.000. pp370.
- Mejía, M., & Salazar, G. (1989). *Memoria explicativa de la Geologia de la Plancha 114 (Dabeiba) y parte W de la 115 (Toledo)*, escala 1:100.000. INGEOMINAS, pp 111.
- Mejía, M., Alvarez, E., & González, H. (1983). *Mapa de la Plancha 130 Sta. Fe de Antioquia*, escala 1:100.000. INGEOMINAS.

- Michalak, M. (2013). Exhumation of the Peruvian Andes; Insights from mineral chronometers. Phd. University of California Santa Cruz. pp 177.
- Michalak, M. J., Hall, S. R., Farber, D. L., Audin, L., & Hourigan, J. K. (2015). (U-Th)/He thermochronology records late Miocene accelerated cooling in the north-central Peruvian Andes. *Lithosphere*, 8(2): 103-115.
- Miller, J. S., Matzel, J. E., Miller, C. F., & Burgess, S. D. (2007). Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167: 282-299.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274:321-355.
- Moller, A., O'Brien, P., Kennedy, A., & Kroner, A. (2002). Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(8): 727-740.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757-775.
- Nivia, A., & Gomez, J. (2005). El Gabro Santa Fe de Antioquia y la Cuarzodiorita Sabanalarga, una propuesta de nomenclatura litoestratigráfica para dos cuerpos plutónicos diferentes agrupados previamente como Batolito de Sabanalarga en el Departamento de Antioquia, Colombia. X Congreso Colombiano de Geología, Memorias. pp11.
- Nivia, A., (1987). The geochemistry and origin of the Amaime and Volcanic sequences, SW Colombia 1987M.Phil. Thesis, University of Leicester, UK, 164 p.
- Ordoñez-Carmona, O. (2001). Caracterização isotópica Rb-Sr e Sm-Nd dos principais eventos magmáticos nos Andes colombianos. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, pp. 164.
- Ordoñez-Carmona, O., Restrepo, J., Cuadros, F., Minota, J., Londoño, C., & Álvarez, M. (2008). Rocas metamórficas de alto grado en la Serranía de San Lucas. *Boletín Ciencias de la Tierra*, 22: 131-132.
- Othman, D. B., White, W. M., & Patchett, J. (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94: 1-21.
- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H., & Fryer, P. (2005). Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, geophysics, geosystems*, 6(7): 1-27.
- Peccerillo, R., & Taylor, S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.

- Petronilho, L. (2009). Método Sm-Nd no CPGeo-IGc-USP: Procedimentos analíticos atualmente em rotina. Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil, Resumo expandido.
- Pindell, J. L., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South América in the mantle reference frame: an update. Geological Society of London Special Publication, 328: 1–55.
- Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman III, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., Labrecque, J., & Haxby, W. (1988). A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. Tectonophysics, 155: 121-138.
- Plank, T., & Langmuir, C. H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology, 145: 325-394.
- Priem, H., Kroonenberg, S., Boelrijk, N., & Hebeda, E. (1989). Rb-Sr e K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzón-Santa Marta Granulite belt in the Colombian Andes. Precambrian Research, 42:315-324.
- Radelli, L. (1962). Introduccion Al estudio de la Petrografia del Macizo de Garzon. Geologia Colombiana, Vol 3, pp. 17-46.
- Ramos, V. A. (2008). The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. Annu. Rev. Earth Planet, pp. 324-289 .
- Ramos, V. A. (2010). The Grenville-age basement of the Andes. Journal of South American Earth Sciences, Vol 29, pp. 77-91.
- Restrepo, J. J., & Toussaint, J. F. (1990). Cenozoic arc magmatism of northwestern Colombia. Geological Society of América, Special Paper 241: 205-212.
- Restrepo, J., & Toussaint, J. (1982). Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central de Colombia. V Congreso Latino-Americano de Geologia, Buenos Aires, Argentina, 505–512.
- Restrepo, J., & Toussaint, J. (1988). Terranes and continental accretion in the colombian Andes. Episodes, 7 (3): 189-193.
- Restrepo, J., Ordoñez-Carmona, O., Martens, U., & Correa, A. (2009). Terrenos, complejos y provincias en la Cordillera Central de Colombia. Uni. Nacional, sede Medellín, I2+D, 9(2): 49-56.
- Restrepo-Pace, P. A. (1995). Late precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. University of Arizona, Thesis Ph.D, 195 p.
- Restrepo-Pace, P. A., Ruiz, J., Gehrels, G., & Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Américas. Earth and Planetary Science Letters, 150: 427-441.
- Rodriguez, G., & Arango, M. (2013). Formación Barroso: arco volcánico toleítico y Diabásios de San Jose de Urama: un prisma acrecionario T-MORB en el Segmento

- norte de la Cordillera Occidental de Colombia. *Boletín Ciencias de la Tierra*, 33: 17-38.
- Rodriguez, G., & Cetina, L. (2016). Caracterización Petrográfica y Química de Rocas de Corteza Oceánica del Complejo Quebradagrande y Comparación con Rocas de la Unidad Diabásios de San José de Urama. *Boletín de Geología*, 38(3): 15-29.
- Rodriguez, G., & Zapata, G. (2013). Análisis comparativo entre la Formación Barroso y el Complejo Quebradagrande: un arco volcánico toleítico-calcoalcalino, segmentado por el sistema de fallas de Romeral en los Andes del Norte?. *Boletín Ciencias de la Tierra*, 33: 39-58.
- Rodríguez, G., Arango, M. I., & Bermúdez, J. G. (2012). Batolito de Sabanalarga, plutonismo de arco en la zona de sutura entre las cortezas oceánica y continental de los Andes del Norte. *Bol. Ciencias de la Tierra*, 32: 81-98.
- Rojas-Agramonte, Y., Garcia-Casco, A., Kemp, A., Kroner, A., Proenza, J. A., Lázaro, C., & Dunyi, L. (2016). Recycling and transport of continental material through the mantle wedge above subduction zones: A Caribbean example. *Earth and Planetary Science Letters*, 436: 93–107.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Pearson Prentice Hall, pp. 352.
- Royero, J. M. (1996). Geología de la Placha 65, Tamalameque (departamento de Cesar y Bolívar) escala 1:100.000, Memoria explicativa. INGEOMINAS.
- Rubbato, D. (2002). Zircon trace elemento geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184:123-138
- Sato, K., Tassinari, C., Basei, M., Júnior, O., Onoe, A., & de Souza, M. (2014). Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP - Série Científica*, 14 (3): 3-18.
- Schmidt, M., & Poli, S. (2003). Generation of Mobile Components during Subduction of Oceanic Crust. *Treatise on Geochemistry*, Editor Roberta L. Rudnick, Vol 3. pp. 659.
- Scholl, D. W., & Huene, R. v. (2007). Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past—Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction. *Geological Society of América Memoirs*, 200: 9-32.
- Shackleton, R., Ries, A., Coward, M., & Cobbold, P. (1979). Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. *J. geol. Soc. London*, 136: 195-214.
- Souza, S. (2009). Métodos Radimétricos Rb-Se e Sm-Nd no CPGeo-IGC-USP. Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Basil, Resumo expadido.
- Spandler, C., & Pirard, C. (2013). Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review. *Lithos*, 170–171: 208–223.

- Stern, R. J. (2002). Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. *Journal of African Earth Sciences* 34: 109–117.
- Streckeisen, A. (1978). IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitite rocks. Recommendations and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 143: 1-14.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya J., Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5): 787-813.
- Tassinari, C., Munhá, J. M., Teixeira, W., Palácios, T., Nutman, A. P., Sosa, C., Santos, A., Calado, B. (2004). The Imataca Complex, NW Amazonian Craton Venezuela: Crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes*, 27 (1): 3-11.
- Thompson, R. (1982). Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*. 18(1): 49-107.
- Torró, L., Proenza, J. A., Rojas-Agramonte, Y., Garcia-Coasco, A., Yang, J.-H., & Yang, Y.-H. (2018). Recycling in the subduction factory: Archaean to Permian zircons in the oceanic Cretaceous Caribbean island-arc (Hispaniola). *Gondwana Research*, 54: 23–37.
- Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J. (1990). Cronología de las Acreciones de Terrenos Aloctonos en los Andes Colombianos. Symposium international "Geodynamique" Paris, Resumen, pp 219-221.
- Toussaint, J., & Restrepo, J. (1978). Edad K-Ar de dos rocas básicas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Bol. Ciencias de la Tierra*, 15:1.
- Van Der Lelij, R. (2013). Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. PhD, Univ. Geneva, N° 4581, pp. 221.
- Villagómez, D., & Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous–Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos*, 160 (161): 228-249.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., & Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125: 875-896.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Winkler, W., Beltrán, A., & Kammer, A. (2010). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Thèse Docteur, Université de Genève*.
- Vinasco, C., & Cordani, U. (2012). Reactivation Episodes of the Romeral Fault Sistem in the northwestern part of Central Andes, Colombia, through ^{39}Ar - ^{40}Ar and K-Ar Results. *Boletín Ciencias de la Tierra*, 32: 111-124.

- Vinasco, C., Cordani, U., González, H., Weber, M., & Pelaez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, (21): 355-371.
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz, J., & Restrepo, H. (1973). Geología de los cuacrangulos H-12 Bucaramanfa y H13 Pamplona. INGEOMINAS, *Boletín Geológico*, 19 (1-3): 1-131.
- Weber, M., Gomez-Tapias, J., Cardona, A., Duarte, E., Pardo-Trujillo, A., & Valencia, V. A. (2015). Geochemistry of the Santa Fe Batholith and Buriticá Tonalite in NW Colombia: Evidence of subduction initiation beneath the Colombian. *Journal of South American Earth Sciences* 62: 257-274.
- Whattam, S. A., & Stern, R. J. (2015). Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America: The first documented example with implications for the onset of plate tectonics. *Gondwana Research*, (27): 38-63.
- White, W. M. (1985). Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence. *Geology*, 13:115-118.
- White, W. M. (2013). *Geochemistry*. John Wiley & Sons, Inc.
- White, W. M., & Patchett, J. (1984). Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67:67-185.
- Wright, J. E., & Wyld, S. J. (2011). Late Cretaceous subduction initiation on the eastern margin of the Caribbean-Colombian Oceanic Plateau: One Great Arc of the Caribbean (?). *Geosphere*;7:468-493.
- Yamamoto, S., Komiya, T., Yamamoto, H., Kaneko, Y., Terabayashi, M., Katayama, I., Iizuka, T., Maruyama, S., Yang, J., Kon, Y. & Hirata, T. (2013). Recycled crustal zircons from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Island Arc*, 22: 89–103.

Apêndice I: Texturas internas dos cristais de zircão

A descrição de cada cristal de zircão foi feita de acordo a Corfu et al., (2003).

- Amostra LC-03-A (Figura A1.1)

Figura A1.1. Imagens de Catodoluminescência dos zircões obtidos na amostra LC-03-A, indicando local de datação (n: núcleo, m: metade; b: borda), forma do cristal (p: prismático; ov: oval; fr: fragmento) e textura interna (osc: oscilatória; hc: homogênea clara; he: homogênea escura; zs: zoneamento setorial).

Cristal 1: prismático (2,1,1) com arestas arredondadas, com núcleo afetado por fraturas, recristalização local e presença de outra fase mineral (coesita?) no meio, envolvido por uma fase de sobrecrecimento com zoneamento oscilatório fino levemente irregular passando a homogênea clara.

Cristal 2: fraturado prismático (2,1,1), com núcleo afetado por recristalização local homogeneizada, envolvido por uma borda com zoneamento oscilatório concêntrico. Em uma parte da borda a oscilação é distorcida pela recristalização possivelmente metamórfica.

Cristal 3: fraturado prismático (2,1,1), com zoneamento oscilatório fino, algo irregular, envolvido por um sobrecrecimento mais engrossado (setorial), apresentando uma interface ligeiramente irregular.

Cristal 4: prismático (2,1,1) fraturado, com zoneamento setorial no núcleo e sobrecrecimento oscilatório nas bordas. Parte do cristal é afetado por uma recristalização local homogênea cinza (metamórfica?) que distorce parte do zoneamento oscilatório.

Cristal 5: prismático (2,1/2,1/2) com arestas arredondadas, apresenta núcleo com zoneamento oscilatório, envolvido por um sobrecrecimento de textura homogeneizada escura e uma camada muito fina clara. Recristalização metamórfica?

Cristal 6: prismático (2,1/2,1/2), com arestas arredondadas, possui zoneamento oscilatório levemente irregular, terminando em uma camada engrossada escura.

Cristal 7: prismático (2,1,1) com arestas arredondadas, com núcleo herdado de textura em bolhas e recristalização local, envolvido por uma camada com zoneamento levemente caótico de estruturas em fluxo, e posterior sobrecrecimento com zoneamento oscilatório fino. (granulítico?)

Cristal 8: semi-oval, com crescimento oscilatório fino inicial, fortemente afetado por recristalização metamórfica?, apresentando interface irregular e um sobrecrecimento final com textura homogênea cinza.

Cristal 9: oval (sub-arredondado) com zoneamento oscilatório concêntrico fino no núcleo, envolvido por um zoneamento setorial com um padrão mais complexo.

Cristal 10: oval piramidal (1,1,1), com arestas arredondadas e zoneamento setorial complexo.

Cristal 11: oval arredondado, apresenta núcleo com zoneamento oscilatório a bimodal, envolvido por uma recristalização metamórfica?, com interface irregular, de textura levemente homogênea cinza, finalizando com uma camada fina escura.

Cristal 12: fraturado oval, possui núcleo com zoneamento setorial, envolvido por um sobrecrecimento com zoneamento oscilatório fino irregular (granulítico?).

Cristal 13: oval sub-arredondado, com núcleo que possui zoneamento setorial algo caótico, envolvido por um sobrecrecimento, de interface irregular, que apresenta zoneamento setorial a homogêneo.

Os cristais 14,17 e 18 (sem ponto de datação) apresentam uma textura desigual (*patchy*), com altos conteúdos de urânio e finas bordas de sobrecrecimentos. O cristal 15 apresenta forte metamitização, com uma textura desigual em partes (*patchy*), indicando recristalização local em microfraturas longitudinais, e os cristais 16, 19 e 20 apresentam núcleos com texturas caóticas em bolhas, recristalizações locais, e zoneamentos distorcidos.

Os cristais 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 8 têm um sobrecrecimento inicial de origem ígnea, a maioria com padrões de zoneamentos diversos, evidenciando várias etapas de crescimento, e afetados todos por uma recristalização metamórfica? final. Os cristais 7, 14, 15, 16, 17, 18, 19 e 20 possuem núcleos herdados com texturas caóticas, interfaces de recristalização irregulares, vários afetados por metamitização, indicando texturas típicas de zircão de rochas metamórficas de

alto grau. Os cristais 10, 12 e 13 apresentam padrões de zoneamento complexos e formas arredondadas, indicando zircões detríticos de origem metamórfica; e os cristais 9, 11, 13 têm núcleos ígneos com zoneamento oscilatórios, envolvidos possivelmente por sobrecrecimento metamórfico e com arestas arredondadas, indicando zircão detrítico de origem ígnea afetados por um evento de metamorfismo.

- Amostra LC-07-A (Figura A1.2)

Figura A1.2. Imagens de Catodoluminescência dos zircões colhidos na amostra LC-07-A, indicando local de datação (n: núcleo, m: metade; b: borda), forma do cristal (p: prismático; ov: oval; fr: fragmento) e textura interna (osc: oscilatória; hc: homogênea clara; he: homogênea escura; zs: zoneamento setorial).

Cristal 1: prismático (2,1/2,1/2) fraturado, com zoneamento setorial, apresentando uma camada homogênea escura e engrossada, envolvida por uma borda fina clara.

Cristal 2: prismático (2,1/2,1/2) fraturado, com metamictização local, zoneamento distorcido na parte central, e bordas com zoneamento oscilatório irregular.

Cristal 3: prismático (2,1,1), com bordas bem definidas, apresentando núcleo homogêneo envolvido por um sobrecrecimento com zoneamento oscilatório.

Cristal 4: prismático (2,1,1), com núcleo homogêneo escuro localmente afetado por recristalização local (bolha branca), envolvido por um sobrecrecimento com zoneamento oscilatório bimodal.

Cristal 5: fragmento de cristal prismático (2,1/2,1/2) com leve zoneamento setorial.

Cristal 6: prismático (2,1,1), com núcleo escuro envolvido por uma camada de zoneamento oscilatório concêntrico irregular, apresentando recristalização local de textura homogênea cinza.

Cristal 7: oval arredondado, com zoneamento caótico no núcleo, envolvido por uma recristalização homogênea clara.

Cristal 8: oval sub-arredondado fraturado, com zoneamento caótico no núcleo, afetado por uma recristalização interna, envolvido por uma camada com zoneamento oscilatório paralelo seguido de um sobrecrecimento com textura homogênea clara.

Cristal 9: fragmento de cristal com arestas arredondadas, núcleo com zoneamento oscilatório concêntrico, envolvido por uma camada com zoneamento oscilatório levemente irregular e difuso.

O cristal 10 (sem ponto de datação) é prismático, com zoneamento oscilatório bimodal, envolvido por um sobrecrecimento com zoneamento oscilatório bimodal.

Os cristais 1, 2, 3 e 5 podem ser de origem ígnea, sem eventos sobreimpostos, indicado por seu zoneamento oscilatório simples. Os cristais 4, 6 e 9 são atribuídos a uma origem ígnea, afetados por um evento posterior magmático ou metamórfico, evidenciado por uma camada na borda com zoneamento oscilatório distorcido (6,9) ou textura homogênea escura (4,11). E os cristais 7, 8 e 10 apresentam zoneamento caótico com bordas de recristalização metamórfica, típicos de rochas metamórficas de meio ou alto grau.

- Amostra LC-06-B (Figura A1.3)

Figura A1.3. Imagens de Catodoluminescência dos zircões catados na amostra LC-06-B, indicando local de datação (n: núcleo, m: metade; b: borda), forma do cristal (p: prismático; ov: oval; fr: fragmento) e textura interna (osc: oscilatória; hc: homogênea clara; he: homogênea escura; zs: zoneamento setorial).

Cristal 1: prismático (2,1,1), com zoneamento oscilatório engrossado, composto por duas camadas com uma oscilação interna fina escurecida, separadas por uma camada mais homogeneizada clara. O cristal é envolvido por uma borda fina com textura homogênea clara, que mostra uma reabsorção na interface, levemente irregular.

Cristal 2: prismático (2,1,1), com arestas bem definidas, mostrando um núcleo prismático alongado (herdado?), envolvido por um sobrecrecimento de zoneamento oscilatório afetado por zonas com texturas homogeneizadas claras (recristalização local).

Cristal 3: prismático (2,1,1), com núcleo prismático alongado (herdado?) metamítico, envolvido por um sobrecrecimento com zoneamento oscilatório que apresenta setores homogeneizados claros (recristalização local).

Cristal 4: oval sub-arredondado, com núcleo herdado que mostra zoneamento oscilatório paralelo, interrompido por uma camada com zoneamento oscilatório leve e irregular, envolvida, a sua vez, por um sobrecrecimento homogêneo claro (borda metamórfica).

Cristal 5: oval sub-arredondado, com fraturas internas e núcleo homogêneo escuro envolvido por um sobrecrecimento de textura levemente caótica, desenvolvida preferencialmente em uma direção.

Cristal 6: fragmento de cristal, com recristalização metamórfica interna, levemente homogênea, que afeta uma textura pré-existente, formando uma textura de fantasma (*ghost*). O cristal é afetado por uma inclusão.

Cristal 7: prismático (2,1,1) fraturado, onde pode-se observar uma parte do núcleo com textura homogênea escura, envolvido por um sobrecrecimento com zoneamento oscilatório.

Cristal 8: fragmento de cristal, com um núcleo de textura homogênea escura, envolvido por um sobrecrecimento com oscilação fina escurecida.

O cristal 9 (sem ponto de datação) é oval semi-arredondado e apresenta forte metamitização e textura em remendos (*patchy*), com um setor homogeneizado escuro. O cristal 10 apresenta zoneamento oscilatório concêntrico, algo irregular, tendo fraturas semi-paralelas (rápida descompressão?). O cristal 11 tem um núcleo herdado homogêneo escuro com fraturas radiais, atribuídas a um aumento de seu volume pelo maior conteúdo de U.

Os cristais 2, 3 e 8 podem ser de origem ígnea, indicado por seu zoneamento oscilatório concêntrico, com núcleos herdados. O cristal 1 provavelmente é de origem ígnea com algum evento de recristalização localizado na borda. O cristal 4 tem vários eventos sobrepostos, com núcleo ígneo, crescimento post-magmático e borda de sobrecrecimento metamórfico. Os cristais 5, 7, 10 e 11 possivelmente são de origem ígnea, com eventos de descompressão associado. E o cristal 9 apresenta textura caóticas típicas de rochas metamórficas de alto grau (granulitos).

- Amostra LC-02-B (Figura A1.4)

Figura A1.4. Imagens de Catodoluminescência dos zircões obtidos na amostra LC-02-B, indicando local de datação (n: núcleo, m: metade; b: borda), forma do cristal (p: prismático; ov: oval; fr: fragmento) e textura interna (osc: oscilatória; hc: homogênea clara; he: homogênea escura; zs: zoneamento setorial).

Cristal 1: prismático (2,1,1) fraturado, com núcleo homogêneo levemente escuro, envolvido por várias fases de sobrecrecimento, que mostram vários padrões de zoneamentos.

Cristal 2: fragmento de cristal, com zoneamento setorial amplo simétrico e um núcleo de textura homogênea escura.

Cristal 3: prismático (2,1,1) fraturado, com zoneamento setorial assimétrico, envolvido por um sobrecrecimento oscilatório levemente irregular que reabsorve o zoneamento inicial, terminando com uma borda arredondada homogênea clara.

Cristal 4: prismático (2,1/2,1/2) fraturado, com zoneamento oscilatório paralelo fino, envolvido por um sobrecrecimento homogêneo claro que interrompe o zoneamento anterior, que é reabsorvido.

Cristal 5: fragmento de cristal com uma textura homogênea escura no centro, envolvido por um crescimento levemente oscilatório escuro e finalizando com uma borda de textura homogênea clara e fina.

As texturas dos cristais 1, 3 e 4 mostram uma origem ígnea com eventos de misturas de magmas ou fenômenos cinéticos locais, evidenciados por distintos padrões de crescimento nos cristais e, além disso, o cristal 3 pode ter sido afetado por recristalização metamórfica. Os cristais 2 e 5 têm um crescimento levemente contínuo, provavelmente atribuído apenas a um evento magmático.

- Amostra LC-01-A (Figura A1.5)

Figura A1.5. Imagens de Catodoluminescência dos zircões colhidos na amostra LC-01-A, indicando local de datação (n: núcleo, m: metade; b: borda), forma do cristal (p: prismático; ov: oval; fr: fragmento) e textura interna (osc: oscilatória; hc: homogênea clara; he: homogênea escura; zs: zoneamento setorial).

Cristal 1: prismático (2,1,1) levemente fraturado, com núcleo moderadamente caótico, envolvido por duas fase de sobrecrecimento, uma fase mais escurecida com zoneamento oscilatório concêntrico e outra fase de zoneamento oscilatório, levemente distorcido, que interrompe o zoneamento anterior, apresentando reabsorção na interface.

Cristal 2: prismático (2,1,1), com núcleo difuso de textura levemente homogênea, envolvido por uma fase de sobrecrecimento com zoneamento oscilatório concêntrico, interrompida por uma borda arredondada de textura homogênea escurecida, sem espessura constante.

O primeiro cristal pode ter um núcleo herdado, afetado por um crescimento de origem ígnea que, a sua vez, é afetado por um sobrecrecimento possivelmente de origem metamórfica (eclogítico ou granulítico?). O segundo cristal tem um crescimento possivelmente de origem ígnea, afetado por uma recristalização metamórfica ou magmática tardia.

- Amostra LC-04-B (Figura A1.6)

Figura A1.6. Imagens de Catodoluminescência dos zircões obtidos na amostra LC-04-B, indicando local de datação (n: núcleo, m: metade; b: borda), forma do cristal (p: prismático; ov: oval; fr: fragmento) e textura interna (osc: oscilatória; hc: homogênea clara; he: homogênea escura; zs: zoneamento setorial).

Cristal 1: prismático (2.1.1), com núcleo composto de um zoneamento oscilatório concêntrico, interrompido por um sobrecrecimento com zoneamento oscilatório levemente distorcido que apresenta uma interface irregular (alta pressão?).

Cristal 2: fragmento de cristal com textura levemente caótica composta por padrões de zoneamentos entrecruzados (granulítico?).

O primeiro cristal apresenta texturas de rochas de alta pressão, devido a recristalização com interface irregular e, o segundo tem textura levemente caótica, típica de rochas metamórficas em fácies granulito.

- Amostra LC-04-D (Figura A1.7)

Figura A1.7. Imagens de Catodoluminescência dos zircões colhidos na amostra LC-04-D, indicando local de datação (n: núcleo, m: metade; b: borda), forma do cristal (p: prismático; ov: oval; fr: fragmento) e textura interna (osc: oscilatória; hc: homogênea clara; he: homogênea escura; zs: zoneamento setorial).

Cristal 1: prismático (2,1/2,1/2) fraturado, mostrando um zoneamento oscilatório leve em camadas cruzadas, possivelmente de origem ígneo sem eventos sobreimpostos.

Cristal 2: prismático (2,1,1) com arestas arredondadas, apresentando textura caótica típica de rocha metamórfica de alto grau (granulito).