UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E GEOTECTÔNICA (GMG)

**A UTILIZAÇÃO DA METODOLOGIA ^{40}AR - ^{39}AR
PARA O ESTUDO DE REATIVAÇÕES TECTÔNICAS
EM ZONAS DE CISALHAMENTO**

**Paradigma - O Falhamento de Romeral nos Andes
Centrais da Colômbia.**

César Javier Vinasco Vallejo

Orientador: Prof. Dr. Umberto G. Cordani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A UTILIZAÇÃO DA METODOLOGIA $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ PARA O
ESTUDO DE REATIVAÇÕES TECTÔNICAS EM ZONAS
DE CISALHAMENTO**

**Paradigma: O Falhamento de Romeral nos Andes Centrais da
Colômbia.**

César Javier Vinasco Vallejo

Orientador: Prof. Dr. Umberto G. Cordani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Departamento de Mineralogia e Geotectônica (GMG)
Programa Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2001

DEDALUS - Acervo - IGC

30900009209

a mi familia y a michelle, a quienes amo tanto.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Umberto Cordani, porque graças a ele estou aqui, neste lugar maravilhoso; pelo contínuo apoio, pela orientação precisa e inteligente, pela confiança, por tantas coisas, mas principalmente por ter tido a possibilidade de lhe conhecer;

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, pelo auxílio financeiro (Processo n. 99/05311-5);

Ao Prof. Dr. Paulo Vasconcelos pela ajuda na interpretação dos resultados e pelas sugestões feitas ao longo do trabalho;

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

Ao Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo por toda infraestrutura colocada à disposição e em especial ao pessoal do CPGeo pela contínua colaboração;

Ao Prof. Dr. Wilson Teixeira e Prof. Dr. Colombo Tassinari, pelo apoio durante as diferentes fases do trabalho;

Aos professores José Moacyr Vianna Coutinho e Gergely Szabo pela colaboração no estudo petrográfico;

Ao Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear-INGEOMINAS e em especial ao Prof. Humberto González e à Geóloga Rosalba Salinas pelo apoio logístico durante os trabalhos de campo;

Aos colegas, Chris, Kika, Marcelus, Jerome, Chico Bill, Agustín, Andrés, Lu, Werner, Claudio, Mauro, Gilberto, pela amizade durante todo este tempo;

A todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram de alguma maneira para que este trabalho pudesse ser realizado.

SUMÁRIO

Dedicatória

Agradecimentos

Lista de figuras

Lista de tabelas

Resumo

Abstract

1	Introdução	1
2	O problema da datação de Milonitos	3
3	Paradigma: zona de deformação associada ao Sistema de Falhas de Romeral	6
3.1	Paleozóico	6
3.2	Mesozóico	7
3.3	Cenozóico	11
3.4	O Sistema de Falhas de Romeral	12
4	Material e métodos	19
4.1	Metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar	19
4.2	Preparação de Amostras e execução das determinações ^{40}Ar - ^{39}Ar	23
4.3	Metodologia K-Ar	26
4.4	Descrição do equipamento e dos procedimentos para o método ^{40}Ar - ^{39}Ar	28
4.5	Reações nucleares interferentes para o método ^{40}Ar - ^{39}Ar	30
4.5.1	Produção de suficiente ^{39}Ar	30
4.5.2	Interferência por ^{40}Ar induzida pelo reator	31
4.5.3	Interferência pela reação $^{40}\text{Ca}(n,n\alpha)^{36}\text{Ar}$	32
4.5.4	Interferência pela reação $^{42}\text{Ca}(n,\alpha)^{39}\text{Ar}$	33

5	Caracterização das amostras	37
5.1	Critérios de seleção	37
5.2	Caracterização petrográfica	38
5.3	Caracterização por outros métodos	38
6	Resultados e discussão	40
6.1	Idades de metamorfismo e de alteração hidrotermal	40
6.2	Idades de cristalização magmática	44
6.3	Idades deformacionais e de rejuvenescimento isotópico	47
6.4	Comentários interpretativos	50
7	Conclusões	64
7.1	Evolução térmica regional	64
7.2	Considerações metodológicas	75
7.3	Resumo das principais conclusões	78
	Referências Bibliográficas	82

Apêndices

Apêndice 1. Metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Apêndice 2. Descrição lâminas delgadas

Apêndice 3. Datações radiométricas na Cordilheira Central da Colômbia

Anexos

Anexo 1 A. Mapa Geológico local e localização de amostras

Anexo 2 B. Mapa de Falhas

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1	Mapa geológico simplificado dos Andes Colombianos	15
Figura 3.2	Representação do Triássico na parte NW da América do Sul segundo Pindell (1993)	16
Figura 3.3	Posição da Cordilheira Central (Terreno Tahami) num tempo indeterminado, segundo Toussaint (1996)	16
Figura 3.4	Mapa geológico simplificado dos Andes do Norte e corpos com idades triássicas na zona de estudo	17
Figura 3.5	Representação do Cretáceo inferior na parte NW da América do Sul segundo Pindell (1993)	18
Figura 3.6	Representação do Cretáceo superior na parte NW da América do Sul segundo Pindell (1993)	18
Figura 4.1	Valores de branco na linha de extração no equipamento Ar – Ar	34
Figura 4.2	Moles de ^{40}Ar obtidas para os diferentes minerais em estudo	34
Figura 4.3	Liberação de ^{40}Ar para Micas maiores	34
Figura 4.4.	Liberação de ^{40}Ar para Anfibólios	35
Figura 4.5	Moles de ^{40}Ar liberadas para as Micas finas	35
Figura 4.6	Curvas mínimas para análise de Micas finas para 50 a 100 vezes o nível de branco	35
Figura 4.7	Parâmetros de irradiação ideais segundo Turner (1971) e campos de plotagem das amostras em estudo	36
Figura 6.1	Espectro de degaseificação CMK-45 Anfibólio	54
Figura 6.2	Espectro de degaseificação CMK-57 Anfibólio	54
Figura 6.3	Espectro de degaseificação CJ-21C Anfibólio	54
Figura 6.4	Espectro de degaseificação CJ-16 Anfibólio	55
Figura 6.5	Espectro de degaseificação CJ-28 Anfibólio	55
Figura 6.6	Espectro de degaseificação CJ-32 Biotita	55
Figura 6.7	Espectro de degaseificação CJV-02 Anfibólio	56

Figura 6.8	Espectro de degaseificação CJV-09 Anfibólio	56
Figura 6.9	Espectro de degaseificação CJV-07 Anfibólio	56
Figura 6.10	Espectro de degaseificação CJ-24 Biotita	57
Figura 6.11	Espectro de degaseificação CJ-61 Biotita	57
Figura 6.12	Espectro de degaseificação CJ-12 Muscovita	57
Figura 6.13	Microfotografia CJ-12	58
Figura 6.14	Espectro de degaseificação CJ-12 Biotita	58
Figura 6.15	Espectro de degaseificação CJ-33 Muscovita	59
Figura 6.16	Espectro de degaseificação CJ-39 Biotita	59
Figura 6.17	Espectro de degaseificação CJ-47 Sericita	59
Figura 6.18	Espectro de degaseificação CJ-42B Biotita	60
Figura 6.19	Zona milonítica estreita, local de coleta da amostra CJ-42A	60
Figura 6.20	Espectro de degaseificação CJ-42A Sericita	60
Figura 6.21	Espectro de degaseificação CJ-19 Sericita	61
Figura 6.22	Espectro de degaseificação CJ-30 Sericita	61
Figura 6.23	Espectro de degaseificação CJ-55 Sericita	61
Figura 6.24	Espectro de degaseificação CJ-54 Sericita	62
Figura 6.25	Espectro de degaseificação CJV-01 Biotita	62
Figura 6.26	Espectro de degaseificação CJ-69 Biotita	62
Figura 6.27	Espectro de degaseificação CJ-20 Plagioclásio	63
Figura 6.28	Liberação de ^{40}Ar e razão Ca/k para o Plagioclásio sericitizado CJ-20	63
Figura 7.1	Eventos regionais que afetaram a Cordilheira Central segundo Toussaint (1993, 1995, 1996) e McCourt et al. (1984)	70
Figura 7.2	Idades ^{40}Ar - ^{39}Ar e K-Ar da zona de estudo	71
Figura 7.3	Imagem MEV CJ-30	72

Figura 7.4	Imagem MEV CJ-19	72
Figura 7.5	Imagem MEV CJ-42A	72
Figura 7.6a	Zonas miloníticas centimétricas e decimétricas	73
Figura 7.6b	Zonas com forte xistosidade no pacote vulcânico por ação de falhas que cruzam a região	73
Figura 7.7	Microfotografia CJ-55	74
Figura 7.8	Imagem MEV CJV-01	74
Figura 7.9	Microfotografia CJV-01	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 6.1	Idades Ar-Ar	41
Tabela 6.2	Resultados K-Ar de rochas deformadas ou hidrotermalizadas	41

RESUMO

VINASCO, C.J. (2001) *A utilização da metodologia $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ para o estudo de reativações tectônicas em zonas de cisalhamento. Paradigma: O Falhamento de Romeral nos Andes Centrais da Colômbia.* São Paulo, 85 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Foram feitas 28 análises ^{40}Ar - ^{39}Ar pela técnica de *step heating* e 5 análises K-Ar em rocha total em amostras provenientes de rochas miloníticas e de rochas do embasamento ígneo e metamórfico, relacionadas a uma ampla zona de cisalhamento correspondente ao sistema de Falhas de Romeral nos Andes Centrais da Colômbia.

As muscovitas forneceram os melhores espectros nas rochas regionais, tanto para idades de metamorfismo quanto para idades de resfriamento nas rochas plutônicas. As biotitas tiveram um comportamento menos estável que as muscovitas; forneceram espectros homogêneos mas em alguns casos sem significado geológico claro. Os anfibólios apresentaram espectros relativamente complexos, usualmente explicáveis por fenômenos de argônio em excesso com tendência a se estabilizar nas últimas frações de liberação de gás.

As rochas miloníticas com neoformação de micas finas forneceram espectros bons quando a quantidade de ^{40}Ar liberado esteve pelo menos 50 vezes acima do nível do branco do sistema de extração. Tanto sericitas quanto biotitas finas no intervalo de tamanho entre 25 – 50 μm , forneceram idades com significado geológico, algumas vezes registrando verdadeiras idades deformacionais.

Foram obtidas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar de metamorfismo nos seguintes casos: Anfibolitos do Grupo El Retiro (idades plateau de 230 ± 1 e 231 ± 1 Ma e idade pseudo plateau de 232 Ma em anfibólio); Gnaiss intrusivo de Abejorral (idade pseudo plateau em biotita de 230 Ma). Idades magmáticas foram obtidas para o stock de la Honda (idades plateau em biotita de 218.7 ± 0.3 e 218.3 ± 0.3 Ma), o Monzodiorito de Horizontes (idade plateau em muscovita de 207.6 ± 0.3 e 212.3 ± 0.3 Ma), o stock del Buey (idades plateau em

muscovita de 219.6 ± 0.3 e 218.9 ± 0.3 Ma) e o stock de Cambumbia (idade plateau em biotita de 236.6 ± 0.7 Ma).

Idades de alteração hidrotermal foram obtidas para o Diorito e o Gabro de Pueblito (idades plateau em anfibólio de 232.6 ± 1.7 , 232.5 ± 1 ; 238.1 ± 1.6 Ma e 230 ± 3 e 224 ± 2 Ma respectivamente), rochas que poderiam representar material de crosta oceânica formadas numa placa intraoceânica.

Em torno de 175-200 Ma foi registrado um evento termal definido a partir de espectros de perda de argônio do stock del Buey, do Monzodiorito de Horizontes, do Gnaiss de Abejorral, do stock de Cambumbia e de uma idade plateau em sericita nos xistos quartzo-sericíticos da Cordilheira Central de 189 ± 9 Ma.

No Cretáceo inferior apareceram idades deformacionais dos xistos de Sabaletas (idade plateau em sericita de 127.5 ± 2 Ma), idades intrusivas e de alteração hidrotermal do batólito de Sabanalarga em anfibólio (115 a 125 Ma; 90 a 110 Ma e entre 92 a 106 Ma) e idade máxima de alteração hidrotermal em plagioclásio sericitizado em torno de 140 Ma para o stock de Amagá.

Sobre as seqüências vulcânicas básicas do Cretáceo inferior foram obtidas idades K-Ar em rocha total de 91 ± 2 Ma em rochas miloníticas, de 102 ± 7 Ma num gabro cataclástico, interpretadas como idades relacionadas à alteração hidrotermal indicativa da atividade do sistema de falhas no Albiano - Cenomaniano. Idades ^{40}Ar - ^{39}Ar desta seqüência forneceram plateaus em biotita entre 81 ± 5 a 89.8 ± 1.1 Ma e idades integradas no intervalo 83.2 ± 0.7 a 93 ± 14 Ma, interpretadas como idades da deformação milonítica, visto que as temperaturas de deformação atingiram o grau xisto verde.

Na mesma seqüência vulcânica foram obtidas idades mais jovens K-Ar rocha total de 66 ± 3 Ma para milonitos, K-Ar rocha total 65 ± 3 Ma e ^{40}Ar - ^{39}Ar plateau em sericita de 72 ± 4 para filonitos diretamente relacionados aos efeitos dinâmicos da falha Salamina. Ainda nesta seqüência, foi obtida uma idade de 68 ± 5 Ma K-Ar rocha total para uma rocha piroclástica básica, interpretada como a idade da alteração hidrotermal

relacionada à atividade do sistema de falhas na região no final do Cretáceo Superior. Dentro deste intervalo de idades, foi obtido um plateau em biotita de 68.13 ± 0.12 Ma para o Gnaiss de Palmitas. Esta idade é considerada como sendo de rejuvenescimento isotópico associada à intrusão do batólito Antioqueño.

Idades plateau ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotitas de 6.75 ± 0.06 Ma e 5.6 ± 0.4 Ma, obtidas a partir de uma rocha porfírica e de um anfibolito respectivamente, registraram o último evento de reativação do sistema de falhas na região.

As vantagens mais importantes da metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar para datação de episódios de deformação são: (1) a possibilidade de trabalhar com micas, as quais comumente fazem parte da fábrica deformacional; (2) o uso de pouca quantidade de amostra; (3) a possibilidade de verificar a validade de um resultado segundo o espectro obtido e (4) a possibilidade de identificar idades de cristalização ou de rejuvenescimento isotópico, com o apoio de informações petrográficas e de campo.

Os aspectos metodológicos mais importantes para a utilização do método ^{40}Ar - ^{39}Ar em zonas de deformação desenvolvidos neste trabalho são: (1) o uso de rochas altamente deformadas, e de rochas altamente hidrotermalizadas; (2) o uso de rochas magmáticas e de micas de rochas metamórficas deformadas; (3) a coleta criteriosa de amostras; (4) datações complementares K-Ar no caso de rochas de granulação extra fina e de rochas hidrotermalizadas e (5) o isolamento em amostra de mão das zonas mais deformadas para amostragem precisa das micas neoformadas.

ABSTRACT

^{40}Ar - ^{39}Ar analyses were made by the step heating technique and 5 whole rock K-Ar analyses for mylonitic rocks and for rocks from deformed areas, of a wide shear zone corresponding to the Romeral Fault System, in the Central Cordillera of Colombia.

Muscovites yielded the best spectra for the regional rocks, including metamorphic ages as well as cooling ages in plutonic rocks. Biotites showed less stable behavior, yielding sometimes good spectra without a clear geological meaning. Amphiboles yielded relatively complex spectra, usually accountable for excess argon with a tendency to stabilization in the last fractions of gas liberation.

The mylonitic rocks with fine neoformed micas yielded good spectra when the amount of $^{40}\text{Ar}^*$ released was at least 50 times above the level of the blanks of the extraction system. Much sericites as well as fine grained biotites were in the range of 25-50 μm , exhibited apparent ages with geological meaning, sometimes recording the deformational ages.

^{40}Ar - ^{39}Ar metamorphic ages were obtained in the following cases: Amphibolites of the El Retiro group (amphibole plateau ages of 230 ± 1 and 231 ± 1 Ma and pseudo plateau age of 232 Ma); Gneiss of Abejorral (amphibole pseudo plateau age of 230 Ma). Magmatic ages were obtained for the La Honda Stock (biotite plateau ages of 218.7 ± 0.3 and 218.3 ± 0.3 Ma); Monzodiorite of Horizontes (muscovite plateau age of 207.6 ± 0.3 and 212.3 ± 0.3 Ma); El Buey Stock (muscovite plateaus ages of 219.6 ± 0.3 and 218.9 ± 0.3 Ma) and Cambumbia Stock (biotite plateau age of 236.6 ± 0.7 Ma). Hydrothermal alteration ages were obtained for the Diorite and Gabbro of Pueblito (amphibole plateaus ages of 232.6 ± 1.7 , 232.5 ± 1 ; 238.1 ± 1.6 Ma and 230 ± 3 and 224 ± 2 Ma respectively), rocks that could represent oceanic crust material formed in an interoceanic plate.

A defined thermal event was registered at 175-200 Ma from spectra of argon loss from El Buey Stock, Monzodiorite of Horizontes, Gneiss of Abejorral, Cambumbia Stock and a plateau age in quartzo-sericitic schists of the Central Cordillera (sericite plateau age of 189 ± 9 Ma).

Lower Cretaceous deformational events were recorded in the Sabaletas schists (sericite plateau age of 127.5 ± 2 Ma), intrusive and hydrothermal alteration ages of the Sabanalarga batholite (115 to 125 Ma; 90 to 110 Ma and among 92 to 106 Ma). A maximum hydrothermal age around 140 Ma was recorded for the Amaga Stock.

On the basic volcanic sequences of the Lower Cretaceous, K-Ar total rock ages of 91 ± 2 Ma in mylonites and 102 ± 7 Ma in a cataclastic gabbro were obtained, both interpreted as hydrothermal alteration ages indicative of the fault system activity in Albian – Cenomanian times. ^{40}Ar - ^{39}Ar analyses from the same sequence, yielded biotite plateau ages between 87 and 90 Ma, and integrated values of 89 ± 5 and 93 ± 14 Ma, interpreted as mylonitic deformation ages, since deformation temperatures were in general within the greenschist facies.

For the same volcanic sequence younger K-Ar total rock ages of 66 ± 3 Ma for mylonitic rocks, and K-Ar total rock ages of 65 ± 3 Ma as well as ^{40}Ar - ^{39}Ar sericite plateau ages of 72 ± 4 for filonites were obtained, directly related to the Salamina fault. A 68 ± 5 Ma K-Ar total rock age for a pyroclastic basic rock of the same volcanic sequence was interpreted as hydrothermal alteration age, probably related to the fault system activity in the area. In the same age range, a biotite plateau age of 68.13 ± 0.12 Ma was obtained for the Gneiss of Palmitas, considered as an isotopic resetting age associated with intrusion of the Antioquian batolith.

^{40}Ar - ^{39}Ar biotite plateau ages of 6.75 ± 0.06 Ma and 5.6 ± 0.4 Ma obtained respectively for an andesitic porphyritic rock and an amphibolite, recorded the last important activation episode of the Fault System.

The most important advantages of the use of the ^{40}Ar - ^{39}Ar methodology in dating deformational episodes are: (1) the possibility to work with micas, which commonly are part of the deformational fabric; (2) the use of a small amount of sample; (3) the possibility to verify the validity of the results according to the spectrum obtained and (4) the possibility to identify crystallization or resetting ages, with the support of petrographic and field information.

The more important methodological aspects developed in this work for the use of the ^{40}Ar - ^{39}Ar method in deformational areas, are: (1) the use of highly deformed and highly hydrothermalized rocks; (2) the use of magmatic rocks and micas from deformed metamorphic rocks; (3) the careful collection of samples, based on selected criteria (4) K-Ar complementary dating in the case of very fine grained and hydrothermalized rocks and (5) the selection and isolation in hand specimen of the most deformed areas for an accurate sampling of neoformed minerals.

1 INTRODUÇÃO

A metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar é uma ferramenta aplicável a um espectro amplo de problemas geológicos (McDOUGALL e HARRISON, 1999; RENNE, 2000), e especialmente a problemas de termocronologia de zonas de cisalhamento (GOODWIN e RENNE, 1991; DUNLAP, 1997) e datação de milonitos (WEST e LUX, 1993; FREEMAN et al., 1998).

O objetivo principal da presente pesquisa é a utilização da metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar no estudo de reativações tectônicas de zonas de cisalhamento e caracterizar os principais episódios de deformação que afetaram o sistema de falhas escolhido para ilustrar a temática da pesquisa. O objetivo final é discutir as vantagens e principais limitações que a metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apresenta na datação de zonas de deformação. Foi utilizado o novo equipamento instalado no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências na Universidade de São Paulo (CPGeo-IG-USP), e para o desenvolvimento do trabalho foi escolhida uma zona de deformação de grande importância regional, o Sistema de falhas de Romeral na Colômbia.

Para atingir os objetivos propostos foi usada a metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais não deformados, deformados, neoformados e recristalizados em rochas ígneas e metamórficas com vários graus de deformação, desde rochas não afetadas até milonitos. Muscovitas finas e biotitas encontradas nas rochas miloníticas e em zonas de alteração hidrotermal geradas durante os episódios tectonomagmáticos, fornecem as chaves principais para a obtenção das idades deformacionais.

As principais vantagens do método consistem na possibilidade de obter resultados confiáveis usando pouca quantidade de amostra, e fazer datações em grãos minerais individuais ou concentrados pequenos de micas finas. Isto é especialmente útil no trabalho em zonas de deformação onde os minerais neoformados são formados comumente em pouca quantidade e em tamanhos finos, menores de 50 μm . Adicionalmente, os níveis de branco atingidos na linha de extração e no espectrômetro de massa, na ordem de 1×10^{-15} moles de ^{40}Ar , possibilitam a medição de pequenas quantidades de gás.

Os passos seguidos para o desenvolvimento da pesquisa foram os seguintes:

- Utilização da cartografia geológica Esc. 1:100.000 do INGEOMINAS (Colômbia) das folhas 187,186,167,166,147,146 e 130 como base geológica para desenvolver o projeto.
- Seleção das áreas para amostragem, com base em informações secundárias e fotografias aéreas.
- Trabalho de campo para coleta de amostras para análises de geologia isotópica em rochas não deformadas, em zonas miloníticas e em rochas alteradas hidrotermalmente.
- Obtenção dos espectros de degaseificação ^{40}Ar - ^{39}Ar para determinar os episódios termais e idades deformacionais da seguinte forma:
  - Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais de rochas regionais não deformadas.
  - Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais de rochas deformadas.
  - Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais neoformados em milonitos.
  - Datações K-Ar em rocha total de milonitos e rochas hidrotermalizadas.

O Anexo 1 apresenta a localização regional das amostras no mapa geológico da área de estudo. Na totalidade foram coletadas 92 amostras (em 71 afloramentos), localizadas em campo com a ajuda de um GPS Magellan 315. Uma seleção adequada para as análises Ar-Ar foi feita após o estudo petrográfico.

O tamanho das amostras escolhidas para extração de gás foi função das dimensões de grão dos minerais constituintes. Em média, as amostras mediam cerca de 20 x 10 x 10 cm., suficiente para serem moídas, concentradas e guardadas como testemunho.

A amostragem foi abrangente, tendo sido obtida uma grande variedade litológica. Foi dada preferência às unidades cristalinas (ígneas e metamórficas), visto que estas unidades fornecem uma ampla variedade mineralógica e exibem diferentes estados de deformação.

2 O PROBLEMA DA DATAÇÃO DE MILONITOS

As zonas de cisalhamento dúcteis são muito comuns em rochas deformadas sob condições desde fácies xisto verde até fácies granulito e a mineralogia desenvolvida usualmente apresenta as características das fácies metamórficas sob as quais foi deformada (RAMSAY, 1979). As zonas de cisalhamento ocorrem em todas as escalas, desde faixas submicroscópicas até zonas de intensa deformação, com centenas de Km de largura. Qualquer que seja sua dimensão, as zonas de cisalhamento são exemplos de deformação heterogênea, vistas como instrumentos de atenuação da deformação e que continuam o seu desenvolvimento até que a acomodação dos esforços tenha sido atingida (WHITE e BURROWS, 1980).

A datação de eventos deformacionais em rochas miloníticas enfrenta diversos problemas tanto conceituais quanto práticos. Do ponto de vista teórico, é necessário o conhecimento das texturas deformacionais e o papel das diferentes espécies minerais dentro da fábrica deformacional. Daí se determina quais minerais podem fornecer resultados com significado geológico, isto é, fornecer as idades das principais épocas deformacionais. Outro fator é o conhecimento dos mecanismos de deformação e as temperaturas atingidas durante o processo, para estabelecer se as idades obtidas são propriamente de deformação ou de resfriamento. Do ponto de vista prático, a limitação mais importante é a concentração adequada da espécie mineral de interesse, tanto pela quantidade disponível quanto pelo tamanho e possibilidade de manipulação, sendo que a quantidade de gás a ser obtida nas medidas deve estar muito acima dos níveis de branco do sistema de extração e medição. As análises de concentrados puros de micas neoformadas têm a potencialidade de fornecer idades deformacionais se a quantidade de gás liberada no processo de fusão é suficientemente alto.

Na datação de grãos minerais individuais, é possível obter idades deformacionais em cristais com T_f (temperatura de fechamento) mais elevada do que a temperatura atingida durante a deformação, caso contrário a idade obtida será uma idade de resfriamento do sistema. As idades deformacionais podem ser obtidas nos seguintes casos: (i) neocristalização, (ii) redução do tamanho de grãos a temperaturas abaixo da T_f do sistema mineral reduzido com rehomogeneização do sistema isotópico e (iii) deformação que induz crescimento do tamanho de grão. Estas conclusões são

baseadas no fato de que a difusão isotópica nos minerais é fortemente dependente da temperatura e do tamanho do cristal (REDDY e POTTS, 1998). Assim, o fator mais importante além do conhecimento das temperaturas de fechamento dos minerais envolvidos para a obtenção de idades deformacionais, é a temperatura à qual a deformação foi desenvolvida (REDDY e POTTS, 1998).

Além de minerais indicadores do grau de temperatura atingido pelas rochas durante sua deformação, as texturas em quartzo, feldspato e micas deformadas indicam os intervalos de temperatura atingidos durante o processo. Muitos pesquisadores têm estudado a relação entre as microestruturas observadas em rochas deformadas e as temperaturas atingidas durante a deformação, tanto em rochas deformadas naturalmente quanto experimentalmente (TULLIS e YUND, 1985; SIMPSON, 1985; HIRTH e TULLIS, 1992; SRIVASTAVA e MITRA, 1996). Por exemplo, o ponto culminante da plasticidade para o quartzo é de 300 °C em rochas deformadas naturalmente, enquanto a deformação cristal plástica para feldspato geralmente ocorre a temperaturas maiores, desde o ambiente metamórfico de fácies xisto verde alto (450 °C) até fácies granulito (DEBAT et al., 1978).

Simpson (1985), enumera os tipos de deformação observadas no fácies xisto verde, xisto verde alto, epídoto-anfibolito para vários minerais. Em geral, as estruturas internas compostas na forma de planos S e C (LISTER e SNOKE, 1983) são encontradas em todos os graus metamórficos. Feldspatos fraturados, "kinkeamento" das biotitas (WILSON e BELL, 1978) e deformação dúctil em quartzo caracteriza os milonitos de fácies xisto verde baixo. No grau intermediário a alto os grãos de ortoclásio apresentam texturas de recristalização dinâmica enquanto o plagioclásio exibe plasticidade de baixa temperatura com pouca recuperação.

A datação direta das micas que fazem parte da foliação pode fornecer a idade da deformação nas rochas foliadas, já que o crescimento de novos grãos minerais é o fator dominante na formação da clivagem (KNIPE, 1981). Além disso, minerais que não recristalizaram têm pouca probabilidade de reequilibrar com os fluidos atuantes. A deformação de mica branca, sob condições de fácies xisto verde, geralmente resulta em redução do tamanho de grão, dissolução de grãos antigos e neocristalização de novos grãos minerais (DUNLAP et al., 1991). A neocristalização de micas durante a

deformação é amplamente reconhecida e é o processo mais importante na datação Ar-Ar, porque normalmente estes cristais não devem conter ^{40}Ar em quantidade relevante ao momento da deformação (REDDY e POTTS, 1999). Assim, as micas oferecem um considerável potencial para datar deformações crustais devido à sua estabilidade num amplo espectro de condições metamórficas.

No caso da metodologia Ar-Ar aplicada a rochas miloníticas, alguns estudos têm apresentado um espectro de difusão aparente de perda de Ar que é devido a análises com amostras contaminadas ou populações misturadas (WEST e LUX, 1993). É então importante desenvolver um rigoroso estudo microestrutural para determinar as características das diferentes populações presentes na amostra além de sua origem e processo de formação. Este ponto é crítico especialmente para datações K-Ar rocha total, já que uma mistura de populações torna muito difícil a possibilidade de se obter uma idade com significado geológico. Entretanto, uma rocha com ampla geração de micas potássicas durante a deformação, e ausência de minerais potássicos pré-deformacionais como feldspato potássico, pode fornecer uma idade próxima da época deformacional se ela foi pelo menos em grau xisto verde.

Durante o presente trabalho são apresentados e discutidos os resultados obtidos para micas finas concentradas a partir de rochas miloníticas respeitando-se os tamanhos mínimos dos grãos requeridos para análise, a geometria dos espectros obtidos e as temperaturas atingidas durante a deformação.

3 PARADIGMA: ZONA DE DEFORMAÇÃO ASSOCIADA AO SISTEMA DE FALHAS DE ROMERAL

As Cordilheiras da Costa, Ocidental, Central e Oriental constituem quatro sistemas montanhosos independentes nos Andes do Norte (Fig. 3.1). As Cordilheiras da Costa (Serrania de Baudó na Colômbia) e Ocidental compreendem seqüências oceânicas alóctones de rochas vulcânicas básicas e sedimentos marinhos do Cretáceo Superior e Cenozóico (ASPDEN et al., 1987), acrescidas desde o Cretáceo até o Terciário Inferior e Superior (BARRERO, 1979; ASPDEN e McCOURT, 1986; McCOURT e ASPDEN, 1984; TOUSSAINT e RESTREPO, 1993). A Cordilheira Central é constituída por um embasamento do Paleozóico e Mesozóico a oeste, que corresponderia ao denominado Complexo polimetamórfico da Cordilheira Central (RESTREPO e TOUSSAINT, 1982), o qual consiste de rochas metamórficas desde baixo até alto grau de metamorfismo intrudidas por batólitos meso-cenozóicos. A Cordilheira Oriental é um sistema montanhoso de caráter continental polideformado que consiste de rochas ígneas e metamórficas precambrianas e paleozóicas cobertas por sedimentos paleozóicos e mesozóicos (Fig. 3.1). Para leste da região andina, a partir da falha de Guaicáramo, aparece a zona das planícies orientais correspondente ao embasamento proterozóico do escudo da Guiana, coberto por uma seqüência de rochas sedimentares que vão desde o Paleozóico Inferior e Cretáceo até o Quaternário.

A área de estudo se encontra entre os departamentos de Antioquia e Caldas, no flanco ocidental da parte setentrional da Cordilheira Central e a parte leste da Cordilheira Ocidental (Fig. 3.1). É cortada de sul a norte pelo rio Cauca e é cruzada no mesmo sentido pelo sistema de falhas de Romeral (Fig. 3.1 e Anexos 1 e 2). Regionalmente, durante o Paleozóico, o primeiro evento registrado é de idade devônico-carbonífero e o segundo de idade permo-carbonífero. No Mesozóico, a partir de dados obtidos neste trabalho é encontrado um evento triássico superior de importância regional e são registrados episódios termais no Cretáceo Inferior e Superior.

3.1 Paleozóico

O metamorfismo devônico está registrado ao oeste de Medellín nos anfibolitos com granada, xistos biotíticos e muscovíticos, quartzitos, paragnaisses e ortognaisses do

grupo Caldas, e a SW de Medellín pelo ortognaisse granítico da Miel. Neste grupo podem aparecer também os gnaisses intrusivos de Palmitas e de Pantanillo, e as rochas metasedimentares de baixo grau do Paleozóico. A seqüência metamórfica ao sul de Medellín pode também pertencer a esta seqüência (Anexo 1).

Um evento metamórfico pérmo triássico está representado ao norte de Medellín pelo Complexo de Puquí (Fig. 3.1) e pelo grupo Valdivia, que corresponde a xistos quartzo sericíticos, grafitosos, actinolíticos e cloríticos, evidenciado por vários dados K-Ar e Rb-Sr neste e em outros setores da cordilheira.

3.2 Mesozóico

A Cordilheira Central da Colômbia no Triássico constituía a borda continental da América do Sul (JAILLARD et al., 1990; PINDELL e DEWEY, 1982) (Fig. 3.2), embora outros autores sugerem que teria constituído um terreno alóctone acrescido ao continente só no Cretáceo Superior, e cuja proveniência pode ter sido mais ao sul de sua posição atual (TOUSSAINT, 1996) (Fig. 3.3).

Na região de Medellín, imediatamente a leste da zona de estudo, na parte NW da Cordilheira Central, aparece uma seqüência metamórfica de alto grau que inclui rochas granulíticas, migmatíticas, gnaisses biotíticos e xistos anfibólicos (Anexo 1), incluindo os anfibolitos de media a baixa pressão que aparecem na região de El Retiro e na quebrada La Miel. Deste grupo foram obtidas idades metamórficas Ar-Ar em anfibolitos relativas ao Triássico (VINASCO et al., 2001). Outra unidade que apresenta metamorfismo do Triássico Superior é o Gnaise de Abejorral (Anexo 1; Fig. 3.4) também de alto grau de metamorfismo. Entre os intrusivos considerados triássicos (Anexo 1; Fig. 3.4), se encontram o monzodiorito de Horizontes, o stock del Buey, o stock de la Honda e o stock de Cambumbia. Os intrusivos adamelíticos de El Buey e de La Honda, parecem ser tarditectônicos com relação ao evento do Triássico Superior. Por sua vez, o stock de Cambumbia, diferente das outras unidades, aparece do lado oeste do sistema de falhas de Romeral, o que teria implicações sobre a possível correlação temporal entre as duas zonas limitadas pelo sistema de deformação, que podem corresponder ao mesmo terreno eventualmente dispersado pelas falhas regionais.

A Cordilheira Central da Colômbia é correlacionada com o denominado terreno Loja na Cordilheira Real e com o cinturão metamórfico El Oro ao SW de Equador (LITHERLAND et al., 1994) (Fig. 3.4). O denominado terreno Loja apresenta evidências de uma orogenia triássica relacionada à intrusão do granito Três Lagunas a 228 Ma e o cinturão metamórfico El Oro à intrusão do granito Moromoro (LITHERLAND et al., 1994) (Fig. 3.4). De forma similar à Cordilheira Real no Equador, a geração de granitos triássicos na Cordilheira Central da Colômbia, possivelmente de tipo S pelo conteúdo de muscovita, biotita e granada, com idades de intrusão contemporâneas com idades de metamorfismo regional, sugerem um evento nesta época de importância regional para a parte norte da Cordilheira Central e para os Andes do Norte relacionado provavelmente a cisalhamento e anatexis. Na evolução proposta por Aspden et al., (1992) para o cinturão metamórfico dos Andes do Norte, um processo de cisalhamento e anatexis triássico ao longo de uma bacia de rift ensiálica formaria os terrenos Loja, Amotape e Chauca no Equador e a Cordilheira Central na Colômbia.

O cinturão metamórfico triássico representaria o início do rifteamento que levou à separação da América do Norte em relação ao restante da Pangea (Dalziel, 1993 em LITHERLAND et al., 1994; JAILLARD et al., 1990). Jaillard, (1990), sugere que a separação entre as Américas do Norte e Sul, entre a paleo-margem mexicana e o que agora é parte dos Andes do Norte, incluiu uma extensão por rifteamento e um possível regime de transcorrência. A convergência oblíqua da placa paleo-pacífica seria responsável por uma importante transcorrência com componente dextral ao longo da margem NW da América do Sul (ASPDEN et al., 1992). Da mesma forma que é proposto para estas unidades no Equador, sugere-se que a orogenia triássica na Colômbia poderia estar relacionada ao cisalhamento ao longo da falha San Jerônimo, expressão mais oriental do sistema de falhas de Romeral, num modelo similar ao apresentado por D'Lemos et al., (1992) para o cinturão Cadomiano na França e por Aspden et al., (1992) para a falha Las Aradas-Baños no Equador. Neste sentido, Aspden et al., (1987), indicam que a Cordilheira Central representaria um terreno alóctone que foi sujeito a translação de grande escala durante o Triássico Superior, e que a partir daquele momento estas rochas formariam parte da Colômbia continental.

Outras unidades, com idades triássicas obtidas neste estudo, correspondem aos denominados diorito e gabro de Pueblito (Fig. 3.4). Estes corpos aparecem sobre o

extremo ocidental da Cordilheira Central, localizados geograficamente no sistema de falhas de Romeral e separados do embasamento pré-mesozoico da Cordilheira Central por este sistema de deformação. Sua relação com o evento do Triássico Superior descrito para o núcleo da Cordilheira Central é incerta, já que aparecem estruturalmente na mesma situação que o stock de Cambumbia, de idade triássica, do lado oeste do sistema de deformação. A origem destes complexos ofiolíticos parece estreitamente ligada à evolução da margem continental da América (MOORES, 1998) e à evolução do Caribe, e poderiam representar material de crosta oceânica formada numa placa intraoceânica superposta por obducção sobre material de arcos magmáticos de idade cretácea inferior, representados na Colômbia pelo terreno Amaime de Aspden e McCourt (1986) (Fig. 3.5). Este conjunto teria sido acrescido posteriormente na margem continental no Albiano a Cenomaniano (ASPDEN e McCOURT, 1986) ou ao final do Maastrichtiano (PINDELL, 1993) (Fig. 3.6). A acreção teria sido o resultado da movimentação da placa Caribe em direção NE ao ser consumido o oceano protocaribe com a formação do arco vulcânico que corresponderia ao terreno Amaime-Chaucha e as Antilhas (PINDELL, 1993) (Figs. 3.5 e 3.6).

Por outro lado, os corpos máficos triássicos não têm relação com as rochas vulcânicas básicas do grupo Quebradagrande, cuja idade tem sido estabelecida claramente como do Cretáceo Inferior baseada em registros fósseis (Burgl, 1961; Botero, 1973 e González, 1983 em TOUSSAINT, 1996). Toussaint (1996) interpreta tais corpos como rochas de um arco insular empurradas sobre o continente no Cretáceo Inferior junto com o grupo Arquía. Os corpos diorítico e gabróico são anteriores ao metamorfismo do Cretáceo Inferior de media a alta pressão do grupo Arquía. A relação com os protolitos deste grupo é incerto e inclusive foi sugerido que poderiam fazer parte da parte superior não metamorfizada do grupo, ou ser completamente alóctones sendo colocados posteriormente ao metamorfismo regional do Cretáceo Inferior. A relação entre as rochas do grupo Arquía e os corpos máficos não metamorfizados depende fundamentalmente da obtenção das idades dos protolitos deste grupo.

O Cretáceo nas cordilheiras Central e Ocidental da Colômbia é muito complexo. A evolução dos diferentes eventos tectonomagmáticos e a seqüência e relação das diferentes acreções normalmente aceitas não estão muito claras, principalmente pela carência de dados geocronológicos e de conhecimento litológico estrutural das

diferentes unidades e de suas relações. No Cretáceo Inferior foi desenvolvido um plutonismo importante representado por stocks que intrudem o embasamento metamórfico da Cordilheira Central e possivelmente as rochas básicas da Cordilheira Ocidental, tais como o stock de Altavista (TOUSSAINT, 1996) (Anexo 1) que podem ter direta relação com episódios de reativação do sistema de falhas. Durante este período, apresentou-se também a formação de vários conjuntos magmáticos predominantemente vulcânicos básicos e vulcano-sedimentares da Formação Quebradagrande (Fig. 3.1 e Anexo 1) com idades Barremiano-Albiano, da Formação Amaime ao sul do país (Fig. 3.1) do Cretáceo Inferior e provavelmente novos complexos ofiolíticos de idade similar.

As rochas vulcânicas básicas cretáceas da Formação Quebradagrande (correlacionável para vários autores com o grupo Amaime da Fig.3.5) podem ter sido acrescidas ao continente, representado pelo núcleo paleozóico da Cordilheira Central, num evento possivelmente relacionado a um metamorfismo cretáceo inferior. Este evento encontra-se registrado em rochas de média a alta pressão do denominado grupo Arquía e de forma similar para o sul sobre a parte ocidental da Cordilheira Central e o graben Cauca-Patía (Fig. 3.1). Entretanto, outros autores consideram a possibilidade da Formação vulcânica corresponder a uma bacia marginal intracratônica do Cretáceo Inferior, formada em posição autóctone (NIVIA et al.,1995). As rochas vulcânicas básicas do grupo Amaime teriam sido acrescidas ao continente durante o Cretáceo Inferior ao longo do sistema de falhas de Romeral (McCOURT e ASPDEN, 1984). Entretanto no modelo proposto por Pindell (1993) para a evolução do Caribe, o arco vulcânico estaria em posição alóctone a este momento (Fig. 3.5), e seria só acrescido depois no Campaniano (Fig. 3.6).

O plutonismo cretáceo superior está representado na zona de estudo pelo batólito de Sabanalarga, um corpo diorítico gabróico sintectônico com idade no intervalo 90 -110 Ma. Esta rocha é intrusiva em unidades básicas na borda leste da Cordilheira Ocidental e em rochas metamórficas que poderiam pertencer seja ao embasamento paleozóico da Cordilheira Central ou seja as rochas do complexo Arquía (TOUSSAINT, 1996). A intrusão sintectônica deste corpo marca um evento de reativação tectônica importante do sistema de falhas de Romeral, já que o granitóide se encontra perfeitamente alinhado e possivelmente controlado pela zona de falha. No final do Cretáceo aparece

um magmatismo pos-tectônico, caracterizado pela intrusão do batólito Antioqueño (TOUSSAINT, 1996).

A maioria dos plutões cretáceos estabeleceram-se em rochas metamórficas consideradas paleozóicas e sua colocação foi controlada pela zona de falha de Romeral (ASPDEN et al., 1987).

3.3 Cenozóico

Durante o Terciário Inferior um arco toleítico de baixo conteúdo de potássio (arco Macuchi-Diabásico) do Cretáceo Inferior teria sido acrescido à borda continental, sofrendo deformação e fragmentação numa série de blocos alongados que constituem a Cordilheira Ocidental colombiana e foram acrescidos subsequente ao longo da zona de falha Cauca – Patía (McCOURT et al., 1984) (Fig. 3.1).

A principal orogenia andina para a região ocorreu no Mioceno Superior - Plioceno Inferior, relacionada possivelmente com o levantamento da Serra de Baudó (McCOURT et al., 1984; MÉGARD, 1987) e a borda NW da Cordilheira Ocidental com embasamento oceânico cretáceo, acrescidos aos terrenos anteriores por meio da falha Dabeiba - Pueblo Rico (TOUSSAINT, 1993) (Fig. 3.1).

Segundo Mégard (1987), são reconhecidos quatro eventos deformacionais na parte central da Colômbia no Terciário. Uma deformação cretácea superior–paleocênica, resultado da acresção final da Cordilheira Ocidental; uma deformação eocena que criou dobras e empurrões no vale do médio no Magdalena; uma colisão do Terreno Chocó (Serra de Baudó) (Fig. 3.1) com a margem NW da América do Sul durante o Mioceno medio e finalmente ocorreu a maior deformação da Cordilheira Oriental que iniciou há aproximadamente 10.5 Ma, e resultou da colisão do bloco Panamá com a América do Sul (COOPER et al., 1995).

O plutonismo do Neogeno aparece tanto na Cordilheira Central quanto na Ocidental ao longo da falha Cauca - Patía (Fig. 3.1). Na Cordilheira Central e no Graben do Cauca, o plutonismo Neogeno é representado por uma suíte de corpos porfíricos de composição dacítica.

3.4 Sistema de Falhas de Romeral

O Sistema de falhas de Romeral é complexo e provavelmente as diferentes falhas que o compõem têm histórias e evoluções diferentes. Além disso, em certos casos, podem marcar a separação entre diferentes terrenos suspeitos acrescidos a diferentes épocas.

A falha fundamental de Romeral, que define o sistema, se estende através da Colômbia por mais de 800 km (Fig. 3.1), tem direção predominante norte sul e está composta por várias falhas paralelas a subparalelas que se entrecruzam em alguns locais (Anexo 2). As mais importantes são as de Romeral na parte central e de San Jerónimo na parte oriental (GONZÁLEZ, 1980) (Fig. 3.1, 3.4). A amplitude máxima da zona de falha é de 32 km e a zona de metamorfismo dinâmico ao longo de cada uma das falhas que a constitui tem uma espessura variável entre uns poucos metros até 2 km. A amplitude máxima da zona de falha se encontra ao longo da falha de Romeral entre Aguadas e La Merced (GONZÁLEZ, 1980), na parte sul da zona de estudo (Anexo 1). Para Toussaint (1996), a zona de falhas de Romeral é um sistema dispersivo dextral que atuou durante o Cretáceo Superior e durante todo o Cenozóico.

A falha de San Jerónimo constitui o limite ocidental das rochas metamórficas paleozóicas (MAYA e GONZÁLEZ, 1995) que para Toussaint (1993) é um limite de terrenos. Esta falha cruza a região de trabalho cortando as rochas vulcano - sedimentares da Formação Quebradagrande (Anexo 1; Fig. 3.1) onde foram coletadas as amostras CJ-54, CJ-55 diretamente sobre o traço da falha Salamina e a amostra CJ-52 no pacote vulcânico (Anexo 1). É possível que a falha de San Jerónimo tenha relação direta com a orogenia do Triássico Superior identificada para os Andes do Norte neste trabalho e poderia correlacionar-se com a falha Baños no Equador.

A falha de Romeral (s./) é considerada o limite oeste do grupo Arquía e em geral das rochas com metamorfismo dinamo-termal nos Andes do Norte (MAYA e GONZÁLEZ, 1995) (Fig. 3.1 e 3.4). Aparece na zona de estudo como falha de Sabanalarga (Anexo 1) e não foi possível obter uma amostra relacionada à deformação com mineralogia adequada para análise.

A falha Sivia-Pijao, conhecida na área de trabalho como Falha de La Merced e Piedecuesta (Anexo 1), corresponde ao limite leste do grupo Arquía. Ou seja, as rochas metamórficas de media a alta pressão cretáceas do grupo Arquía ocorrem ao ocidente, e as rochas vulcânicas básicas do complexo Quebradagrande situam-se ao oriente (MAYA e GONZÁLEZ, 1995).

Os sítios que apresentam as deformações mais intensas aparecem em diferentes áreas: ao longo do rio Cauca, gerando forte cataclasis na parte SE do batólito de Sabanalarga (Anexo 1); na parte central da zona de estudo entre a falha Quirimara e a falha San Jerónimo (Anexo 1), na parte sul da zona de estudo, com formação de milonitos nas rochas vulcânicas da Formação Quebradagrande (Anexo 1) onde foram coletadas a maior parte das rochas deformadas.

A importância das zonas de cisalhamento como canais para a ascensão de magmas é amplamente reconhecida (D'LE MOS et al., 1992; REAVY, 1989; CLEMENS E MAWER, 1992) sendo que a colocação dos corpos magmáticos pode estar intimamente ligada a episódios de reativação dos sistemas de falhas. Unidades magmáticas podem ser transportadas desde os locais de geração através da crosta em canais em forma de dique em zonas de falha relativamente estreitas que fazem a ligação com zonas de falha maiores na crosta superior (D'LE MOS et al., 1992). É fato conhecido que o magmatismo está com frequência concentrado nas zonas de deformação, já que existe uma conexão causal entre a deformação tectônica e a geração dos granitóides (DRUGUET E HUTTON, 1998). Os granitóides aparecem então preenchendo espaços abertos em sistemas de transtensão e marcando as zonas de falha regionais. Na zona de estudo aparecem os monzodioritos de Horizontes e Montegrande, que apresentam contatos falhados a leste e oeste com rochas metasedimentares, com geração de zonas ultramiloníticas em uma aparente intrusão forçada (MEJÍA et al., 1983). O monzodiorito de Horizontes separa duas zonas, a primeira com metamorfismo de baixo a muito baixo grau a oeste e a segunda com metamorfismo de médio a alto grau para leste (MEJÍA et al., 1983). Outros corpos provavelmente sintectônicos são os stocks de El Buey e de La Honda e o batólito de Sabanalarga que foram possivelmente intrudidos em zona de falha, já que aparecem intimamente associados ao sistema de cisalhamento regional.

Tem sido também amplamente reconhecido que as reações metamórficas procedem com a evolução da deformação na maioria dos tectonitos (ETHERIDGE et al., 1983). As rochas em zonas de falha têm sofrido comumente profundas mudanças na composição química por infiltração de fluidos e interação entre a deformação e as reações minerais (DIPPLE et al., 1990). A composição de uma rocha em uma zona de falha deve portanto refletir os efeitos dos processos metamórficos atuantes, e também os processos deformacionais associados. Na zona de estudo os processos de hidrotermalismo são intensos, e são provavelmente concomitantes com os episódios de reativação dos sistemas de deformação. Rochas alteradas hidrotermalmente aparecem nas seqüências vulcânicas básicas e em corpos intrusivos ao longo da zona de deformação onde foram coletadas algumas amostras deste trabalho.

Finalmente, os corpos intrusivos estudados também marcam alguns episódios de reativação do sistema de deformação, visto que possivelmente aparecem ao longo das zonas de falha, tendo sido colocados nos espaços gerados pelos movimentos transtracionais. As rochas miloníticas são representantes diretos dos episódios de atividade das falhas em níveis crustais médios.

Figura 3.2. Representação do Triássico na parte NW da América do Sul segundo Pindell (1993)

Figura 3.3. Posição da Cordilheira Central (Terreno Tahami) num tempo indeterminado, segundo Toussaint (1996)

Figura 3.4. Mapa geológico simplificado dos Andes do Norte e corpos com idades triássicas na zona de estudo

4 MATERIAL E MÉTODOS

A escolha da metodologia Ar-Ar para o estudo da história térmica de uma zona de deformação é justificada desde vários pontos de vista. O fator mais importante é talvez o fato da possibilidade de datar micas com relativa facilidade. As micas brancas particularmente são estáveis sob um intervalo amplo de condições metamórficas, comumente definem as fábricas deformacionais e normalmente são neoformadas durante os episódios deformacionais (DUNLAP et al., 1991). Desta forma a potencialidade de fornecer idades deformacionais é muito grande nas condições de fácies metamórfica xisto verde (KLIGFIELD et al., 1986; KIRSCHENER et al., 1996). O segundo fator de importância está no fato de se precisar de pouca quantidade de amostra para a análise por causa da boa sensibilidade dos equipamentos usados. Este fator é de muita importância já que em muitas rochas deformadas os grãos neoformados são muito pequenos e/ou aparecem em pouca quantidade. A preparação de amostra e a concentração dos minerais é relativamente simples, embora a manipulação possa ser complicada.

O trabalho complementar com a metodologia convencional K-Ar é importante, visto que permite comparar os resultados obtidos pelo método Ar-Ar e porque as vezes é fisicamente impossível obter concentrados de micas em rochas extremamente finas. As análises K-Ar para este trabalho foram feitas em rochas miloníticas muito finas, em rocha total, e em rochas hidrotermalmente alteradas e seus resultados são interpretados em geral como reflexo de episódios de reativação do sistema de falhas.

4.1 Metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar

A descrição das metodologias ^{40}Ar - ^{39}Ar e K-Ar é amplamente discutida e apresentada por vários autores, entre eles Dalrymple e Lanphere (1969), Merrihue e Turner (1966), Faure (1986), McDougall e Harrison (1999), Renne (2000), e outros.

No apêndice 1 é apresentado um resumo dos fundamentos básicos da metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a demonstração das equações para o cálculo de idade e as condições requeridas para o uso de minerais padrão.

A metodologia de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é baseada no mesmo sistema de decaimento que o método K/Ar, mas usa ativação neutrônica de ^{39}K para gerar $^{39}\text{Ar}_k$ e assim determinar o conteúdo de potássio ^{40}K indiretamente na amostra. Após a irradiação nuclear, a amostra é fundida num sistema submetido a ultra alto vácuo através de um feixe de raios laser. O Ar extraído é purificado e analisado *on line* isotopicamente num espectrômetro de massas.

Depois da irradiação no reator nuclear e da correção feita por causa de isótopos interferentes formados durante o processo de irradiação (Apêndice 1), a idade t da amostra pode ser calculada através da equação:

$$t = (1/\lambda) \ln [1 + J(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k)] \quad ((6) \text{ do Apêndice 1}),$$

onde λ é a constante de decaimento de ^{40}K e J é o denominado parâmetro de irradiação [equação (4) no Apêndice 1] que depende do número de átomos iniciais de ^{39}K na amostra, do tempo de irradiação, do fluxo de nêutrons rápidos com energia ϵ e da seção de choque para a energia ϵ . J é calculado usando minerais monitores com idades bem conhecidas, os quais recebem a mesma dose de nêutrons que a amostra de idade desconhecida.

As amostras são colocadas, juntamente com amostras padrão (monitores), estrategicamente bem localizadas num recipiente de alumínio selado para serem irradiadas no reator nuclear com um fluxo integrado de 10^{16} - 10^{18} nêutrons rápidos/cm² durante um período variável entre 30 a 100 horas. Usualmente as amostras jovens são irradiadas por menos tempo devido à sua maior quantidade relativa de K respeito do ^{40}Ar . Terminada a irradiação a amostra deve ficar estocada durante 2 a 3 semanas para que a radiação emitida por ela caia a um nível tolerável para se poder proceder à extração do argônio.

O fato da técnica precisar apenas de razões isotópicas, e não de quantidades absolutas de gás, permite a extração de argônio por etapas, cada uma fornecendo uma idade independente, que depende dos reservatórios de gás no interior do cristal. Nesta técnica, uma série de idades aparentes, determinadas numa única amostra, podem ser

obtidas através do aumento da temperatura em cada etapa sucessiva (MERRIHUE e TURNER, 1966). Uma segunda forma de análise é por fusão total, sendo que os resultados obtidos são similares e interpretados da mesma forma que na técnica K/Ar convencional.

Numa análise ^{40}Ar - ^{39}Ar , são obtidos normalmente três tipos de dados. Uma idade integrada é calculada a partir da quantidade total de argônio liberado na análise e em termos gerais seu valor interpretativo é similar ao do método K-Ar. De outro lado, é possível obter uma idade plateau que é a parte de um espectro de idades composta por diferentes frações do gás liberado. O requisito é que tais frações, juntas representem mais do que 50% do ^{39}Ar liberado da amostra, e que não apresentem diferença de idade que possa ser detectada a um nível de confiança de 95% (Fleck et al., 1977 em McDOUGALL e HARRISON, 1999). Alternativamente, as idades aparentes inicial e final do plateau devem ser indistinguíveis ao nível de 2 sigma, e todas as frações liberadas devem estar dentro do nível de 1 sigma quando comparadas com o plateau (Foland et al., 1986 em McDOUGALL e HARRISON, 1999). Uma idade pseudo-plateau é obtida quando os requerimentos estatísticos não são atingidos, mas o espectro é visivelmente e suficientemente bom para ser considerado subjetivamente como plateau. Uma terceira forma de apresentação do resultado é o Ideograma, que corresponde a um diagrama que representa os picos de probabilidade estatística para a amostra em estudo, e pode ou não corresponder às idades integradas e plateau.

Se o sistema químico permaneceu fechado, como seria ideal, durante a análise de fusão por etapas, os isótopos $^{40}\text{Ar}^*$ e $^{39}\text{Ar}_k$ são normalmente liberados proporcionalmente por causa do mesmo comportamento de transporte que exibem, no interior do cristal, fornecendo uma razão $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ essencialmente constante para cada fração de gás liberada. Assim, as idades derivadas de cada fração serão constantes. Nesta situação, num diagrama de idade aparente $^{40}\text{Ar}^*$ - $^{39}\text{Ar}_k$ versus a proporção acumulada de ^{39}Ar liberada, conhecido como espectro de idade, será obtido um plateau (Fig. 6.10). Um espectro plano é normalmente interpretado como indicativo de que a amostra tem permanecido como um sistema fechado e não foi perturbada termalmente desde sua cristalização. Ao contrario, se tivessem ocorrido processos de difusão de Ar, naturais ou provocados por algum evento termal, as idades poderiam ser diferentes ou apresentar um espectro irregular (Fig. 6.15).

Uma amostra que tenha perdido alguma proporção do seu $^{40}\text{Ar}^*$, terá diferentes razões $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ nos diferentes sítios do retículo cristalino segundo o grau de perda sofrida. Durante a fusão, tais diferenças serão reveladas pelas variações na razão $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ fornecendo um espectro irregular de idades. Assim, uma amostra que tenha sofrido um evento termal fornecerá razões $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ menores nos locais menos retentivos (normalmente externos) porque o K têm um coeficiente de difusão muito menor que o $^{40}\text{Ar}^*$ (McDOUGALL e HARRISON, 1999). A maiores temperaturas o gás será liberado progressivamente dos locais mais retentivos e a razão $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ deverá incrementar, visualizando-se a forma de escada num diagrama de espectro de idade (Figs. 6.5 e 6.6). Uma idade estimada do evento termal superimposto pode ser obtida a partir da idade aparente das primeiras etapas de liberação de ^{39}Ar no espectro de idade, e uma idade mínima da cristalização da amostra pode ser inferida a partir das liberações de gás nas etapas de maior temperatura de fusão (McDOUGALL e HARRISON, 1999) (Fig. 6.6).

Um problema relativamente freqüente em muitas espécies minerais, algumas das quais sendo rotineiramente utilizadas na metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar , é o fenômeno de argônio em excesso. O Ar em excesso se apresenta quando um mineral foi submetido a uma situação de distribuição não homogênea de ^{40}Ar entre o mineral e uma fase altamente enriquecida em argônio. A diferença na concentração provoca uma difusão de gás desde as vizinhanças do grão para o interior do cristal (McDOUGALL e HARRISON, 1999). Para Dallmeyer et al., (1975), a alteração da idade por causa do gás em excesso se dá unicamente nas frações de liberação a mais baixa temperatura. Portanto, a metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar tem a possibilidade de caracterizar o argônio em excesso numa espécie mineral segundo a forma do espectro obtido, sendo que a possibilidade de se obter uma idade com significado geológico continua perfeitamente factível mesmo nesta situação aparentemente desfavorável.

Os processos que destroem a relação ^{39}Ar a $^{40}\text{Ar}^*$ durante o processo de irradiação limitam o uso da técnica de datação. O deslocamento (perda ou redistribuição) de ^{39}Ar por recoil no ato de sua criação, durante o bombardeamento com nêutrons é potencialmente um desses processos. Os padrões observados em amostras que apresentam problemas de recoil, segundo Huneke e Smith (1976), são caracterizados por (1) incremento nas idades aparentes até um plateau bem definido seguido por um

rápido decréscimo na idade aparente ao final nas degaseificações a maiores temperaturas. O decréscimo no espectro é associado com a liberação de Ar a partir das fases com razão K/Ca baixa; (2) um aumento nas idades aparentes para valores exageradamente altos nos primeiros estágios de liberação, com decréscimo gradual para idades baixas nas etapas de liberação de altas temperaturas. Este padrão surge da redistribuição de ^{40}Ar , K, ou ^{39}Ar sem perda significativa total dos isótopos para o exterior.

A possibilidade da obtenção de idades usando apenas razões isotópicas sem precisar de quantidades absolutas de gás, reduz o problema da homogeneidade de K que existe na metodologia K/Ar e permite usar uma menor quantidade de amostra. A medição de K indiretamente a partir da medição de $^{39}\text{Ar}_k$ é também mais precisa e tem melhor sensibilidade do que outras técnicas analíticas comumente usadas em datações K/Ar (RENNE, 2000). A diferença fundamental da metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ com o método K/Ar tradicional, está no fato de que o primeiro permite a determinação de todos os parâmetros requeridos para a datação através apenas de razões isotópicas de Ar em amostras irradiadas. No caso mais simples, é requerida apenas a medição das abundâncias atômicas relativas de ^{40}Ar , ^{39}Ar e ^{36}Ar por espectrometria de massas.

4.2 Preparação de amostras e execução das determinações ^{40}Ar - ^{39}Ar

A preparação de amostras para a metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar é muito simples, já que na maioria dos casos é necessário só trabalhar com grãos minerais individuais ou concentrados de poucos grãos minerais, sendo possível a seleção dos grãos diretamente por *handpicking*, permitindo uma escolha criteriosa. O processo detalhado de preparação de amostras aparece no trabalho de Vasconcelos et al., (no prelo). Em resumo, as amostras são trituradas até atingir o tamanho individual do mineral de interesse, usualmente no intervalo 25-60 mesh para as rochas plutônicas e metamórficas e entre 60-100 mesh para as rochas miloníticas. Esta fração é lavada com água, secada, limpa no ultra-som e secada novamente com lâmpadas.

Entre 15 a 20 grãos de cada amostra são selecionados e montados em discos de alumínio para serem irradiados junto com os monitores de fluxo neutrônico, usualmente a sanidina Fish Canyon com idade de $28,3 \pm 0,2$ Ma no reator nuclear IEA-R1 no IPEN

em São Paulo. Após 2-3 semanas da irradiação, tempo necessário para a atividade radioativa cair para níveis suficientemente baixos, são analisados normalmente três grãos de cada amostra pela técnica de fusão por etapas usando um laser de Ar acoplado a um espectrômetro de massa. Para o trabalho com rochas miloníticas, é necessário utilizar maior quantidade de grãos, visto que pelo tamanho dos minerais de interesse a quantidade de gás gerado no processo pode ser insuficiente.

O tamanho de amostra requerido para análise ^{40}Ar - ^{39}Ar é uma das vantagens principais do método, em particular no trabalho em zonas de deformação onde os grãos neoformados, usualmente sericitas ou biotitas são muito finos, na ordem de 25 a 50 μm . Por outro lado, a quantidade e tamanho da espécie mineral de interesse nas rochas miloníticas freqüentemente não permite a concentração de material suficiente para análise de grãos individuais forçando a realização de análises em rocha total pelo método K-Ar.

A quantidade de amostra necessária para análise, depende fundamentalmente da quantidade de $^{40}\text{Ar}^*$ que permita a medição do espectro de idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ com resolução apropriada. Segundo Turner (1971), o tamanho da amostra depende simplesmente da capacidade de detecção e do nível de *background* de Ar do espectrômetro de massas e do sistema de extração usado. Da mesma forma que na metodologia K/Ar, em que o fator limitante está relacionado à detecção do componente ^{40}Ar acima do *background* do argônio atmosférico da própria amostra e do branco da linha de extração. Os fatores mais importantes que condicionam a geração de suficiente gás para a análise são a idade da amostra e o teor de K. A natureza do experimento também é importante, já que num processo de fusão total é requerida menos quantidade de amostra que num processo de degaseificação por várias etapas.

A linha de extração no equipamento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no CPGeo-USP atinge valores de branco na ordem de 10^{-16} moles de ^{40}Ar , variando para as análises efetuadas entre $1,73 \times 10^{-16}$ e $1,40 \times 10^{-15}$ moles, com um valor médio de $2,79 \times 10^{-16}$ moles de ^{40}Ar (Fig. 4.1). Os dados de branco apresentados na figura 4.1 foram obtidos durante a degaseificação de anfibólios e micas do presente trabalho.

Para o caso das amostras de rochas regionais com grãos de minerais individuais com tamanhos na ordem de 0,5-1,0 mm e pesos na ordem de 10^{-3} - 10^{-5} gm., valores obtidos situaram-se entre $1,99 \times 10^{-12}$ e $5,46 \times 10^{-14}$ moles de ^{40}Ar para biotita, $1,31 \times 10^{-12}$ e $2,97 \times 10^{-13}$ para muscovita, $1,21 \times 10^{-13}$ e $2,01 \times 10^{-15}$ para anfibólios e $1,95 \times 10^{-13}$ para um plagioclásio sericitizado (Fig. 4.2). Na figura 4.3, pode-se observar que as biotitas e muscovitas atingem facilmente níveis de ^{40}Ar liberado até duas ordens de magnitude maiores que os níveis de branco, suficiente para obter resultados de boa qualidade visto que a resolução dos espectros é geralmente boa e com baixos erros associados. Os anfibólios apresentam um comportamento variável, dependendo naturalmente do tamanho da amostra e do teor de K.

No processo de fusão por etapas, observou-se que nos anfibólios analisados existe a tendência a atingir valores de Ar liberado aceitáveis para análise apenas durante as etapas intermediárias e finais do processo de degaseificação, sendo que alguns grãos não superaram o nível de branco em nenhuma das etapas do processo (Fig. 4.4). Para estes casos, as idades iniciais carecem de qualquer significado geológico.

Para o caso das micas finas provenientes de amostras deformadas e milonitos, com concentrados minerais na ordem de 10 grãos por análise, com pesos aproximados de 1×10^{-5} gramas, o que corresponde a grãos de tamanho entre 25 a 50 μm , os valores obtidos estiveram entre 1×10^{-14} e 1×10^{-16} moles de ^{40}Ar , dependendo da quantidade de grãos usados, da pureza do concentrado e do conteúdo de K. Esta quantidade de gás encontra-se no limite das possibilidades analíticas do equipamento e os espectros obtidos variaram entre bons até carentes de significado geológico pelos altos erros associados. As micas liberaram a maior quantidade de gás antes do laser atingir 1 watt de potência, sendo que as frações finais de liberação não forneceram uma quantidade mínima de gás apropriado para análise. Algumas amostras não liberaram gás acima do branco e foram obviamente consideradas inaceitáveis. A maior parte das amostras forneceu gás suficiente para análise apenas nas etapas iniciais (Fig. 4.5), onde puderam ser encontrados espectros com idades aparentes com significado geológico.

As curvas da figura 4.6 representam os valores mínimos aceitáveis de amostra necessários para análise, em termos de quantidade de amostra vs. idade aparente segundo os resultados experimentais obtidos. Tais curvas foram calculadas usando

uma quantidade de ^{40}Ar da amostra 100 e 50 vezes acima do valor do branco para as micas e anfibólios e teores de K segundo os valores teóricos esperados. Os valores de 100 e 50 vezes acima do nível de branco foram escolhidos com base nas amostras que forneceram quantidades de gás dessa ordem e apresentaram espectros de degaseificação de boa qualidade. O valor de 50 vezes a quantidade em moles de ^{40}Ar acima do branco do sistema se considera limite para determinações aceitáveis, visto que outras amostras que forneceram gás em quantidade levemente inferior não apresentaram espectros ideais de degaseificação. Na prática, entretanto, aparecem outras dificuldades relacionadas ao tamanho do material a analisar e à quantidade de argônio atmosférico presente na amostra. Enquanto ao tamanho, grãos muito pequenos são susceptíveis de sofrer processos de recoil. Uma dificuldade adicional é a difícil manipulação de grãos finos na montagem nos discos de alumínio e cobre, e o risco de contaminação dos *pits* com grãos vizinhos.

Dos resultados obtidos, observa-se que um concentrado de 15 a 20 grãos de mica com uma percentagem média de K de 7%, uma massa superior a 1×10^{-4} g., que corresponde aproximadamente a grãos entre 25 a $50 \mu\text{m}$ de diâmetro, tamanhos regularmente encontrados para micas em zonas de cisalhamento e maior de 10 Ma é susceptível de ser medido de forma confiável (Fig. 4.6). Finalmente, foi possível obter um concentrado de micas, mesmo para estas rochas com mineralogia fina, com peso de 10^{-5} gramas, valor mínimo capaz de fornecer gás 50 vezes acima do nível do branco, caso a idade da rocha seja suficientemente alta.

No caso dos anfibólios, é possível obter valores de gás 50 vezes acima do branco para espécies com teores de K na ordem de 0,20% para grãos de 1 mm de diâmetro e maiores de 200 Ma. Um concentrado de 4 grãos de anfibólio pode fornecer esta quantidade de gás para amostras acima de 50 Ma se não ocorrer interferência muito alta com a quantidade de argônio atmosférico.

4.3 Metodologia K-Ar

O método K-Ar é baseado na ocorrência na natureza do isótopo radioativo do potássio, ^{40}K , o qual tem um período de semi-desintegração de 1250 Ma. Este isótopo tem um decaimento duplo para ^{40}Ca e para ^{40}Ar , e a parte que gera o argônio radiogênico

($^{40}\text{Ar}^*$) como o produto filho fornece a base para a técnica de datação K-Ar através da sua acumulação no tempo geológico. Para a metodologia K-Ar utilizada neste trabalho, os procedimentos rotineiros do CPGeo estão descritos por Torquato e Kawashita (1992).

As amostras utilizadas neste estudo, para a metodologia K-Ar, correspondem a rochas miloníticas de grão fino e amostras hidrotermalmente alteradas, das quais não seria possível extrair minerais liberados 100% puros. A preparação de amostras foi feita para análise em rocha total.

Para a metodologia K-Ar são separadas duas frações de material, uma usada para análise de K e outra para a medição de Ar num espectrômetro de massa. Inicialmente se tritura a amostra de rocha à fração 25-35 mesh, lava-se com água, e seca-se em lâmpadas para ser posteriormente quarteada. Uma alíquota é utilizada para a extração de Ar e a outra é moída num moinho de bolas para análise químico de K.

A fusão de material é realizada apenas quando é atingido um nível de vácuo na linha de extração na ordem de 10^{-9} Torr. A fração de Ar é coletada após a purificação e separação dos outros gases reativos nos fornos de CuO e Ti, e posteriormente introduzida no espectrômetro de massa para medição de argônio.

A análise de K no CPGeo-USP é feita pelo processo de fotometria de chama. O processo de ataque químico e determinação de K inicia-se com a pesagem de aproximadamente 1 grama de material que é atacada com 0,5 ml de H_2SO_4 (50%) depois de adicionar 3 ml de HF e levado ao ultra-som por 50 minutos. Após uma noite, os ácidos são evaporados e são adicionados 0,5 ml de HNO_3 destilado. Após certo tempo, a solução é hidrolizada com água tridestilada deixando-a agir por uma noite. A solução é posteriormente neutralizada com hidróxido de amônio (NH_4OH) e são adicionados 5 ml de $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ a 10%. Esta solução é finalmente diluída e preparada para leitura no fotômetro de chama.

O tamanho de amostra utilizado para análise depende do teor de K geral da rocha em questão. No caso, as amostras apresentam teores variáveis entre 1% e 4%. Com estes

teores, é suficiente 1 grama de material para extração de Ar e 1 grama para análise de K.

4.4 Descrição do equipamento e dos procedimentos para o método ^{40}Ar - ^{39}Ar

Vasconcelos et al., (no prelo), apresentam os procedimentos analíticos e descrevem com detalhe a instrumentação usada no laboratório do CPGeo-USP.

O reator nuclear usado para a metodologia no CPGeo-USP, é o CNEN-IEA-R1 no IPEN, Instituto de pesquisas Energéticas da USP. O IEA-R1 é um reator de pesquisa do tipo piscina, moderado e refrigerado a água leve, utilizando grafite como refletor. O reator opera na potência de 5MW, segundo um ciclo de operação para 120 horas contínuas semanais.

As características técnicas são:

- Potência térmica = 5MW
- Massa média de ^{235}U : 3.5 kg
- Massa média de U total: 17.5 kg
- Composição: $\text{U}_3\text{O}_8\text{Al}$ ou $\text{U}_3\text{Si}_2\text{-Al}$
- Material estrutural e revestimento: Al
- Fluxo de nêutrons térmicos máximo no núcleo: $1,17\text{E}14 \text{ n/cm}^2.\text{s}$
- Fluxo de nêutrons térmicos na estação pneumática no 4: $1,4\text{E}12 \text{ n/cm}^2.\text{s}$
- Máximo fluxo de nêutrons térmicos junto aos refletores: $6,7\text{E}13 \text{ n/cm}^2.\text{s}$

O Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo-USP), possui um equipamento para análise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que conta com um sistema de laser para fusão de amostras, um sistema óptico para focalizar as amostras, um sistema de extração e purificação de gás, um espectrômetro de massas, microscópios e computadores localizados numa sala com temperatura e umidade controladas. Existem mais três salas interconectadas usadas para a manipulação e montagem das amostras irradiadas. O laboratório de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conta com um sistema elétrico autônomo que fornece energia contínua e limpa a todos os instrumentos do laboratório e um circuito de água que mantém controlada a temperatura do laser e o sistema de *getters*.

O laser usado no CPGeo-USP é de ions de argônio que atinge uma potência máxima de 6 watts e emite com uma longitude de onda de 480-540 nm e atinge um diâmetro mínimo de aproximadamente 10 μm e um máximo de 2 mm que permite o aquecimento quase homogêneo do grão mineral. Este tipo de laser tem uma boa interação com minerais coloridos como biotita, muscovita e hornblenda, mas não permite fusão por etapas de materiais incolores como alguns feldspatos, por causa da pouca absorção que apresentam com este tipo de laser.

Para fusão, os grãos minerais são colocados normalmente um por *pit*, num porta amostras especial que corresponde a um disco de cobre de 221 *pits* sob ultra alto vácuo, em torno de 10^{-10} torr e logo aquecidos a 150-200°C para extração de qualquer contaminante gasoso aderido ao sistema. O disco é coberto com uma janela transparente de sílica que permite observar as amostras, conservar o nível de vácuo e tem a propriedade de não interagir com o laser de argônio. O laser é estacionário, localizado para fusão em cada *pit* pela movimentação do porta amostras através de um sistema controlado por computador. A focalização em cada *pit* é feita com a ajuda de um sistema de lentes e um espelho. Para análises de fusão total o laser é utilizado normalmente a potências entre 3 a 6 watts entre 10 a 15 segundos atingindo temperaturas entre 1300 a 2000°C. No caso de aquecimento por etapas, a potência do laser é programada e depende da natureza do material a analisar e do grau de detalhe desejado. A potência é mantida por um tempo entre 20 a 30 segundos e é incrementada a cada etapa sucessiva. A potência do laser e a quantidade de etapas programadas dependem da natureza, tamanho, idade e teor de K da amostra e da sensibilidade do espectrômetro de massas.

A extração de gás é seguida de uma purificação de gases ativos (N_2 , O_2 , CO_2 , H_2 , H_2O , hidrocarbonos, etc) que são liberados conjuntamente com o argônio antes da análise de espectrometria de massa. A purificação é atingida permitindo que a totalidade do gás passe por uma série de sistemas montados ao longo da linha de extração. Entre estes sistemas se encontram: uma bomba VARIAN-turbo-V7LP assistida por uma bomba rotatória E2M5, uma bomba iônica VARIAN noble dide e dois bombas getter SAES GP50.

4.5 Reações nucleares interferentes para o método ^{40}Ar - ^{39}Ar

Nesta parte do trabalho, são plotados e analisados os resultados obtidos com referência aos parâmetros de irradiação sugeridos por Turner (1971), no que respeita aos valores de J segundo a idade da amostra e a razão K/Ca do mineral analisado.

Os fatores dominantes para a determinação dos valores ótimos de fluxo de nêutrons são, segundo Turner (1971): (a) produção de suficiente $^{39}\text{Ar}_k$, (b) quantidade de ^{40}Ar produzido pela reação $^{40}\text{K}(n,p)^{40}\text{Ar}$ pequena comparada com a quantidade total de $^{40}\text{Ar}^*$ presente e (c) a quantidade de ^{36}Ar produzido pela reação $^{40}\text{Ca}(n,n\alpha)^{36}\text{Ar}$ deve ser insuficiente para causar erros apreciáveis na correção de ^{36}Ar atmosférico. O valor ótimo de fluxo, varia diretamente com a idade da amostra e é independente do conteúdo absoluto de K (TURNER, 1971). Os fatores mencionados são esquematizados na figura 4.7 junto com os dados obtidos neste trabalho.

4.5.1 Produção de suficiente ^{39}Ar

O requerimento para a obtenção de suficiente ^{40}Ar presente para análise é normalmente encontrado escolhendo um tamanho de amostra apropriado. A condição para conseguir suficiente ^{39}Ar produzido é melhor obtida imaginando um limite superior para a relação $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ e irradiar segundo esta relação. Turner (1971), sugeriu uma razão de 300 como um valor máximo razoável. Dessa forma, é obtida a seguinte expressão segundo a equação (5) do Apêndice 1.

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_k} = \frac{(\exp \lambda t) - 1}{J} \leq 300$$

$\Rightarrow$

$$J \geq \frac{(\exp \lambda t) - 1}{300}$$

Baseado nesta expressão, é obtida a curva inferior vermelha na figura 4.7 que separa os campos de insuficiente e suficiente produção de ^{39}Ar como função da idade da amostra. Para o caso dos resultados obtidos e baseados nos valores 0,00458 e 0,003737 para J, os dados situam-se acima da curva mínima, indicando que o fluxo de

nêutrons é suficientemente alto para a produção ótima de ^{39}Ar (Fig. 4.7). Teoricamente o J seria insuficiente para a produção adequada de ^{39}Ar para amostras maiores de 1.8 Ga, situação que pode ser resolvida irradiando por um período de tempo mais longo.

4.5.2 Interferência por ^{40}Ar induzida pelo reator

Além das considerações feitas para a obtenção de suficiente ^{39}Ar para as medições relativas ao conteúdo de $^{40}\text{Ar}^*$, é também necessário limitar o fluxo de nêutrons que a amostra recebe de tal forma que a correção feita devida ao ^{40}Ar produzido da reação $^{40}\text{K}(n,p)^{40}\text{Ar}$ não iniba a medição da idade.

Este requerimento é relacionado à magnitude do fator de correção de $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_k$, determinado a partir da medição de um sal puro de potássio. O fator de correção pode variar até 50% para um determinado reator, inclusive para similares condições de irradiação (McDOUGALL e HARRISON, 1999). Este problema pode ser minimizado mantendo a correção inferior a alguma proporção pequena de $^{40}\text{Ar}^*$, que segundo Turner (1971) pode ser de 1%. Esta condição é satisfeita se:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_k} = \frac{(\exp \lambda t) - 1}{J} \geq 100 [^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}]_k$$

$\Rightarrow$

$$J \leq \frac{(\exp \lambda t) - 1}{100 (^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_k}$$

Expressada em termos do parâmetro de irradiação J e a idade t , a linha vermelha superior da figura 4.7 separa os campos de produção excessiva de ^{40}Ar induzido pela irradiação com nêutrons e o campo onde pequenas interferências por ^{40}Ar produzido da mesma forma são aceitáveis. A curva é desenhada para um fator de correção $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_k$ de 300×10^{-4} . A base para a escolha deste valor está no fato de que a maior parte dos reatores usados para datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tem correções menores que este valor (McDOUGALL e HARRISON, 1999).

A área verde entre as duas curvas na figura 4.7, indica o intervalo dos parâmetros de irradiação ideais segundo a idade esperada da amostra de forma que as condições acima descritas sejam satisfeitas.

Dos resultados obtidos, neste trabalho, apenas duas amostras situam-se acima da curva de produção máxima permitida de $^{40}\text{Ar}_k$ interferente. Trata-se de uma amostra de biotita de uma rocha muito jovem, de cerca de 7 Ma, e uma biotita de uma rocha que registra uma deformação ao redor de 5 Ma. Conclui-se, portanto que para amostras inferiores a aproximadamente 25 Ma, o J deveria ser menor para evitar excessiva interferência do $^{40}\text{Ar}_k$. A solução seria irradiar menos tempo para amostras com estas idades esperadas.

4.5.3 Interferência pela reação $^{40}\text{Ca}(n,n\alpha)^{36}\text{Ar}$

O ^{36}Ar derivado da reação $^{40}\text{Ca}(n,n\alpha)^{36}\text{Ar}$ causa interferência com a correção para ^{40}Ar atmosférico efetuada através de ^{36}Ar encontrada na amostra. Embora o fator de correção $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$ possa ser determinado dentro de percentagens pequenas para um determinado reator, este parece aceitar uma interferência máxima de 10% da razão $^{40}\text{Ar}^*/^{36}\text{Ar}$ após a correção por ^{40}Ar atmosférica tenha sido feita (McDOUGALL e HARRISON, 1999).

Visto que $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{A}} = 295.5$, a condição então requer que:

$$^{40}\text{Ar}^*/^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}} \geq 2955$$

Visto que

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{36}\text{Ar}} = \frac{1}{\sigma_{^{36}\text{Ca}}\varphi} \frac{K}{\text{Ca}} \frac{^{40}\text{K}}{K} \frac{\lambda_e + \lambda_e'}{\lambda} [(\exp \lambda t) - 1]$$

e J é proporcional a φ , é possível substituir φ por J/C, sendo C uma constante para cada reator. Depois de substituir os valores segundo os dados encontrados na literatura (TURNER, 1971) para $\sigma_{^{36}\text{Ca}}$ a partir da razão $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$, que é a maior

encontrada nos reatores disponíveis e usando os valores universalmente conhecidos para as demais constantes, McDougall e Harrison (1999) apresentam a seguinte desigualdade:

$$J \leq 4.9 \times 10^{20} \text{ C (K/Ca) } [(\exp \lambda t) - 1],$$

representada na figura 4.7 como curvas pretas para o valor máximo permitido em termos de J e idade para cumprir as condições da razão K/Ca indicadas no gráfico segundo a premissa inicial. Os anfibólios são os minerais em estudo susceptíveis de apresentar interferência alta na produção de $^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}}$. Algumas das amostras estudadas forneceram razões K/Ca muito baixas com um mínimo de 0.01, que plotam por cima da curva sugerida como máximo ideal de J, o que pode introduzir uma quantidade de interferente não desejada na análise.

4.5.4 Interferencia da reação $^{42}\text{Ca}(n,\infty)^{39}\text{Ar}$

Segundo Turner (1971), para um determinado espectro de nêutrons, a contribuição relativa de $^{39}\text{Ar}_k$ e $^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ é independente do fluxo integrado de nêutrons e depende só da razão (K/Ca) da amostra. Em geral, interferência de $^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ não é um problema serio (McDOUGALL e HARRISON, 1999) e pode ser corrigida sem dificuldade através de ^{37}Ar na amostra.

Figura 4.1. Valores de branco na linha de extração no equipamento Ar – Ar

Figura 4.2. Moles de ^{40}Ar obtidas para os diferentes minerais em estudo

Figura 4.3. Liberação de ^{40}Ar para Micas maiores

Figura 4.4. Liberação de ^{40}Ar para Anfíbólios

Figura 4.5. Moles de ^{40}Ar liberadas para as Micas finas

Figura 4.6. Curvas mínimas para análise de Micas finas para 50 a 100 vezes o nível de branco

Figura 4.7. Parâmetros de irradiação ideais segundo Turner (1971) e campos de plotagem das amostras em estudo

5 CARACTERIZAÇÃO DAS AMOSTRAS

5.1 Critérios de seleção

Os critérios para a seleção das amostras dependem dos resultados a serem atingidos. Rochas intensamente deformadas e milonitizadas, com possibilidade de possuírem neoformação de espécies minerais potássicas, são chave para a obtenção de idades deformacionais. Rochas intensamente alteradas como produto de atividade de fluidos possivelmente relacionados à reativação do sistema de falhas foram um segundo alvo de trabalho. Além disso, rochas intrusivas sintectônicas, representariam os eventos de abertura e reativação do sistema de deformação. Finalmente, rochas não deformadas forneceriam um marco de comparação regional e marcariam os principais eventos tectonomagmáticos da zona de estudo, relacionados ou não com o sistema de cisalhamento regional.

A amostragem foi extremamente cuidadosa porque texturas, grau de deformação e alteração podem variar dentro de um mesmo afloramento. Para este estudo, os critérios de amostragem em campo foram basicamente o estado de alteração da amostra, o tamanho de grão dos minerais de interesse e as texturas expostas, estas últimas como base para a seleção das rochas miloníticas.

As amostras coletadas visando a obtenção das idades de eventos intrusivos ou metamórficos que servem de marco geológico regional, devem estar frescas e com grãos de tamanhos pelo menos milimétricos. Para os eventos deformacionais, com possível geração de minerais neoformados ou recristalizados, as amostras podem evidenciar leve alteração física e hidrotermal, já que o processo de neoformação pode estar ligado a estes processos. As zonas alteradas hidrotermalmente eventualmente têm relação direta com os episódios de remobilização regionais ou locais produto do mecanismo de deformação, assim as amostras devem apresentar uma alteração hidrotermal apreciável, usualmente com substituição total ou quase dos componentes primários, por componentes potássicos secundários como sericitas.

A escolha final de amostras para as análises Ar-Ar foi definida durante um detalhado estudo petrográfico, de RX e de MEV. Nesta etapa, o estado do mineral, sua posição

na fábrica deformacional e seu tamanho foram os critérios usados para a escolha final da amostra.

5.2 Caracterização petrográfica

A importância do estudo petrográfico prévio à seleção dos minerais a datar é fundamental tanto para conhecer o estado e tamanho dos grãos individuais, quanto para saber o seu significado geológico dentro da fábrica da rocha. O Apêndice 2 apresenta a descrição das lâminas delgadas das rochas usadas no estudo.

Grande parte das amostras apresentam-se muito deformadas ou cataclasadas, algumas formando até milonitos. O grau de deformação é variável, encontrando rochas com fortes redobramentos microscópicos e grãos rotacionados (CJ-67, CJ-69), rochas miloníticas (CJ-42A,B, CJ-43, CJ-47, CJ-54), rochas foliadas (CJ-32, CJ-21C, CJ-16), rochas cataclasadas (CJ-20, CJ-28) e filonitos (CJ-55). Em resumo, a grande maioria das rochas observadas em lâmina delgada o em amostra de mão apresentam graus variáveis de deformação, e em geral correspondem a rochas cataclásticas.

São muito comuns texturas de deformação, tais como sombras de pressão em quartzo, plagioclásio, micas e anfibólios, lamelas deformadas em plagioclásios (Fig. 6.13), micas dobradas (Fig. 6.13) ou com processos evidentes de recristalização (poligonização).

As micas freqüentemente fazem parte da foliação das rochas, o que pode ser indicativo de neoformação ou recristalização. Exemplos nas amostras CJ-32 onde as micas aparecem subpoligonizadas e com textura lepidogranoblastica, inequigranular seriada, a CJ-69 com foliação definida por anfibólio potássico e biotita, e as diferentes rochas miloníticas.

5.3 Caracterização por outros métodos

Análises de RX e de Microscopia eletrônica de varredura (MEV) foram feitas visando a identificação plena das espécies minerais, especialmente para as rochas miloníticas que apresentam granulometria fina.

As análises de MEV obtidas forneceram 34 imagens e 77 análises químicas semiquantitativas por EDS e foram obtidos 21 espectros de Rx para as rochas de granulometria mais fina.

As rochas deformadas foram o alvo principal desta parte do estudo. Os milonitos gerados a partir de rochas vulcânicas apresentam usualmente geração de biotita e sericita. A maior parte destes minerais aparecem homogêneos em intensidade e tonalidade e fazendo parte da foliação milonítica, características indicativas de neoformação ou completa recristalização.

As análises químicas semiquantitativas indicaram um alto teor de K para as micas finas, o que favoreceu as medições do Ar apesar da pouca quantidade de amostra disponível e do reduzido tamanho de grão. Ao nível de detalhe, foi possível diferenciar sericitas de cloritas em algumas amostras muito finas e corroborar as texturas de equilíbrio destas duas espécies, o que indica um grau de cristalização a baixa temperatura.

Os resultados para anfibólios forneceram teores de K baixos, mas a quantidade de amostra para análise foi maior por causa de seu tamanho de grão.

Uma informação de importância obtida a partir da utilização do MEV, foi o reconhecimento de texturas de deformação, como recristalização incompleta ou completa de diversas espécies minerais, formação de estruturas ribbons com rescristalização, etc., que são indicativas das condições térmicas da deformação. Foi muito importante também a determinação por RX e MEV de feldspato na matriz recristalizada e muito fina de algumas amostras, evitando-se desta forma que fossem selecionadas para análises em rocha total.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

As interpretações efetuadas neste trabalho são baseadas no conhecimento tradicional do comportamento de argônio no retículo dos minerais, basicamente no conceito de temperatura de fechamento (DODSON, 1973) dos sistemas minerais submetidos a eventos de média e alta temperatura. Segundo o autor citado, a idade aparente K-Ar (e também Ar-Ar) seria relacionada com uma temperatura de fechamento (T_f), abaixo da qual o sistema mineral em questão seria capaz de reter quantitativamente o argônio aprisionado em seu retículo cristalino. Por outro lado, Villa (1997) sugeriu que na prática as temperaturas de fechamento dos sistemas dependem não apenas da temperatura, mas também dos episódios de recristalização, circulação de fluidos e deformação. Isto tem especial importância para as condições encontradas em zonas deformacionais, como as do presente trabalho.

As muscovitas analisadas apresentaram espectros bons, estáveis, refletindo a idade do metamorfismo, de magmatismo, ou dos episódios deformacionais. As biotitas tiveram em geral bom comportamento: em várias amostras formaram plateaus ou espectros pouco perturbados, refletindo idades de resfriamento do sistema, idades ígneas ou idades deformacionais em milonitos. As biotitas aparentemente são menos homogêneas que as muscovitas, e apresentaram ocasionalmente heterogeneidade do sistema para os grãos maiores. Os anfibólios forneceram espectros aceitáveis, quando a quantidade de gás foi suficiente e não apareceram fenômenos de argônio em excesso. Normalmente se comportaram como sistemas onde as últimas etapas forneceriam idades com significado geológico.

A tabela 6.1 apresenta resumidamente as idades Ar-Ar obtidas durante o presente estudo.

6.1 Idades de metamorfismo e de alteração hidrotermal

Os anfibólios CMK-45 e CMK-57 pertencem a anfibolitos metamorfoseados em fácies anfibolito, intercalados com metasedimentos (CORREA e MARTENS, 2000). Os anfibólios são oriundos de metamorfismo progressivo e as idades se consideram representativas da idade do metamorfismo. Idade plateau de boa qualidade foi obtida

Tabela 6.1. Idades Ar-Ar

Unidade	Mineral	Idade integrada Ma	Idade Plateau Ma	Idade ideograma Ma
Anfibolito G Retiro CMK-45	Anf	235±1	231±1	232±6
		230.2±0.8	230±1	229±5
Stock de Cambumbia CJ-39	Biot	231.2±0.5	236.6±0.7	232±4
		229.7±0.3		
Anfibolito G Retiro CMK-57	Anf	213.5±1.6	Pseudo Plateau 232	209±8
		205.7±1.3		200±13
Diorito de Pueblito CJ-21c	Anf	238.1±1.6	238.1±1.6/232.6±1.7	236±8
		229.8±1.1	232.5±1.0	232±6
Gnaiss de Abejorral CJ-32	Bi	223.79±0.20	Pseudo Plateau 230	224±2
		221.3±0.2		223±3
Gabro de Pueblito CJ-16	Anf	221±3	224±2	223±9
		221±4	230±3	234±14
Stock de la Honda CJ-24	Bi	218.6±0.3	218.7±0.3	218±4
		216.9±0.2	218.3±0.3	216±1.8
Stock del Buey CJ-33	Mu	217.7±0.2	218.9±0.3/219.6±0.3	217±3
		215.4±0.2	219.3±0.3	215±7
Intrusivo de Horizontes CJ-12	Mu	208.23±0.19	207.6±0.3	207±5
		211.1±0.2	211.3±0.2/212.3±0.3	211±3
Intrusivo de Horizontes CJ-12	Bi	178±0.13		177±6
		194±0.15		194±3
Stock de Amagá CJ-20	Pl	203.7±0.5		184±17
Xisto quartzo-sericitico CJ-30	Ser	172±7	189±9	
		229±4	214±9	
Xisto de Sabaletas CJ-19	Ser	102±3		
		115.9±1.6	127.5±2.0	
Milonito básico CJ-42 ^A	Ser	93±14		
		89±5		102±15
Milonito básico CJ-42B	Biot	96.6±1.1	89.8±1.1	88±4
		83.2±0.7	87.8±0.7	
Milonito básico CJ-47	Ser	86±2	74±2	
		84.9±1.3	81±5	81±9
Milonito básico CJ-54	Sericita	84±4		
		70±30		
Filonito CJ-55	Sericita	32±5	72±4	
		34±15		
Granito de Palmitas CJV-01	Bi	67.95±0.11	68.13±0.12	68.1±0.7
		68.09±0.14		67.22
Batólito de Sabanalarga CJV-02	Anf	152.7±0.7		127±14
		145.9±0.5		120±20
Batólito de Sabanalarga CJV-09	Anf	145.1±0.7		126±11
		90±20	89.9±0.6	90±4
Batólito de Sabanalarga CJV-07	Anf	92±3	92±2	92±8
		108±4	106±3 / 95±4	105±15
Gabro CJ-28	Anf	119±5		132±13
		141±7		140±20
Pórfiro Andesítico CJ-61	Biot	7.36±0.14	6.75±0.06	6.8
		6.70±0.05	6.81±0.04	6.8
Anfibolito CJ-69	Biot	4.5±0.4	5.6±0.4	4±1.7
		0.3±1.1	4.5±1.1	

Tabela 6.2. Resultados K-Ar de rochas deformadas ou hidrotermalizadas

Unidade	Material	%K	% ⁴⁰ Ar Atm	Idade Ma
Gabro CJ-52	RT	0.20	56.45	102±7
Milonitos básicos CJ-42 ^A	RT	1.73	19.66	91±2
Piroclástico básico CJ-50	RT	0.31	58.58	68±5
Milonito básico CJ-54	RT	1.08	39.82	66±3
Filonito CJ-55	RT	0.59	47.67	65±3

para a amostra CMK-45 (Fig. 6.1). A CMK-57 apresenta algo de heterogeneidade, produto possivelmente de um pouco de Ar em excesso como é sugerido pela alta idade obtida na primeira etapa (Fig. 6.2), mas apresenta a formação de uma idade pseudo

plateau. A liberação de gás não foi homogênea, obtendo-se o maior volume de gás entre 0,5 e 1,0 watt de potência, ou seja a temperaturas relativamente baixas. A idade plateau 230 ± 1 Ma da amostra CMK-45 é muito similar à sua idade integrada e é interpretada como a idade do metamorfismo. Da mesma forma, a idade pseudo-plateau de 232 Ma para a amostra CMK-57, obtida a partir das etapas intermediárias onde o sistema parece se estabilizar é interpretada como a idade do metamorfismo. Este valor é concordante com a idade plateau da amostra CMK-45, o que reforça a sua validade.

As amostras CJ-21C e CJ-16 correspondem a anfibólitos de um diorito e um gabro alcalino, que forneceram boas idades plateaus (Figs. 6.3 e 6.4). A liberação de argônio não foi contínua, sendo que durante as primeiras etapas a quantidade de gás diminuiu até o mínimo atingindo depois picos de liberação entre 0,5 a 1,0 watts de potência (Fig. 6.4). O diorito e gabro de Pueblito (CJ-21C e CJ-16) são duas unidades intimamente relacionadas, associadas a um complexo ofiolítico mesozóico. O diorito forneceu idades integradas de 229.8 ± 1.1 e 238 ± 1.6 Ma e idades plateaus de 232.6 ± 1.7 , 232.5 ± 1 e 238.1 ± 1.6 Ma. O gabro forneceu idades integradas de 221 ± 3 e 221 ± 4 Ma e idades plateaus de 230 ± 3 e 224 ± 2 (Figs. 6.3 e 6.4). As idades aparentes do diorito são mais antigas que as do gabro, sendo possivelmente representativas de uma atividade magmática inicial dentro da formação do complexo ofiolítico. As idades são interpretadas como de metamorfismo hidrotermal, embora seja possível que os valores mais antigos representem a cristalização magmática original.

O anfibólito CJ-28 corresponde a um metagabro cataclástico com apreciável alteração e deformação cataclástica. O anfibólito é formado às expensas de piroxênio, mas também aparece como primário. O espectro apresenta idades iniciais baixas, com tendência ascendente, onde a maior parte dos incrementos anômalos ocorrem antes de atingir as idades plateau nas últimas etapas de degaseificação (Fig. 6.5), num padrão consistente com processos de perda menor de Ar na amostra (TURNER, 1968). A evolução da liberação de ^{40}Ar é continuamente ascendente e fornece uma quantidade razoável de gás a partir das etapas intermediárias no processo de degaseificação (Fig. 4.4). O anfibólito parece se estabilizar para liberações de gás acima dos 2,5 watts de potência do laser e a idade obtida nesta etapa é interpretada como de metamorfismo em torno de 135 Ma (Fig. 6.5).

A biotita CJ-32 corresponde ao denominado gnaiss intrusivo de Abejorral, um gnaiss quartzobiotítico de alto grau, fácies granulito, com efeitos dinâmicos que lhe conferem uma textura gnáissica. Esta amostra não forma tecnicamente um plateau, mas os espectros são claramente indicativos de uma boa homogeneidade do sistema (Fig. 6.6). O padrão de liberação de ^{39}Ar poderia ser comparado em geral com o padrão encontrado por Turner et al., (1966), para amostras termicamente perturbadas. A idade obtida nas últimas etapas representaria o valor mais próximo à idade de cristalização do mineral ou de rejuvenescimento total do sistema. A idade das últimas etapas, em torno de 230 Ma, reflete a idade do metamorfismo já que as biotitas definem a fábrica metamórfica, enquanto que as etapas iniciais seriam um reflexo menos claro da idade do evento termal imposto, em torno de 200 Ma.

As amostras CJV-09, CJV-02 e CJV-07 correspondem ao batólito de Sabanalarga, um corpo diorítico gabróico, aparentemente sintectônico. As amostras apresentam graus variáveis de alteração e diferentes razões Ca/K.

O anfibólio correspondente à amostra CJV-02 apresenta evidências de argônio em excesso já que mostra idades aparentes muito altas nas primeiras etapas de degaseificação (Fig. 6.7) o que pode alterar o espectro obtido por redistribuição de pequenas quantidades de ^{40}Ar dentro da amostra (LANPHERE e DALRYMPLE, 1976). O argônio em excesso pôde ter provocado uma perda de homogeneização do sistema como é evidenciado nos espectros resultantes de diferentes grãos analisados (Fig. 6.7). O anfibólio se encontra levemente cloritizado e alguns dos grãos são possivelmente o resultado da alteração de piroxênio pelos processos hidrotermais sofridos pela rocha. As idades obtidas são interpretadas como idades de alteração hidrotermal entre 115 e 125 Ma que são os dados fornecidos nas mais altas temperaturas durante o processo de degaseificação, momento em que o sistema parece atingir um grau razoável de homogeneização. A quantidade de gás fornecido pela amostra é suficientemente alto com relação aos níveis de branco (Fig. 4.4). A idade de 125 Ma é considerada como a possível idade de cristalização do batólito. A idade integrada (145-152 Ma) obtida, é considerada muito alta, sem significado geológico aparente e produto da desestabilização produzida pelo argônio em excesso. Curiosamente, o pico maior de liberação de argônio se apresenta a 0,85 watts de potência (Fig. 4.4), com uma idade aparente considerada ainda produto do excesso de

^{40}Ar , e que ocorre depois de uma queda na liberação de argônio a 0,5 watts. Isto sugere uma distribuição não homogênea do argônio em excesso no interior do grão.

O anfibólio da amostra CJV-09 aparece fresco no estudo petrográfico e apresenta evidências de argônio em excesso (Fig. 6.8). O comportamento desta amostra não é homogêneo, possivelmente por causa do efeito de argônio em excesso, da mesma forma na amostra CJV-02. O sistema fornece gás em quantidade suficiente a partir de 1,5 watts de potência do laser, onde a liberação é de mais de 90% e é esta faixa a considerada válida para a dedução das idades com significado geológico. A idade integrada de 145 Ma para um dos minerais analisados é considerada muito alta, sem significado geológico e produto do argônio em excesso. As idades obtidas nas etapas finais de degaseificação entre 90 y 110 Ma são consideradas como aproximadas à idade de alteração hidrotermal do corpo, sendo similares aos resultados obtidos para os outros anfibólios correspondentes à mesma unidade de rocha.

O anfibólio da amostra CJV-07 forneceu uma quantidade de gás muito baixa no processo de degaseificação (Fig. 4.4). Os resultados obtidos apresentam uma margem de erro muito alta para as primeiras etapas, mas o sistema parece se estabilizar criticamente nas etapas finais quando o nível de gás apenas levemente se diferencia do branco. As idades integradas estão na faixa de 90-108 Ma e as idades plateau das etapas intermediárias entre 92 e 106 Ma (Fig. 6.9). Estes valores de idade se consideram como reflexo das idades de alteração hidrotermal, concordantes com idades K/Ar tradicionalmente aceitas em biotitas para este corpo, com valores de 97 Ma (GONZÁLEZ, 1980) e se mantém na mesma faixa que as idades obtidas para as amostras CJV-02 e CJV-09.

6.2 Idades de cristalização magmática

A biotita CJ-24, correspondente ao stock de la Honda, apresenta um espectro muito bem definido onde a idade plateau é na prática indistinguível da idade integrada (Fig. 6.10). A formação de plateaus bem definidos é característico de rochas com histórias geológicas simples ou minerais completamente rejuvenescidos. A interpretação é que as idades plateau biotita de 218.7 ± 0.3 e 218.3 ± 0.3 Ma obtidas refletem a idade de cristalização do corpo, tanto pela geometria do espectro quanto pelo estudo

petrográfico, apesar do corpo apresentar texturas de deformação cataclástica. Caracteristicamente esta amostra apresenta um padrão de degaseificação diferente das demais biotitas, indicando um comportamento variável no processo de fusão. A liberação principal de gás se dá a 1,5 watts de potência do laser, sensivelmente superior ao padrão geral. O espectro é ascendente de forma contínua (Fig. 4.3) indicando uma distribuição normal esperada para amostras homogêneas.

A amostra CJ-61, que corresponde a um corpo subvulcânico neoterciário, forneceu um plateau bem definido em biotita 6.75 ± 0.06 Ma, indicativo de uma homogeneidade alta no sistema (Fig. 6.11). A biotita apresenta um padrão de liberação de argônio similar à maior parte das biotitas estudadas. A liberação principal de ^{40}Ar aparece aproximadamente em 0.5 watts de potência do laser, ou seja para temperaturas relativamente baixas. Um único pico bem definido de liberação de gás é apresentado. A idade plateau obtida é indistinguível da idade integrada, e é interpretada como a idade de resfriamento do sistema após a cristalização. Por causa de sua natureza, o resfriamento deve ter sido relativamente rápido, sendo a idade obtida praticamente a idade de cristalização do corpo.

A amostra CJ-12 corresponde ao monzodiorito sintectônico de Horizontes, um corpo intrusivo que adquiriu sua textura gnáissica por deformação (MEJÍA et al., 1983). A formação bem definida de idades plateau de muscovita indistinguíveis das idades integradas e a grande homogeneidade das amostras (Fig. 6.12), indicam idades originais de cristalização sem perturbações térmicas impostas para este sistema, embora as muscovitas se encontrem levemente deformadas (Fig. 6.13). O contrário foi evidenciado nas biotitas da mesma amostra, que apresentaram idades mais baixas e diferentes entre si (Fig. 6.14), indicando uma perturbação nesse sistema, que entretanto não afetou a muscovita. Os dados relativos às biotitas desta amostra serão discutidos mais adiante, como resultado de aquecimento regional. As idades plateau muscovita de 207.6 ± 0.3 e 212.3 ± 0.3 Ma, são interpretadas como a idade de cristalização do corpo, já que normalmente as idades plateau representam o tempo de colocação e resfriamento do sistema (DALRYMPLE e LANPHERE, 1974). Os espectros de idade são consistentes com os modelos de Turner (1968) e Fitch et al., (1969) para amostras termicamente não perturbadas.

A amostra CJ-33 corresponde ao stock del Buey, um granodiorito cataclástico com fácies de gabro piroxênico com muscovita. A rocha se encontra relativamente alterada, e apresenta micas deformadas evidenciando uma origem pretectônica com respeito a uma deformação D(n). São obtidas idades plateaus em muscovita, mas se evidencia perda de argônio nas primeiras etapas (Fig. 6.15), consequência provavelmente da alteração geral sofrida pela rocha. O sistema parece que permaneceu estável para retenção de argônio apesar do grau de alteração observado na massa de rocha. O padrão de liberação de ^{40}Ar se apresenta em dois picos principais (Fig. 4.3) por causa provavelmente da alteração incipiente que apresenta o mineral, criando reservatórios diferenciados ao interior do cristal, sendo que o primeiro pico de degaseificação pode ser devido às micro regiões alteradas e o segundo pico propriamente às regiões mais preservadas. A idade obtida para a muscovita é interpretada como a idade de cristalização do corpo; as idades plateau de 219.6 ± 0.3 e 218.9 ± 0.3 Ma são consideradas os valores mais próximos ao dado real de cristalização, um pouco acima das idades integradas registradas. O espectro evidencia perda de argônio nas primeiras etapas por causa provavelmente de um evento termal posterior não determinado ao redor de 170 Ma.

A amostra CJ-39 corresponde ao stock de Cambumbia, um quartzodiorito bandado, com presença de zonas ricas em granada; encontra-se relativamente alterado, mas apresenta biotitas frescas. São obtidas idades plateau em biotita com evidência de perda leve de argônio nas primeiras etapas de degaseificação. A quantidade de gás liberado por etapa é pelo menos 100 vezes o nível do branco do equipamento na maioria dos casos, o que garante uma quantidade de gás satisfatória para a análise. O sistema parece muito estável segundo a geometria dos espectros obtidos (Fig. 6.16) e a idade plateau biotita de 236.6 ± 0.7 Ma obtida é interpretada como idade de resfriamento do sistema logo em seguida à época de cristalização do corpo. As idades integradas de 231.2 ± 0.5 Ma e 229.7 ± 0.3 Ma, um pouco mais jovens que a idade plateau, são consequência de perda de argônio registrado nas primeiras etapas por causa de um possível evento termal superimposto.

6.3 Idades deformacionais e de rejuvenescimento isotópico

As rochas deformadas, contendo grande proporção de minerais neoformados, essencialmente sericitas, foram estudadas usando agregados multi grãos em lugar de grãos individuais, por causa do tamanho de grão e da expectativa de obter uma quantidade mínima de gás suficiente para análise. Foram em geral usados entre 5 e 15 grãos de mineral por análise, não maiores de 50 μm cada um.

As amostras CJ-47, CJ-42B, e CJ-42A correspondem a rochas intensamente deformadas dentro de um pacote vulcânico, num afloramento contínuo de mais de 300 metros, que apresenta graus variáveis de deformação. Os setores menos deformados correspondem a pacotes estratificados de rochas tufáceas básicas com espessuras métricas. As zonas mais deformadas correspondem a faixas miloníticas centimétricas (Fig. 7.6a) onde foram coletadas as amostras e a zonas com intensa xistosidade (Fig. 7.6b). As zonas centimétricas deformadas normalmente circundam lentes de rochas com pouca ou nula deformação.

A amostra CJ-47 corresponde a uma rocha milonítica de protolito tufáceo de composição intermediária. O espectro de degaseificação obtido reflete uma boa homogeneidade do sistema, sendo que a quantidade de gás liberado nas primeiras 4 ou 5 etapas a menos de 1.2 watts de potência esteve criticamente acima dos níveis de branco (Fig. 4.3). Os plateaus em sericita obtidos para liberações de gás acima de 90% fornecem valores de 74 ± 2 Ma e 81 ± 5 Ma (Fig. 6.17), interpretados como idades de resfriamento sucessivas ao evento deformacional. Tendo em vista que as temperaturas das rochas deformadas não estiveram por cima dos 450°C , as idades obtidas devem estar próximas das verdadeiras idades das deformações.

A amostra CJ-42B corresponde a uma rocha milonítica de protolito tufáceo de composição básica. O espectro de degaseificação obtido apresenta uma alta homogeneidade para o 80% de gás liberado (Fig. 6.18), a 1.3 watts de potência, formando idades plateaus. Para maiores temperaturas de fusão, a quantidade de gás fornecida foi pequena (Fig. 4.3) gerando erros elevados e as etapas respectivas não são consideradas como representativas da idade da amostra. As idades plateaus

biotita de 89.8 ± 1.1 Ma e 87.8 ± 0.7 Ma são consideradas idades de resfriamento com respeito à milonitização.

A amostra CJ-42A foi coletada no mesmo afloramento da amostra CJ-42B (Fig. 6.19), e corresponde a uma rocha milonítica de protolito tufáceo ácido. O espectro de idade não é homogêneo (Fig. 6.20) e a quantidade de gás obtida é crítica, sendo que é possível obter uma quantidade acima dos níveis de branco só nas primeiras etapas de degaseificação. As idades obtidas até 0.5 watts de potência, quando foi liberado cerca do 90% do gás, são consideradas como reflexo do episódio deformacional regional. Entretanto, não é possível obter um valor preciso com este espectro. As idades integradas de 93 ± 14 Ma e 89 ± 5 Ma são consideradas uma aproximação razoável para o episódio deformacional, e concordam dentro dos erros experimentais com os valores registrados para outras amostras na mesma região, e especialmente as da amostra CJ-42B. Na amostra CJ-42B foi obtida também uma idade K-Ar em rocha total (Tabela 6.2), com resultado concordante de 91 ± 2 Ma.

A amostra CJ-19 corresponde a um quartzo xisto micáceo polimetamórfico. Os espectros de degaseificação não são homogêneos para as duas amostras analisadas embora os valores de liberação de gás obtidos estejam acima dos níveis de branco do sistema. Um dos concentrados forneceu uma idade plateau de 127.5 ± 2.0 Ma (Fig. 6.21) registrada durante as etapas que forneceram maior quantidade de gás. Esta idade coincide de forma geral com os valores atingidos pelo segundo concentrado de mineral analisado (Fig. 6.21) nas etapas de maior liberação de gás. Uma idade precisa não é obtida, e a idade plateau é aqui considerada próxima do evento metamórfico deformacional que formou as sericitas. As idades integradas são consideradas sem significado geológico preciso, por causa da distorção do espectro.

A amostra CJ-30 corresponde a um xisto quartzosericítico. Os espectros obtidos para as amostras analisadas apresentam geometrias diferentes, demonstrando heterogeneidade no sistema. A quantidade de gás obtido supera os valores de branco para as primeiras etapas, e as idades plateau obtidas de 189 ± 9 Ma e 214 ± 9 Ma (Fig. 6.22) são consideradas apenas como uma aproximação para o evento metamórfico e deformacional. A idade próxima de 200 Ma como evento importante é corroborada pela

ampla quantidade de dados referentes ao Triássico Superior obtidos neste trabalho. As idades integradas da amostra CJ-30 não são consideradas representativas dada a heterogeneidade dos espectros.

A amostra CJ-55 corresponde a um filonito com geração de sericita em cristais extremamente finos. Os espectros obtidos são pouco precisos por causa da pouca quantidade de gás obtida, já que só nas duas primeiras etapas é possível obter uma quantidade de gás criticamente acima dos brancos. Um dos concentrados forneceu uma idade plateau de 72 ± 4 Ma (Fig. 6.23) para 80% de gás liberado a muita baixa potência do laser, 0.3 watts. As idades integradas em torno de 34 Ma (Fig. 6.23) se consideram produto da heterogeneidade do espectro, e sem significação geológica. Por outro lado, a idade plateau é considerada como uma boa aproximação da idade deformacional, visto que a idade é corroborada por uma idade K-Ar de 65 ± 3 Ma (Tabela 6.2) na mesma amostra.

A amostra CJ-54 corresponde a um milonito básico. As análises foram feitas em concentrados de sericita + grafite, dado o tamanho reduzido das sericitas. A quantidade de gás obtida foi muito baixa, com geração de gás criticamente acima dos brancos apenas para as etapas iniciais. O espectro obtido é de baixa qualidade analítica, como resultado da pouca quantidade de gás e da heterogeneidade do concentrado. De qualquer forma, a idade integrada de 84 ± 4 Ma (Fig. 6.24, Tabela 6.1) é considerada reflexo do episódio deformacional do Cretáceo Superior registrado em outras datações das amostras regionais.

A amostra CJV-01, corresponde ao gnaiss biotítico de Palmitas. O espectro apresenta plateaus bem definidos (Fig. 6.25) indicativos de uma história termal simples ou de uma completa degaseificação do sistema, como parece ser o caso dadas as texturas de recristalização em biotita. A quantidade de gás obtida na análise é adequada para garantir um resultado confiável, sendo que o pico de liberação se dá a 0,5 watts de potência (Fig. 4.3). A idade plateau obtida de 68.13 ± 0.12 Ma (Fig 6.25) deve refletir a intrusão do batólito Antioqueño que tem uma idade na faixa entre 60 – 80 Ma (apêndice 3).

A biotita da amostra CJ-12, correspondente a um monzodiorito deformado, com idade de cristalização próxima de 210 Ma (Tabela 6.1) apresenta espectros relativamente aceitáveis de degaseificação e a quantidade de gás obtida foi teoricamente suficiente para garantir uma idade razoável (Fig 4.3). Entretanto, as idades integradas em torno de 174 e 194 Ma distam cerca de 20 Ma daquelas obtidas para a mesma amostra em muscovita, indicando heterogeneidade no sistema embora a quase formação de plateaus e a similitude do espectro obtido de liberação de ^{40}Ar (Fig. 6.14). A falta de homogeneização pode ter sido causada por um evento termal superimposto que provocou uma degaseificação incompleta no sistema. Tentativamente, a idade deste evento pode estar relacionada ao fenômeno que acarretou as idades baixas nas primeiras etapas em torno de 170-200 Ma das muscovitas do stock del Buey (CJ-33), muscovitas do mesmo monzodiorito de Horizontes (CJ-12), biotitas do gnaiss de Abejorral (CJ-32), biotitas do stock de Cambumbia (CJ-39) e uma idade plateau nos xistos quartzosericíticos (CJ-30).

A amostra CJ-69 corresponde a um anfibolito deformado e relativamente alterado. A quantidade de gás obtida foi muito baixa, fornecendo espectros com margens de erro altas e geometrias complexas. Entretanto, um dos grãos analisados forneceu uma idade plateau para 50 % de gás liberado, que poderia ter significado geológico. A idade plateau em biotita foi de 5.6 ± 0.4 Ma (Fig. 6.26) é possivelmente reflexo da deformação que teria recrystalizado as biotitas, sendo coincidente com as idades de intrusão de corpos neoterciários nas proximidades do afloramento datado.

6.4 Comentários interpretativos

As biotitas comportaram-se de maneira relativamente padronizada durante o processo de degaseificação. Liberaram a maior quantidade de gás nas primeiras etapas, correspondentes à potência do laser de 0,5 watts aproximadamente, o que significa temperaturas relativamente baixas (Figs. 4.3 e 4.5). Este padrão reflete uma relativa heterogeneidade nos reservatórios de gás das biotitas, já que a liberação de gás parece ser um processo episódico durante a fusão no vácuo. Duas amostras continuaram com a liberação alta de gás até 3 watts de potência, ocasião em que a amostra já estava praticamente fundida, com a máxima liberação de Ar entre 1,5-2,0 watts de potência (Fig. 4.3). A implicação imediata deste fato é que a programação de

etapas para biotitas deve ser detalhada para as primeiras etapas do processo, para melhor definir os plateaus durante os episódios de maior liberação de gás. Os espectros obtidos para as biotitas são interpretados como idades de resfriamento dos sistemas abaixo de aproximadamente 300°C após o término dos eventos termiais regionais.

As biotitas são sistemas complexos que podem fornecer (ou não) boas informações, dependendo da história geológica e do estado do mineral. Por exemplo, na amostra CJ-24, as biotitas forneceram espectros muito bem definidos indicativos de perturbações térmicas menores ou inexistentes, mostrando a sua potencialidade. Por outro lado, o fato das biotitas da amostra CJ-12 fornecerem espectros relativamente bons, mas carentes de significado geológico preciso, indica que suas idades devem ser usadas com precaução, e têm maior confiabilidade quando corroboradas por evidências independentes.

As muscovitas são sistemas mais estáveis do que as biotitas para grãos maiores, como é evidenciado pelos espectros não perturbados de muscovita em comparação com espectros heterogêneos para biotita na mesma amostra (CJ-12). A diferença fundamental é a aparente maior retentividade de argônio das muscovitas com respeito às biotitas. A muscovita da amostra CJ-12, apresenta um pico de liberação de gás acima de 1,5 watts de potência do laser enquanto a muscovita da amostra CJ-33 apresenta dois picos de liberação de gás. Pode-se portanto concluir preliminarmente que o sistema muscovita para os grãos maiores, não é padronizado para liberação de gás no vácuo e depende provavelmente da composição individual da espécie, o que inviabiliza a programação prévia do número de etapas. O contrário ocorre nas sericitas finas, onde praticamente toda a liberação de gás se dá antes de 1,3 watts de potência do laser (Figs. 4.3 e 4.5).

Os anfibólios são sistemas aparentemente confiáveis quando estão completamente frescos, ou mesmo moderadamente alterados. Por outro lado, estes sistemas tendem a fornecer idades claras do evento apenas nas últimas etapas de degaseificação onde o sistema parece se estabilizar. A implicação prática deste fato é que as etapas podem ser programadas de forma mais detalhada para as temperaturas de fusão mais altas.

A interpretação da análise correspondente ao único plagioclásio analisado é muito mais difícil, e pela sua complexidade o significado geológico é incerto. O plagioclásio corresponde à amostra CJ-20 do denominado stock de Amagá, um granito monzonítico deformado e relativamente alterado. O plagioclásio se encontra parcialmente sericitizado, o que remete o problema à degaseificação de duas fases com teores de K e comportamentos diferentes. O espectro de idade obtido, em forma de U, corresponde à geometria conhecida na literatura como *saddle shaped* (Fig. 6.27), indicativa de argônio em excesso em minerais ígneos (LANPHERE e DALRYMPLE, 1976), mas também indicativa da mistura de duas fases, o que parece o fenômeno dominante no caso. A questão é se é possível reconhecer os componentes de liberação de argônio, o significado das idades aparentes relacionadas a cada uma das fases e até onde a fração de gás liberado é uma mistura complexa das duas fases.

A figura 6.28 mostra que a maior liberação de gás se dá nas primeiras etapas durante o processo de fusão, coincidente com baixas razões Ca/K. Provavelmente esta primeira fase de liberação de gás é causada por degaseificação do componente potássico sericita. A partir de 1 watt de potência, a quantidade de argônio liberado seria devida ao componente proveniente do plagioclásio, visto que a quantidade de gás é muito menor e coincide com as maiores razões Ca/K (Fig. 6.28), esperadas normalmente para o componente plagioclásio. Segundo esta análise, os primeiros 45% de gás liberado seriam fornecidos principalmente pela sericita, e a idade inferior indicaria a idade máxima do evento de alteração hidrotermal, em torno de 140 Ma. Este valor é coincidente com a idade de 135 Ma, interpretada como de metamorfismo para o anfibólio CJ-28 de um metagabro cataclástico vizinho, e também com as idades aproximadas do Cretáceo Inferior para os episódios de hidrotermalismo evidenciados por outras amostras.

Quanto à idade do plagioclásio é possível que uma estimativa seja fornecida pelas etapas finais do processo, que indicariam uma idade entre 180 e 210 Ma, próxima à idade 215 Ma K/Ar biotita (GONZÁLEZ, 1980) normalmente aceita para o corpo, e também com as idades do stock del Buey e o stock de la Honda entre 216 e 219 Ma, considerados corpos relacionados.

Em conclusão, ao que parece as muscovitas fornecem os resultados mais confiáveis, em parte porque são sistemas mais estáveis e com temperaturas de fechamento relativamente altas. Biotitas e anfibólios também apresentam resultados de qualidade satisfatória, enquanto que plagioclásios alterados fornecem espectros complicados e difíceis de serem interpretados.

Com relação as micas finas, apesar dos resultados menos precisos em virtude da pequena quantidade de gás liberada em várias das etapas das extrações (Fig 4.5), acreditamos que as idades aparentes obtidas sejam geologicamente significativas. Isto é reforçado nos casos em que foi possível uma comparação com os resultados K-Ar em rocha total (amostras CJ-42A, CJ-54 e CJ-55), que se mostraram de um modo geral concordantes com as idades plateau ou as idades integradas Ar-Ar. Isto parece indicar que os efeitos preconizados na teoria, de perdas importantes de argônio 39 por ocasião das irradiações neutrônicas, devidas ao recuo ("recoil"), não ocorreram, ou ocorreram em medida pouco significativa.

Figura 6.1. Espectro de degaseificação CMK - 45 Anfibólio

Figura 6.2. Espectro de degaseificação CMK - 57 Anfibólio

Figura 6.3. Espectro de degaseificação CJ - 21C Anfibólio

Figura 6.4. Espectro de degaseificação CJ - 16 Anfibólio

Figura 6.5. Espectro de degaseificação CJ - 28 Anfibólio

Figura 6.6. Espectro de degaseificação CJ - 32 Biotita

Figura 6.7. Espectro de degaseificação CJV - 02 Anfibólio

Figura 6.8. Espectro de degaseificação CJV - 09 Anfibólio

Figura 6.9. Espectro de degaseificação CJV - 07 Anfibólio

Figura 6.10. Espectro de degaseificação CJ - 24 Biotita

Figura 6.11. Espectro de degaseificação CJ - 61 Biotita

Figura 6.12. Espectro de degaseificação CJV - 12 Muscovita

Figura 6.13. Microfotografia CJ - 12

Figura 6.14. Espectro de desgasificação CJ - 12 Biotita

Figura 6.15. Espectro de degaseificação CJ - 33 Muscovita

Figura 6.16. Espectro de degaseificação CJ - 39 Biotita

Figura 6.17. Espectro de degaseificação CJ - 47 Sericita

Figura 6.18. Espectro de degaseificação CJ - 42B Biotita

Figura 6.19. Zona milonítica estreita, local de coleta da amostra CJ - 42A

Figura 6.20. Espectro de degaseificação CJ - 42A Sericita

Figura 6.21. Espectro de degaseificação CJ - 19 Sericita

Figura 6.22. Espectro de degaseificação CJ - 30 Sericita

Figura 6.23. Espectro de degaseificação CJ - 55 Sericita

Figura 6.24. Espectro de degaseificação CJ - 54 Sericita

Figura 6.25. Espectro de degaseificação CJV - 01 Biotita

Figura 6.26. Espectro de degaseificação CJ - 69 Biotita

Figura 6.27. Espectro de degaseificação CJ - 20 Plagioclásio

Figura 6.28. Liberação de ^{40}Ar e razão Ca/K para o Plagioclásio sericitizado CJ - 20

7 CONCLUSÕES

7.1 Evolução térmica regional

Nos Andes centrais da Colômbia, e em especial na área do presente trabalho, a atividade ígnea, metamórfica e deformacional tem sido intensa e relativamente persistente desde o Paleozóico até o presente, e em consequência, é encontrado um grande número de eventos modificadores dos sistemas isotópicos. A figura 7.1 apresenta uma síntese dos diferentes eventos registrados para a Cordilheira Central da Colômbia segundo McCourt et al., (1984) e Toussaint (1993, 1995 e 1996). A título comparativo, a figura 7.2 reúne num histograma de frequência os diferentes picos termais registrados para a região no presente trabalho.

Para McCourt et al., (1984), existem pelo menos cinco eventos relacionados com subducção e fenômenos de acreção na parte NW da Cordilheira Central da Colômbia. Para Toussaint (1993, 1995 e 1996), no denominado terreno Tahami, correspondente à parte NW da Cordilheira Central, e no terreno Calima, correspondente ao flanco oeste da Cordilheira Central e a maior parte da Cordilheira Ocidental, são reconhecidos dois eventos metamórficos paleozóicos e três acreções de terrenos que afetariam diretamente a zona de estudo durante o Cretáceo e o Cenozóico.

Os modelos propostos por estes e outros autores baseiam-se em datações radiométricas, principalmente K-Ar e Rb-Sr (Apêndice 3), e relações estratigráficas ao longo da Cordilheira Central. Entretanto, a precisão temporal dos diferentes eventos não está ainda suficientemente clara e nem as épocas de acreção ou formação das unidades magmáticas. Além disso, há carência de correlações regionais, o que dificulta a definição dos principais episódios termais e deformacionais na Cordilheira Central.

O registro mais antigo de atividade na zona de deformação associada ao falhamento de Romeral é dado pela atividade da protomargem continental da parte norte dos Andes, representada pelo Complexo Polimetamórfico da Cordilheira Central. A falha mais oriental do sistema de Romeral é a falha de San Jerônimo, a qual estaria relacionada ao evento triássico registrado na parte norte da Cordilheira Central da Colômbia. Se esta hipótese for verdadeira, o primeiro registro de atividade deformacional estaria

situado ao redor de 230 Ma. Por outro lado, o último movimento na falha de San Jerónimo parece ser pré-Mioceno tendo em vista sua relação com sedimentos continentais (GONZÁLEZ, 1980).

O episódio tectonomagmático do Triássico Superior representa um evento termal de grande importância (Fig. 7.2), já que aparecem rochas de alto grau metamórfico e geração de atividade magmática possivelmente por fusão parcial de material ensialico, embora esta hipótese não possa ser plenamente confirmada com os dados disponíveis.

O stock del Buey, que faria parte da orogenia do Triássico Superior parece estar diretamente associado a uma das fases de deformação do complexo polimetamórfico da Cordilheira Central. A intrusão deste corpo marcaria um importante evento deformacional na área, caracterizado pelo dobramento de uma xistosidade $S(n)$ dos xistos quartzo sericíticos do núcleo da Cordilheira Central. Este evento deformacional de dobramento orientou a andalusita, mineral desenvolvido por metamorfismo termal devido à intrusão do stock del Buey (ROLDÁN, 1991). A idade obtida para o corpo é de aproximadamente 219 Ma, interpretada como a época de cristalização magmática, e localiza este evento deformacional no Triássico Superior. O monzodiorito de Horizontes (CJ-12) e o stock de Cambumbia (CJ-39), este último localizado do lado oeste do sistema de falhas também fazem parte da orogenia do Triássico Superior, indicando um importante episódio de ativação do sistema de falhas neste período.

As idades obtidas para o gabro de Pueblito e o diorito de Pueblito, associados provavelmente a um complexo ofiolítico, também resultaram do Triássico, com valores de plateau entre 224 e 238 Ma (Tabela 6.1, Figs. 6.3 e 6.4). Por outro lado, a idade destas intrusivas básicas não representaria diretamente uma atividade de reativação do sistema de falhas de Romeral.

Em torno de 175-200 Ma é verificado um evento termal (Fig. 7.2), definido a partir de espectros de perda de argônio nas muscovitas do stock del Buey (CJ-33), as muscovitas do monzodiorito de Horizontes (CJ-12), as biotitas do gnaiss de Abejorral (CJ-32) e as biotitas do stock de Cambumbia (CJ-39). Este episódio pode estar relacionado às etapas finais da orogenia do Triássico Superior na região.

A amostra CJ-30 corresponde a um xisto quartzo sericítico com evidências de polimetamorfismo (Fig. 7.3), cuja sericita apresentou idade plateau de 214 ± 9 e 189 ± 9 Ma. Nesta rocha, o quartzo parece corresponder a um mineral pre-tectônico com relação ao evento que formou as micas (Fig. 7.3). A deformação da rocha poderia corresponder a este evento, visto que alguns cristais de muscovita crescem ao longo das bordas dos grãos recristalizados. As micas (cloritas e muscovitas) por sua vez se encontram microdobradas, evidenciando um segundo evento tectônico, mas uma segunda geração de micas não é observada. O quartzo aparece com as bordas dos grãos recristalizados irregulares e até curvos, e as micas são dobradas, o que sugere uma temperatura de deformação entre 300 e 350°C. A idade obtida na sericita, mesmo que o espectro não apareça completamente homogêneo, é interpretada como associada ao evento tectonometamórfico do limite Triássico Superior-Jurássico.

O seguinte evento termal registrado na região é marcado por datações Ar-Ar plateau em sericita de 127.5 ± 2 Ma (Figs. 6.21 e 7.2) no Xisto de Sabaletas, correspondentes à amostra CJ-19, um quartzo xisto micáceo deformado. As muscovitas marcam perfeitamente a xistosidade (Fig. 7.4) e aparecem em grãos com tamanhos da ordem de 20-50 μm . Elas aparecem intercrescidas em equilíbrio com clorita e crescem preferencialmente nas bordas de grãos maiores de feldspato e de quartzo deformados e recristalizados (Fig. 7.4). Aparentemente as muscovitas e as cloritas são sintectônicas com o evento que deformou o feldspato e o quartzo. O estilo de deformação observado no quartzo e no feldspato com fortes indícios de recristalização, indicaria uma temperatura no momento da deformação, em condições de baixo a médio grau de metamorfismo, de aproximadamente 400 °C (PASSCHIER e TROUW, 1996; SIMPSON, 1985; HUBBARD e WANG, 1999). Temperatura compatível com a formação de muscovita e clorita. A idade obtida, reflete a época de resfriamento relacionada ao evento dinamotermal, possivelmente o último evento deformacional de importância registrado nesta rocha, visto que as micas não aparecem deformadas.

O evento de 125-130 Ma, é amplamente registrado na Cordilheira Central (Apêndice 3), e para McCourt et al., (1984) representaria a época do empurrão das rochas metamórficas de alta pressão do grupo Arquia sobre os terrenos da Cordilheira Central. Além disso, existe magmatismo no intervalo 131-100 Ma que poderia ser responsável pelo rejuvenescimento isotópico, além de uma idade máxima Ar-Ar em anfibólio para o

batólito de Sabanalarga de 130 Ma (Fig. 6.7). Esta datação, considerada como idade aproximada da intrusão, é conflitante com o critério utilizado por McCourt et al., (1984) para a inferência de um episódio de acreção, que é a ausência de plutonismo.

A relação do batólito de Sabanalarga com o sistema de falhas é clara, trata-se de um corpo sintectônico colocado paralelo ao *trend* regional do sistema de deformação, indicando um episódio importante de reativação do sistema de falhas durante o Cretáceo Inferior. O episódio é corroborado pela atividade hidrotermal registrada no próprio corpo, e pela idade deformacional Ar-Ar dos xistos de Sabaletas. O plutonismo do Cretáceo Inferior é representado também pelo plutão de Tâmesis, pelas idades K-Ar do stock de Cambumbia (RESTREPO et al., 1991), pelo batólito de Buga e pelo stock de Altavista, entre outras manifestações magmáticas (Apêndice 3).

A respeito das seqüências vulcânicas básicas da Formação Quebradagrande do Cretáceo Inferior, foram obtidas idades K-Ar e Ar-Ar no intervalo 102 - 87 Ma (Tabelas 6.1 e 6.2 e Fig. 7.2). Duas amostras da seqüência vulcânica forneceram idades 91 ± 2 (CJ-42A) e 102 ± 7 Ma (CJ-52). As idades obtidas são interpretadas como sendo relacionadas à alteração hidrotermal condicionada pela atividade do sistema de falhas no Albiano - Cenomaniano, pouco tempo após a formação da seqüência e a sua colocação tectônica. As idades Ar-Ar foram as que tiveram valores mais baixos fornecendo plateaus biotita entre 87 e 90 Ma (Fig. 6.18), consideradas como reflexo do episódio deformacional do Cretáceo Superior.

Na amostra CJ-42A o feldspato se apresenta alongado e recrystalizado em alguns setores (Fig. 7.5) e as micas se comportam de maneira dúctil circundando os fenocristais recrystalizados de feldspato. A temperatura sugerida pela textura observada é de grau médio de metamorfismo por volta de 500 °C. Entretanto, num raio de 200 metros, na mesma seqüência de rochas básicas, aparecem zonas pouco deformadas e conservando as texturas tufáceas originais, o que indica que não foram submetidas a episódios de alta temperatura. Possivelmente as texturas encontradas em algumas faixas miloníticas seriam resultado de uma intensa deformação em zonas estreitas (Figs. 7.6A e 6.19), e não de um grande aumento na temperatura de deformação. As idades ^{40}Ar - ^{39}Ar obtidas refletem a época da deformação milonítica, visto que as micas

devem ter sido recrystalizadas, no episódio de deformação, a uma temperatura não muito acima da temperatura de fechamento.

Na mesma seqüência vulcânica, foram obtidas idades aparentes no intervalo 81-62 Ma (Fig. 7.2). As idades K-Ar rocha total de 66 ± 3 Ma (CJ-54) para milonitos de protolitos básicos; K-Ar rocha total 65 ± 3 Ma, e Ar-Ar plateau em sericita de 72 ± 4 (CJ-55) (Tabela 6.1 e 6.2) para filonitos relacionados diretamente aos efeitos dinâmicos da falha Salamina (Anexo 1), são interpretadas como diretamente relacionadas à atividade da falha, indicando a época da deformação. As temperaturas atingidas estariam no intervalo correspondente à fácies xisto verde, dada a presença de clorita e sericita neoformadas, com uma temperatura de deformação abaixo de 400°C . A formação de "ribbons" em quartzo com apreciável recuperação (Fig. 7.7) confirma uma temperatura de deformação compatível com metamorfismo grau xisto verde médio a alto (SIMPSON, 1985). Em vista disso, a idade obtida estaria muito próxima da época da deformação. A idade plateau Ar-Ar em sericita entre 74 ± 2 e 81 ± 5 Ma (Fig. 6.17) para uma rocha da seqüência vulcânica, alguns quilômetros para o norte das anteriores, é igualmente interpretada como reativação do sistema de falhas.

Além do metamorfismo dinâmico registrado na área, a amostra CJ-50, uma rocha piroclástica básica cataclasada e intensamente alterada correspondente à mesma seqüência vulcânica das amostras anteriores, forneceu uma idade K-Ar rocha total de 68 ± 5 Ma, interpretada como indicativa da época da alteração hidrotermal relacionada à atividade do sistema de falhas na região por ocasião da intrusão do batólito Antioqueño.

A idade plateau 68.13 ± 0.12 Ma (Fig. 6.25) da biotita obtida no gnaiss de Palmitas é considerada como devida a rejuvenescimento isotópico. Texturalmente a rocha apresenta as biotitas parcialmente recrystalizadas, formando agregados minerais com bordas irregulares (Fig. 7.8), como evidência de recrystalização por migração de borda de grão. Isto foi observado também no quartzo, que aparece parcial ou totalmente recrystalizado. Um fenocristal de plagioclásio exibe textura mirmequítica numa borda (Fig. 7.9), o que sugere temperaturas de deformação acima de 350°C (SIMPSON e WINTSCH, 1989). O processo de migração de borda de grão é importante num evento deformacional correspondente a médio ou alto grau de metamorfismo (PASSCHIER E

TROUW, 1996), com temperatura acima de 400 °C que acarreta a completa perda de argônio nas biotitas. Isto corrobora a idade obtida como de rejuvenescimento, por causa de recristalização dinâmica. As biotitas correspondem a agregados com grãos individuais de 40-80 μm . Estes foram também deformados após a recristalização, visto que apresentam texturas de deformação tais como extinção ondulante e leve dobramento (Fig. 7.9), mas este evento deformacional não parece ter sido registrado no sistema isotópico.

Os resultados K-Ar rocha total e Ar-Ar obtidos para as amostras da seqüência vulcânica e Ar-Ar em amostras recristalizadas do gnaiss de Palmitas, indicam um episódio importante de reativação do sistema de falhas no Cretáceo Superior, particularmente no intervalo 64-68 Ma, idade registrada ao longo da Cordilheira Central por outros autores (ej. VESGA e BARRERO, 1978). A este período corresponderia a acreção de um arco vulcânico que corresponderia à Cordilheira Ocidental, e a conseqüente reativação da falha Romeral que se teria comportado como um sistema dextral (McCOURT e ASPDEN, 1984).

Os episódios de reativação do Cenozóico, no sistema de deformação do falhamento de Romeral, não foram detectados durante este estudo. Nesta época aconteceram vários eventos associados ao levantamento da cadeia montanhosa dos Andes, principalmente entre o Mioceno e o Plioceno. O ciclo de magmatismo do Neogeno (Fig. 7.2) devido ao processo de subducção que continua até o presente, deve ter provocado uma reativação do sistema de deformação, já que os corpos subvulcânicos aparecem associados à zona de falha Cauca Patía (Fig. 3.1), uma zona de cisalhamento localizada imediatamente a oeste da zona de deformação de Romeral (Fig. 3.1). A idade obtida neste trabalho para um pórfiro andesítico Ar-Ar plateau em biotita de 6.75 ± 0.06 Ma, e a idade plateau em biotita de 5.6 ± 0.4 Ma para um anfibolito deformado, são evidências do último evento importante de ativação do sistema de falhas.

Figura 7.1. Eventos regionais que afetaram a Cordilheira Central segundo Toussaint (1993, 1995, 1996) e McCourt et al. (1984)

Figura 7.2. Idades ^{40}Ar - ^{39}Ar e K-Ar da zona de estudo

Figura 7.3. Imagem MEV CJ - 30

Figura 7.4. Imagem MEV CJ - 19

Figura 7.5. Imagem MEV CJ - 42 A

Figura 7.6a. Zonas miloníticas centimétricas e decimétricas

Figura 7.6b. Zonas com forte xistosidade no pacote vulcânico por ação de falhas que cruzam a região.

Figura 7.7. Microfotografia CJ - 55

A. Polarizador descruzado

B. Polarizadores cruzados

Figura 7.8. Imagem MEV CJV - 01

Figura 7.9. Microfotografia CJV - 01

7.2 Considerações metodológicas

Neste item serão apresentados e discutidos o que consideramos serem os critérios básicos para utilizar todo o potencial da técnica Ar-Ar para determinar a história térmica de uma zona de deformação, e datar eventos deformacionais.

O método Ar-Ar pode fornecer informação fundamental para avaliar a validade dos dados obtidos e seu significado geológico. Fenômenos relativos ao excesso de argônio ou de perda de argônio por episódios termais superimpostos são passíveis de serem identificados. Em alguns casos, a perda de Ar a temperaturas mais baixas do que a temperatura de fechamento do sistema pode indicar um evento importante separado do evento termal principal, ou da idade de resfriamento do mineral estudado.

Os resultados obtidos neste trabalho com relação às datações Ar-Ar de micas finas (sericitas neoformadas em zonas deformacionais) parecem indicar que os efeitos de "recoil" não são significativos quando os grãos minerais apresentam tamanhos de pelo menos 25 μm . Isto é verificável quando é possível comparar as idades aparentes obtidas pelo método Ar-Ar com datações K-Ar convencionais. Além disso, neste trabalho verifica-se a plena compatibilidade dos resultados obtidos com o que se esperaria dada a evolução geológica conhecida, e o registro independente das épocas principais de deformação regional.

O número de etapas para o processo de fusão depende fundamentalmente da quantidade de Ar presente na amostra e do comportamento dos minerais durante as extrações de gás. A implicação é que, quanto mais detalhado o espectro, pode-se obter mais informação sobre a distribuição de Ar no interior do grão. Foi observado no presente trabalho que as micas finas (25-50 μm) liberam a maior quantidade de gás antes de 1,3 watts de potência (Fig 4.5), de modo que pode ser efetuado um maior número de etapas ente 0.1 e 1.3 watts.

A possibilidade de medir pequenas quantidades de gás, especialmente para amostras jovens com baixo conteúdo de potássio, é vantajoso, visto que os minerais neoformados, tipicamente sericitas ou biotitas, seja em milonitos ou xistos deformados,

são muito finos, da ordem de 25 μm ou menos, e aparecem usualmente em agregados difíceis de separar.

De modo sintético, as vantagens mais importantes no trabalho com a metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar para datação de episódios de deformação, são:

- a possibilidade de trabalhar com micas (muscovitas, biotitas, fengitas, sericitas) que comumente fazem parte da fábrica deformacional em rochas miloníticas, formadas em condições da fácies xisto verde, perto das temperaturas de fechamento para difusão de argônio.
- o uso de pouca quantidade de amostra em virtude da sensibilidade do equipamento, bem como do baixo nível de branco na linha de extração e no espectrômetro de massas. Esta é uma das principais vantagens do método, visto que minerais neoformados em zonas estreitas de deformação podem estar disponíveis apenas em pequenas quantidades.
- a possibilidade de utilizar a técnica de aquecimento por etapas, e com isto examinar os reservatórios de gás ao interior dos grãos analisados. Isto permite identificar o grau de homogeneidade do material e interpretar o significado físico e geológico da idade, além da possibilidade de identificar fenômenos de argônio em excesso ou perda episódica de gás.
- a geometria do espectro de degaseificação ajuda na determinação de idades de cristalização ou de rejuvenescimento do sistema isotópico, com o apoio de informação petrográfica e de campo.

Pelo acima exposto, os critérios mais importantes para o uso adequado da metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar em zonas de deformação podem ser relacionados resumidamente como segue:

- Para a datação ^{40}Ar - ^{39}Ar de episódios de deformacionais regionais, é possível utilizar:

- a. rochas altamente deformadas com geração de micas finas menores de 50 μm em zonas miloníticas centimétricas,
  - b. rochas altamente hidrotermalizadas, com minerais micáceos finos neoformados,
  - c. rochas magmáticas relacionadas com episódios de abertura de espaços no sistema deformacional, com uso de minerais primários e/ou secundários produto de alteração hidrotermal,
  - d. micas ou anfibólios de rochas metamórficas regionais deformadas, visto que a época do metamorfismo regional pode estar estreitamente relacionada com os episódios de deformação regional.
- Na coleta de amostras dar prioridade àquelas que apresentam estruturas deformacionais de interesse, incluindo rochas miloníticas e rochas intensamente alteradas hidrotermalmente. Datações K-Ar são um complemento muito útil na datação das rochas alteradas hidrotermalmente, quando não é viável uma separação física das fases minerais para datação Ar-Ar.
  - Isolar e utilizar as zonas estreitas de maior deformação na amostra de mão. Deve ser tomado o necessário cuidado com as zonas estreitas de poucos mm de largura, para evitar contaminação com micas não geradas durante a milonitização.
  - Utilizar nas extrações de gás certo número de grãos para obter uma quantidade que permita uma medição adequada nas melhores condições possíveis. Em torno de 20 grãos por análise para micas com 25-50 μm de diâmetro são suficientes para amostras mais antigas de 70 Ma.
  - Detalhar o número de etapas nas micas finas no intervalo 0.1-1.3 watts de potência, já que durante este intervalo foi observada a maior liberação de gás.

As dificuldades principais encontradas no uso da metodologia Ar-Ar, foram:

- A separação mineral, sob lupa binocular, de micas finas com tamanhos menores de 50 μm , em quantidade e pureza suficiente.

- A manipulação de grãos muito finos na montagem dos discos para irradiação e fusão. O disco de alumínio normalmente usado no CPGeo, possui 221 *pits* ou recipientes para armazenar a amostra; o diâmetro dos *pits*, é de 2,1 mm. Existe a possibilidade de perda de material após a irradiação e de contaminação de outros *pits* na montagem final. São normalmente usadas pinças finas e pincéis para catação final para o disco de alumínio para fusão.

7.3 Resumo das principais conclusões

1. As vantagens principais que levam à escolha da metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar para a datação de eventos deformacionais são: a possibilidade de datar minerais separados com relativa facilidade, de se precisar de pouca quantidade de amostra para análise e da possibilidade de interpretar a validade dos valores de idade e o seu significado físico e geológico com certa precisão.
2. Os critérios mais importantes para o uso da metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar na datação de zonas de deformação são: o uso de rochas altamente deformadas, de rochas alteradas hidrotermalmente e de rochas magmáticas associadas; a coleta e análise petrográfico criterioso da amostra; o isolamento das zonas mais deformadas para catação das micas finas neoformadas e o detalhamento de etapas iniciais durante as extrações de gás.
3. No caso das instalações da USP, o fluxo de nêutrons no reator do IPEN é suficiente para a obtenção da constante J adequada, e produção ótima de ^{39}Ar . Teoricamente o J seria insuficiente para produção de ^{39}Ar em amostras maiores de 1.8 Ga, situação que pode ser resolvida irradiando por um período de tempo mais longo.
4. Os tempos de irradiação no reator nuclear do IPEN para micas com idades inferiores a 25 Ma se encontram acima dos valores sugeridos na literatura como ideais, gerando teoricamente excessiva interferência com o isótopo $^{40}\text{Ar}_k$. Da mesma forma, o valor de J está criticamente acima dos valores sugeridos para evitar excessiva interferência do $^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}}$, dadas as baixas razões K/Ca encontradas em alguns anfibólios. Por outro lado, em geral as condições de irradiação e o valor de J obtido no reator nuclear do IPEN na USP são satisfatórias e garantem uma boa qualidade nos resultados analíticos.

5. Para esta pesquisa, o valor de 50 vezes a quantidade de ^{40}Ar acima do branco do sistema foi considerada aceitável como limite para análise confiável, desde que a quantidade de argônio atmosférico seja suficientemente baixa.
6. Concentrado com 15 a 20 grãos de mica fina com percentagem de K de 7%, para grãos entre 25 a 50 μm de diâmetro, foi suscetível de ser analisado de forma confiável para amostras com idades superiores a 10 Ma.
7. É viável na prática obter um concentrado de micas para rochas com mineralogia fina com peso de 10^{-5} gramas, valor mínimo capaz de fornecer gás 50 vezes acima do nível do branco, caso a amostra não seja excessivamente jovem.
8. Os anfibólios tem um comportamento variável que depende do tamanho da amostra e do teor de K. Normalmente é possível obter valores de gás 50 vezes acima do branco para espécies com teores de K na ordem de 0,2 % para grãos com 1 mm de diâmetro e idades maiores de 200 Ma. Um concentrado com 4 grãos de anfibólio pode fornecer esta quantidade de gás para amostras acima de 50 Ma se não houver quantidades excessivas de argônio atmosférico durante as extrações.
9. Ainda nos anfibólios, existe a tendência de atingir valores de Ar liberado aceitáveis para análise apenas durante as etapas intermediárias e finais do processo de degaseificação. Alguns dos grãos não conseguem superar o nível de branco em quaisquer das etapas do processo.
10. As muscovitas são mais estáveis do que as biotitas para os grãos maiores. Entretanto os grãos grandes de muscovita não apresentam padrão sistemático para liberação de gás no vácuo, o que inviabiliza a programação prévia do número de etapas. O contrário ocorre nas sericitas finas, onde praticamente a liberação de gás se completa antes de 1,3 watts de potência do laser.
11. As biotitas têm comportamento sistemático durante as extrações de gás, entretanto parecem sistemas menos homogêneos do que as muscovitas, apresentando ocasionalmente heterogeneidade do sistema para os grãos maiores.

12. As biotitas comportam-se de maneira relativamente padronizada durante o processo de degaseificação, liberando a maior quantidade de gás à potência do laser de 0,5 watts aproximadamente. A programação das extrações de gás para as biotitas deve ser detalhada para as etapas iniciais.

13. Para o caso de amostras provenientes de rochas regionais pouco deformadas, as biotitas e muscovitas atingem facilmente níveis de ^{40}Ar liberado até duas ordens de magnitude maiores que os níveis de branco do sistema de extração de argônio, o que acarreta normalmente a obtenção de resultados satisfatórios.

14. Para o caso de micas finas provenientes de amostras deformadas e milonitos, correspondentes a grãos de tamanho entre 25 a 50 μm , os valores obtidos nas extrações de gás situaram-se entre 1×10^{-14} e 1×10^{-16} moles de ^{40}Ar , quantidade de gás limite para as possibilidades analíticas do equipamento. A maior parte das amostras forneceu gás suficiente para análises nas etapas iniciais de degaseificação, onde foi possível obter resultados significativos do ponto de vista geológico.

15. O registro mais antigo de atividade deformacional na zona de cisalhamento relacionada com o falhamento de Romeral refere-se à protomargem continental da parte norte dos Andes no Triássico Superior, possivelmente relacionada com a movimentação ao longo da falha de San Jerónimo. O evento do Triássico Superior é de grande importância, visto que condiciona o aparecimento de rochas metamórficas de alto grau e importante atividade magmática.

16. As idades aparentes obtidas para o gabro de Pueblito e o diorito de Pueblito, associados provavelmente com um complexo ofiolítico, forneceram idades Triássicas não necessariamente relacionadas com a atividade de reativação do sistema de falhas de Romeral. Estas rochas são consideradas material de crosta oceânica formada numa placa intraoceânica e colocadas por obducção sobre material de arcos magmáticos do Cretáceo Inferior.

17. Em torno de 175-200 Ma é registrado um evento termal que poderia estar relacionado às etapas finais, pos orogênicas, da orogenia Triássica na região.

18. Um evento térmico no Cretáceo Inferior é registrado em xistos quartzo-sericíticos deformados. A idade obtida reflete a idade de resfriamento relacionada ao evento dinamotermal, possivelmente o último evento deformacional de importância registrado nestas unidades. Este evento é amplamente registrado na Cordilheira Central por várias datações K-Ar.

19. Sobre as seqüências vulcânicas básicas do Cretáceo Inferior são obtidas idades aparentes K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar no intervalo 102 - 87 Ma, indicativas da atividade do sistema de falhas no Albiano – Cenomaniano, e também idades aparentes no intervalo 81-62 Ma, interpretadas como idades deformacionais relacionadas com reativações tectônicas posteriores.

20. A idade aparente próxima de 6,7 Ma obtida neste trabalho para um pórfiro andesítico, intrusivo em rochas regionais, e para um anfibolito deformado, parecem indicar os últimos eventos de ativação do sistema de falhas durante o Neógeno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASPDEN, J; McCOURT, W. (1986) A Mesozoic oceanic terrane in the Central andes of Colombia. *Geology*, 14. p. 415-8.
- ASPDEN, J.A; McCOURT, W.J; BROOK, M. (1987) Geometrical control of subduction related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. In: *Journal of the Geological Society, London*. Vol 144. p. 893-905.
- ASPDEN, J.A; FORTEY, N; LITHERLAND, M; VITERI, F; HARRISON, S. (1992) Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth-Sciences*. 6-3. p. 123-132.
- BARRERO, D. (1979) Geology of the Central Western cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. Ingeominas. *Pub. Geol. Esp.* 4. Bogotá. 75 p.
- CLEMENS, J.D; MAWER, C.K. (1992) Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*. 204(3-4) p. 339-360.
- COOPER, M; ADDISON, F; ALVAREZ, R; CORAL, M; GRAHAM, R; HAYWARD, A; HOWE, S; MARTINEZ, J; NAAR, J; PEÑAS, R; PULHAM, A; TABORDA, A. (1995) Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern cordillera and Middle Magdalena valley, Colombia. *AAPG Bulletin*. 79/10. p. 1421-1443.
- CORREA, A; MARTENS, U. (2000). *Caracterización geológica de las anfibolitas de los alrededores de Medellín*. Medellín. Trabajo de Grado. Universidad Nacional de Colombia.
- D'LEMONS, R., BROWN, R.A., STRACHAN. (1992) Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society*. 149. p. 487-490.
- DALLMEYER, R.D; SUTTER, J.F; BAKER, D.J. (1975) Incremental ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of biotite and hornblende from the northeastern Reading Prong; their bearing on late Proterozoic thermal and tectonic history. *Geological Society of America Bulletin*. 86-10. p. 1435-1443.
- DALRYMPLE, B. LANPHERE, M. (1969) *Potassium-Argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology*. W. H. Freeman and Company. San Francisco. 258 p.
- DALRYMPLE, G; LANPHERE, A. (1974) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples. In: *Geoquímica and Cosmochimica acta*, V 38. 1976. p. 715-738.
- DEBAT, P; SOULA, J.C; KUBIN, L; VIDAL, J.L. (1978) Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France). *Lithos*. 11;2. p. 133-145.
- DIPPLE, G.M.; WINTSCH, R.P.; ANDREWS, M.S. (1990) Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone. *Journal of Metamorphic Geology* 1990. 8(6). p. 645-661.
- DODSON, M.H. (1973). Closure temperature in cooling geochronology and petrological systems. In: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40. p. 259-274.
- DRUGUET, E; HUTTON, D. (1998). Syntectonic anatexis and magmatism in a mid-crustal transpressional shear zone: an example from the Hercynian rocks of the eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*. 20, No 7. p. 905-916.
- DUNLAP, W.J. (1997) Neocrystallization or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low grade mylonites. *Chemical Geology*. 143. p. 181-203.
- DUNLAP, W.J; TEYSSIER, C; McDOUGALL, I; BALDWIN, S. (1991) Ages of deformation from K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas. *Geology*. 19(12). p. 1213-1216.

- ETHERIDGE, M; WALL, V; VERNON, R. (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *Journal of Metamorphic Geology*. 1. p. 205-226.
- FAURE, G. (1986) *Principles of isotope Geology*. New York: John Wiley, C. 589 p.
- FITCH, F; MILLER, J; MITCHELL, J. (1969) A new approach to radio isotopic dating in orogenic belts. In: Time and place in orogeny (Ed. P. E. Kent, G.E. Satterhwaite, M. Spencer), pp.157-195. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 3.
- FREEMAN, S; BUTLER, R; CLIFF, R.A. (1998) Direct dating of mylonite evolution: a multi-disciplinary geochronological study from the Moine thrust zone, NW Scotland. In: *Journal of the Geological Society, London*, Vol 155. 1998. p. 745-758.
- GONZÁLEZ, H. (1980) Geología de las Planchas 167 (Sonsón) e 187 Salamina. *Boletín Geológico*. Informe 1760. Ingeominas. Bogotá. 172p.
- GOODWIN, L.; RENNE, P. (1991) Effects of progressive mylonitization on Ar retention in biotites from the Santa Rosa mylonite zone, California, and thermochronologic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 108. p. 283-297.
- HIRTH, G; TULLIS, J. (1992) Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*. 14(2) p. 145-159.
- HUBBARD, M; WANG, H. (1999) Temperature variability during shear deformation: An interpretation of microstructures along Central Norumbega fault zone, Maine. *Geological Society of America Special Paper*. 331.p. 25-38.
- HUNEKE, J.C; SMITH, S.P. (1976) ^{39}Ar Recoil out of small grains and implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. In: Lunar Science Institute(eds.) *Seventh Lunar Science Conference Part I* Houston, Tx 506.
- INGEOMINAS. (1988) Mapa Geológico de Colombia. Ingeominas. Pub. Geol. Esp. 4. Bogotá.
- JAILLARD, E; SOLER, P; CARLIER, G; MOURIER, T. 1990. Geodynamic evolution of the Northern and Central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society*. 147 p. 1009-1022.
- KIRSCHENER, D; COSCA, M; MASSON, H; HUNZIKER, J. (1996) Staircase Ar/Ar spectra of fine grained white mica: Timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology*. Vol 24. p. 747-750.
- KLIGFIELD, R; HUNZIKER, J; DALL, R; MEYER. (1986). Dating of deformation phases using K-Ar and Ar/Ar techniques: results from the Northern Apennines. In: *Journal of Structural Geology* Vol 8, No 7. p. 791-798.
- KNIFE, R.J. (1981) The interaction of deformation and metamorphism in slates. *Tectonophysics*. 78;1-4. p. 249-272.
- LANPHERE, M; DALRYMPLE, G. (1976) Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. In: *Earth and Planetary Science Letters* 32. 1976. p. 141-148.
- LISTER, G, S; SNOKE. (1983) S-C mylonites. In: *Journal of Structural Geology* Vol 6. 1984. p. 617-638.
- LITHERLAND, M; ASPDEN, J.A; JEMIELITA, R.A. (1994) *The Metamorphic belts of Ecuador*. British Geological Survey. London. 146 p..
- MAYA, M; GONZÁLEZ, H. (1995) Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. In: Ingeominas(eds.) Informe Unidad Operativa Medellín. p. 44-57.
- McCOURT, W; ASPDEN, J.A. (1984) A Middle Mesozoic oceanic terrane in the Central cordillera of western Colombia. *Geol. Norandina*. 9. p. 19-26.

- McCOURT, W. J.; ASPDEN, J. A.; BROOK, M. (1984) New Geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. In: *Journal of the Geological Society*, 141. p. 831-845.
- McDOUGALL, I.; HARRISON, T. (1999) *Geochronology and Thermochronology by the ^{40}Ar - ^{39}Ar method*. Oxford University Press. New York. 269 p.
- MÉGARD, F. (1987) Cordilleran and marginal Andes: a review of Andean Geology north of the Arica elbow (18 S). In: MONGER, J. & FRANCHETEAU, J. (eds.) *Circum pacific belts and evolution of the Pacific ocean basin Geodynamic Series*, 18. p. 71-95.
- MEJIA, M.; ALVAREZ, E.; GONZÁLEZ, H.; GROSSE, E. (1983a) Mapa geológico de Colombia ESC 1:100.000 Plancha 130 Santafé de Antioquia. Ingeominas.
- MERRIHUE, C.; TURNER, G. (1966) Potassium argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophys. Res.* 71. p. 2852-2857.
- MOORES, E. (1998) Ophiolites, the Sierra Nevada, "Cordillera," and orogeny along the Pacific and Caribbean margins of North and South America. *International Geology Reviews*. 40 p. 40-54.
- NIVIA, A.; MARRIMER, G.; KERR, A. (1995) El Complejo Quebradagrande: una posible cuenca marginal intracratónica del Cretáceo Inferior en la cordillera Central de los Andes Colombianos. In: *Memorias VII Congreso Colombiano de geología*. Bogotá p. 1-16.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. (1996) *Microtectonics*. Springer-Verlag. Berlin. 289 p.
- PINDELL, J. (1993) Regional synopsis of gulf of Mexico and Caribbean evolution.
- PINDELL, J.; DEWEY, J. (1982) Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*. 1. p. 179-211.
- RAMSAY, J. G. (1979) Shear zone geometry: A review. In: *Journal of Structural Geology* Vol 2 (12). 1980. p. 83-99.
- REAVY, R. (1989) Structural controls on metamorphism and syntectonic magmatism; the Portuguese Hercynian collision belt. *Journal of the Geological Society of London*. 146;4. p. 649-657.
- REDDY, S.; POTTS, G. (1998) Constraining absolute deformation ages: the relationship between deformation mechanisms and isotope systematics. In: *Journal of Structural Geology* Vol 2 1. 1999. p. 1255-1265
- REDDY, S.; POTTS, G. (1999) Deformation mechanisms and Ar isotope systematics. In *micas; implications for absolute deformation ages*. *Journal of Conference Abstracts*. 4; 1. 830 p. Cambridge Publications. Cambridge, United Kingdom. 1999.
- RENNE, P. (2000) K-Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar dating. In: J. S. Noller, J. M. Sowers, W. M. Lettis. (eds.) *Quaternary Geochronology: Methods and applications*. *American Geophysical Union*. p. 77-100.
- RESTREPO, J.; TOUSSAINT, J. (1982) Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central de Colombia. *V Cong. Lat. Geol. Argentina*. III. p. 505-512.
- RESTREPO, J.; TOUSSAINT, J.; GONZÁLEZ, H.; CORDANI, U.; KAWASHITA, K.; LINARES, E.; PARILA, C. (1991) Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano. In: *Símpoquio sobre Magmatismo Andino y su marco tectónico*. *Memorias* (Tomo 1). p. 1-22. Manizales.
- ROLDÁN, J. (1991) Contribución al conocimiento tectónico de la cordillera Central de los Andes Colombianos. In: *VI congreso colombiano de geología*. Medellín p. 767-784.
- SIMPSON, C. (1985) Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. In: *Journal of Structural Geology* Vol 7, No 5. p. 503-511.

- SIMPSON, C; WINTSCH, R. (1989) Evidence for deformation induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*. 7;2. p. 261-275.
- SRIVASTAVA, P; MITRA, G. (1996) Deformation mechanisms and inverted thermal profile in the North Almora Thrust mylonite zone, Kumaon Lesser Himalaya, India. *Journal of Structural-Geology*. 1996. 18(1). p. 27-39.
- STEIGER, R; JÄGER, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science letters*. 36. p. 359-362.
- TORQUATO, J; KAWASHITA, K. (1992) Geocronologia Nuclear, capítulo III. O Método K-Ar. *Revista de Geologia*, Vol 5. p. 177-207. São Paulo, Brasil.
- TOUSSAINT, J. (1993) *Evolución Geológica de Colombia. Precámbrico - Paleozoico*. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 229 p.
- TOUSSAINT, J; RESTREPO, J. (1993) Tectónica de Terrenos durante el Cretácico en Colombia. In: *VI Congreso Col. Geol.*(eds.). Medellín. p. 61-100.
- TOUSSAINT, J. (1995) *Evolución Geológica de Colombia 2 Triássico-Jurássico*. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 94 p.
- TOUSSAINT, J. (1996) *Evolución Geológica de Colombia 3 Cretácico*. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 276 p.
- TULLIS, J; YUND, R. (1985) Dynamic recrystallization of feldspar; a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*. 13; 4. p. 238-241.
- TURNER, G. (1968) The distribution of potassium and argon in chondrites. In: *Origin and distribution of the elements* (ed. L. H. Ahrens). p. 387-398. Pergamon, London.
- TURNER, G. (1971) Argon 40 - argon 39 dating: The optimization of irradiation parameters. *Earth and Planetary Science Letters*. 10. p. 227-234.
- TURNER, G; MILLER, J; GRASTY, R. (1966) The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth and Planetary Science Letters*. 1;4. p. 155-157.
- VASCONCELOS, P; ONOE, A; KAWASHITA, K; SOARES, A; TEIXEIRA, W. (in print) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology at the Instituto de Geociências, USP: Instrumentation, Analytical procedures and Calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. In print.
- VESGA, C; BARRERO, D. (1978) Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. In: *II Congreso colombiano de geología*. (eds.) II. Resumen. Bogotá. p. 21-31.
- VILLA, I. (1997) Isotopic closure. *Terra Nova*, Vol 10, No 1. p. 42-47
- VINASCO, C; CORDANI, U; VASCONCELOS, P. (2001) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates in the Central Cordillera of Colombia: evidence for an upper triassic regional tectonomagmatic event. In: *III simpósio Sudamericano de Geología Isotópica*. Pucón, Chile, 2001. Boletim de Resumos.
- WEST, D, JR; LUX, D. (1993) Dating mylonitic deformation by the Ar/Ar method: An example from Norumbega Fault zone, Maine. In: *Earth and Planetary Science Letters* 120. 1993. p. 221-237.
- WHITE, S; BURROWS. (1980) On Mylonites in ductile shear zones. In: *Journal of Structural Geology* Vol 2. p. 175-187.
- WILSON, C; BELL, I. (1978) Deformation of biotite and muscovite: optical microstructure. In: *Tectonophysics* Vol 58. 1979. p. 179-200.

APÊNDICES

Apêndice 1. Metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

A metodologia de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é baseada no mesmo sistema de decaimento que o método K/Ar, mas usa ativação neutrônica de ^{39}K para gerar $^{39}\text{Ar}_k$ e assim determinar o conteúdo de potássio ^{40}K indiretamente na amostra. A equação geral para a obtenção da idade no método K/Ar é:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_e + \lambda_{e'}} \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \right)$$

Onde λ é a constante de proporcionalidade, que é a probabilidade para que um átomo particular (^{40}K) decaia por unidade de tempo, conhecida como constante de decaimento; λ_e a constante de desintegração do ^{40}K por captura eletrônica que conduz à formação de $^{40}\text{Ar}^*$; $\lambda_{e'}$ é a constante de desintegração de ^{40}K para gerar ^{40}Ca via decaimento β e $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ é a razão do elemento filho sobre o elemento pai presentes na amostra a determinado tempo t .

Para a metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, o ^{39}Ar gerado a partir de ^{39}K durante a irradiação com nêutrons rápidos num reator nuclear é proporcional ao ^{40}K presente na amostra, visto que a razão $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ é constante na natureza; assim, a razão $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ é proporcional à idade, sendo o $^{40}\text{Ar}^*$ (Ar radiogênico) resultante da desintegração do ^{40}K ao longo da vida da amostra. A simples substituição de $^{39}\text{Ar}_k$ por ^{40}K embora, não é adequada, visto que as quantidades de $^{39}\text{Ar}_k$ gerado dependem da duração da irradiação, do fluxo de nêutrons, da proporção de nêutrons acima da energia mínima requerida para a produção da reação e de outros fatores (McDOUGALL e HARRISON, 1999).

A reação nuclear para gerar ^{39}Ar a partir de ^{39}K por irradiação de nêutrons rápidos pode ser expressada conforme:

ou simplesmente

$^{39}\text{K}_{19}(n,p)^{39}\text{Ar}_{18}$, onde (n,p): entrada de nêutrons (n), saída de prótons (p) expelidos na reação.

A quantidade de ^{39}Ar pode ser determinada com auxílio de um espectrômetro β ou pela razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (MERRIHUE, 1965) através de um espectrômetro de massa de fonte gasosa, já que a razão $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ é proporcional à razão $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ na amostra.

No reator, ao bombardear a amostra com nêutrons, são formados, além de outros, isótopos de ^{39}Ar através de duas reações envolvendo ^{39}K e ^{42}Ca . Além destas duas existem, pelo menos 15 reações que levam direta ou indiretamente a outros isótopos de Ar. Apenas o ^{39}Ar proveniente da reação com o ^{39}K é interessante na metodologia enquanto os outros devem ser descartados por meio de correções apropriadas.

Na determinação de $^{40}\text{Ar}^*$ deve-se, da mesma forma que no método K/Ar convencional, descontar do ^{40}Ar total o ^{40}Ar atmosférico baseado no ^{36}Ar , mas também o ^{40}Ar devido às 3 reações nucleares interferentes que levam à sua produção, assim como deve-se levar em conta a reação (n,n α) com ^{40}Ca que conduz diretamente à formação de ^{36}Ar .

A correção para o ^{36}Ar é baseada na assunção de que todo o ^{36}Ar é de origem atmosférica após as correções relacionadas à discriminação de massa do espectrômetro e do ^{36}Ar proveniente de reações induzidas pela irradiação nuclear. A correção para o ^{36}Ar , assumindo que é apenas de origem atmosférica é:

$$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{ATM}} = 295.5$$

O valor 295.5 (Nier, 1950, em McDOUGALL e HARRISON, 1988) e apresentado por Steiger e Jäger (1977) na sua lista de valores recomendados para uso em geocronologia.

$$\Rightarrow {}^{40}\text{Ar}_{\text{ATM}} = 295.5 \times {}^{36}\text{Ar}_{\text{ATM}}$$

$${}^{40}\text{Ar}_T = {}^{40}\text{Ar}_{\text{ATM}} + {}^{40}\text{Ar}^* \quad (\text{onde } {}^{40}\text{Ar}^* \text{ é o Argônio radiogênico})$$

$$\Rightarrow {}^{40}\text{Ar}^* = {}^{40}\text{Ar}_T - 295.5 ({}^{36}\text{Ar}_{\text{ATM}})$$

A quantidade de ${}^{39}\text{Ar}$ derivada do ${}^{39}\text{K}$ (${}^{39}\text{Ar}_k$), formada durante a irradiação de uma amostra, pode ser calculada através da equação:

$${}^{39}\text{Ar} = {}^{39}\text{K} \Delta T \int \phi(\epsilon) \sigma(\epsilon) d\epsilon \quad (1)$$

onde:

${}^{39}\text{Ar}$: número de átomos de ${}^{39}\text{Ar}$ formados durante a irradiação

${}^{39}\text{K}$: número inicial de átomos de ${}^{39}\text{K}$ na amostra

ΔT : Tempo de irradiação

$\phi(\epsilon)$: Fluxo de nêutrons rápidos com energia ϵ

$\sigma(\epsilon)$: seção de choque para a energia ϵ

As amostras são colocadas juntamente com amostras padrão (monitores) de idade K/Ar bem conhecida e estrategicamente bem localizadas num recipiente de alumínio selado, para serem irradiadas no reator nuclear com um fluxo integrado de 10^{16} - 10^{18} nêutrons rápidos/cm² durante um período variável entre 30 a 100 horas. Terminada a irradiação, a amostra deve ficar estocada durante 2 a 3 semanas, para que a radiação emitida por ela decaia a um nível tolerável de modo a se poder proceder à extração do argônio como no método K/Ar convencional.

Na técnica de extração a laser são suficientes alguns grãos selecionados e montados num suporte adequado (cobre OFHC em geral). A extração é realizada sob ultra-alto vácuo, com um feixe de raios laser focalizado com a ajuda de um microscópio petrográfico.

As determinações de idade podem ser efetuadas através de duas técnicas distintas: fusão total e fusão por etapas.

A irradiação não afeta o teor de ${}^{40}\text{Ar}^*$ (radiogênico) já existente, assim a quantidade de átomos dessa espécie que existe na amostra devido ao decaimento natural do ${}^{40}\text{K}$, é:

$${}^{40}\text{Ar}^* = (\lambda_e/\lambda) {}^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

$$\text{de (2)/(1)} \Rightarrow {}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_k = (\lambda_e/\lambda) ({}^{40}\text{K}/{}^{39}\text{K} \Delta T) [(e^{\lambda t} - 1) / \int \phi(\epsilon) \sigma(\epsilon) d\epsilon] \quad (3)$$

Esta é uma equação impossível de ser calculada com precisão devido à falta do conhecimento exato dos parâmetros contidos na integração, ou seja, seção de choque e espectro de energia dos nêutrons incidentes. Se define então o parâmetro (J) igual a:

$$J = (\lambda_e/\lambda) ({}^{40}\text{K}/{}^{39}\text{K}) \Delta T \int \phi(\epsilon) \sigma(\epsilon) d\epsilon \quad (4)$$

Substituindo J em (3):

$$\Rightarrow {}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_k = [(e^{\lambda t} - 1)/J] \quad (5)$$

$$\Rightarrow J = (e^{\lambda t} - 1) / {}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_k$$

Assim, com uma amostra padrão (monitor) de idade bem conhecida t_c , o valor de J é facilmente determinado através de:

$$J_m = (e^{\lambda t_c} - 1) / ({}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_k)_m \quad m: \text{monitor (Equação 5B)}$$

Normalmente são colocadas várias amostras monitoras dentro do recipiente a ser submetido a irradiação, pelo fato do parâmetro J ser função do espectro de energia do fluxo de nêutrons, o qual não é uniforme ao interior do reator.

Conhecendo-se a variação do parâmetro J dentro do recipiente, o valor respectivo para cada amostra desconhecida (i) pode ser determinado em função de sua posição determinada por interpolação de duas ou mais medidas conhecidas.

As idades das amostras são então calculadas a partir de:

$$J_{(i)} = (e^{\lambda t(i)} - 1) / ({}^{40}\text{Ar}^* / {}^{39}\text{Ar}_k)_{(i)}$$

$$\Rightarrow t_{(i)} = (1/\lambda) \ln [1 + J_{(i)} ({}^{40}\text{Ar}^* / {}^{39}\text{Ar}_k)_{(i)}] \quad (6)$$

Visto que $J_{(i)}$ pode ser determinada a partir da interpolação das diferentes $J_{(m)}$ no conjunto de amostras tanto padrões quanto desconhecidas, a idade da amostra de interesse pode ser calculada a partir da razão ${}^{40}\text{Ar}^* / {}^{39}\text{Ar}_k$ como expressada na equação (6).

O cálculo da idade ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$, requer que a razão ${}^{40}\text{Ar}^*$ a ${}^{39}\text{Ar}_k$ seja obtida. Esta razão, deve ser determinada a partir da extração de Ar tanto na amostra quanto no mineral monitor. Visto que existem reações de interferência no processo de irradiação e são possíveis as medições no espectrômetro de massas, pode-se obter a expressão definitiva para o cálculo da razão ${}^{40}\text{Ar}^* / {}^{39}\text{Ar}_k$,

após a irradiação o ${}^{40}\text{Ar}$ total presente na amostra é:

$${}^{40}\text{Ar}_{\text{med}} = {}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}_{\text{ATM}} + {}^{40}\text{Ar}_k + {}^{40}\text{Ar}_{\text{Ca}} \quad (7)$$

med: medido no espectrômetro
ATM: de origem atmosférica
K: induzido por nêutrons em potássio
Ca: induzido por nêutrons em Cálcio.

Visto que o ${}^{40}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ pode ser corrigido junto ao Ar atmosférico, então:

$${}^{40}\text{Ar}^* = {}^{40}\text{Ar}_{\text{med}} - {}^{40}\text{Ar}_{\text{ATM}} - {}^{40}\text{Ar}_k \quad (8)$$

Agora,

$${}^{36}\text{Ar}_{\text{med}} = {}^{36}\text{Ar}_{\text{ATM}} + {}^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}}$$

e,

$$({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_{\text{ATM}} = 295.5$$

$$\Rightarrow {}^{40}\text{Ar}_{\text{ATM}} = 295.5 ({}^{36}\text{Ar}_{\text{med}} - {}^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}})$$

em (8) :

$${}^{40}\text{Ar}^* = {}^{40}\text{Ar}_{\text{med}} - 295.5 {}^{36}\text{Ar}_{\text{med}} + 295.5 {}^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}} - {}^{40}\text{Ar}_k \quad (9)$$

O ${}^{39}\text{Ar}$ gerado durante a irradiação, é:

$${}^{39}\text{Ar}_{\text{med}} = {}^{39}\text{Ar}_k + {}^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}}$$

$$\Rightarrow {}^{39}\text{Ar}_k = {}^{39}\text{Ar}_{\text{med}} - {}^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}} \quad (10)$$

(9)/(10) e após manipulação matemática (ver McDOUGALL e HARRISON 1999 para detalhes), é possível obter a equação:

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_k} = \frac{({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{med}} - 295.5 ({}^{36}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{med}} + 295.5 ({}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} ({}^{37}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{med}} - {}^{40}\text{Ar}_k}{1 - ({}^{39}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} ({}^{37}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{med}}} - \frac{{}^{40}\text{Ar}_k}{{}^{39}\text{Ar}_k} \quad (11)$$

³⁹Ar razões isotópicas do gás extraído da amostra ou são determinadas a partir dos fatores de correção derivadas das medições das sais puros irradiados.

Apêndice 2. Descrição lâminas delgadas

CJ-1 PÓRFIRO LATÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Quebrada Chirapotó.

Textura:

Porfírica. Matriz de plagioclásio e quartzo. Matriz/Porf 50/50. Fenocristais de plagioclásio de diversos tamanhos: 0.49 mm x 0.9 mm; 2 mm x 0.29 mm. Apresentam geminação polisintética e Carlsbad, alguns deles zonados.

Mineralogia:

Plagioclásio > 70% provavelmente Oligoclásio (Ext 10, 3, 8 graus)

Quartzo arredondado < 5%

Biotita < < de tamanho aprox. 1.28 mm.

Opacos na matriz.

Hornblenda? <<

Titanita? <<

Alteração:

Plagioclásio parcialmente alterado. Sericita e carbonatos em fraturas. Hornblenda alterada a clorita. Biotita desferrizada.

CJ-2 PIROXENITO

LOCALIZAÇÃO:

Quebrada Chirapotó.

Textura:

Granular equidimensional

Mineralogia:

Olivino 40%

Clinopiroxênio Augita? 30%

Tremolita? Hábito fibroso 10%

Talco?

Anfibólio <<

Alteração:

Tremolita secundária. Alteração nas bordas de algumas olivinas. Anfibólio proveniente de Piroxênio. Olivina rodeada de serpentina

CJ-3 XISTO QUARTZO BIOTÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Quebrada Chirapotó.

Textura:

Xistosa, laminada. Intensamente microdobrada. Veios mm. Macroscopicamente muito dura. Abundantes bandas de Quartzo de mm. a cm., hospeda dikes de até 20 cm de largura. Intensa deformação, redobramento formando boudines e grãos rotacionados. Bandas sericíticas-biotíticas. Biotitas com extinção ondulosa. Bandas micáceas microdobradas. Matriz de Plagioclásio/Quartzo Bandas micáceas na ordem de 1mm.

Mineralogia:

Biotita 40%. Forma parte da xistosidade. Fortemente pleocroica.

Quartzo 15%

Plagioclásio 15%

Apatito <

Feldspato K <

Muscovita 20%

Clorita

Alteração:

Biotita desferrizada, cloritizada, sericitizada e parece sofrer recristalização ao momento da deformação.

CJ-4 XISTO ANFIBÓLICO

LOCALIZAÇÃO:

Quebrada Chirapotó.

Textura:

Rocha foliada. Orientação de minerais. Textura de fluxo. Milonitizada por setores. Quartzo parcialmente recristalizado. Hornblenda 1 mm.

Mineralogia:

Hornblenda 50%

Plagioclásio? <

Quartzo 35%

Titanita 5%

Granada e opacos 10%

Biotita verde clara <

Alteração:

Plagioclásio argilitizado. Alguns anfibólios cloritizados.

CJ-5 PÓRFIRO DACÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Quebrada Chirapotó.

Textura:

Porfírica. Fenocristais de Plagioclásio. Matriz de Plagioclásio e algo de Quartzo. Anfibólios primários e secundários limpos.

Mineralogia:

Plagioclásio 65%.

Anfibólio: 30%

Quartzo: << em cristais pequenos.

Alteração:

Plagioclásio moderadamente alterado a sericita. Piroxênio virando a Anfibólio.

CJ-6 XISTO ANFIBÓLICO

LOCALIZAÇÃO:

Quebrada Chirapotó.

Textura:

Xistosa. Lâminas subparalelas de 0,5 mm. Bandeamento. Tex de fluxo. Bandas de micas englobam agregados de Quartzo que parecem ter sofrido rotação. Hornblenda em tamanhos 0,244; 0.122 mm. Minerais opacos nas bandas de anfibólio e de micas. Bandas diferenciadas de anfibólio e micas. Bandas de Anfibólio de 2-3 mm contínuas. Bandas de Biotita+Sericita+Quartzo de 0,3 mm a 2 mm.

Mineralogia:

Hornblenda 30%

Biotita + Sericita 30%

Quartzo: 30%

Actinolita?

Opacos 10%

Apatito <<

Titanita <<

Clorita <<

Alteração:

Biotita em parte cloritizada, desferrizada

CJ-7 PÓRFIDO DACÍTICO INTENSAMENTE ALTERADO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Troncal de Ocidente. Km 2 Chirapotó – La Felisa.

Textura:

Porfírica. Matriz/Porf 55/45

Mineralogia:

Plagioclásio

Quartzo <<

Opacos

Alteração:

Grãos intensamente alterados, não permitem a distinção dos minerais. Plagioclásio com alteração argílica e carbonática.

CJ-8 PÓRFIRO DACÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada de ocidente. Km 20 Chirapotó – La Felisa.

Textura:

Porfirítica. Matriz/Fenoc 50/50.

Mineralogia:

Plagioclásio 70% Oligoclasa.

Anfibólio 10%

Quartzo.

Piroxênio.

Granada

Titanita

Alteração:

Plagioclásio argilitizado e alterado a carbonato. Plagioclásio zonado. Matriz alterada. Piroxênio virando a Anfibólio.

CJ-9 PÓRFIRO DACÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada de ocidente. Alto de Piononos.

Textura:

Porfirítica, por setores granulares. Plagioclásio com extinção ondulosa. Biotitas dobradas, limpas.

Mineralogia:

Plagioclásio. 60%

Quartzo. 15%

Biotitas 20%

Anfibólio 5%

Feldspato K <

Opacos

Alteração:

Plagioclásio parcialmente alterada.

CJV-01 GNAISSE BIOTÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Palmitas-Santafé de Antioquia Km 13.

Textura:

Rocha de textura geral bandada descontínua. Deformada. Bandas de feldspato recristalizado, limpo, com extinção ondulosa em alguns grãos. Bandas de biotita descontínuas vermelha, limpa, fortemente pleocroica, correspondem a agregados de biotitas finas; os grãos individuais são da ordem de 0,1 mm-0,05 mm. Aparece uma banda restrita na rocha rica em sericita e biotita um pouco oxidada. As biotitas aparecem também nos contornos dos feldspatos recristalizados. Aparece uma geração de biotita numa vênula de maior tamanho.

Mineralogia:

Feldspato 30 %

Quartzo 30%

Biotita 40%

Alteração:

Algumas bordas nas biotitas cloritizadas <<.

CJV-02 METADIORITO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Santafé - Canasgordas, Km 4,1.

Textura:

Granular. Não se aprecia orientação mineral.

Os grãos de Anfibólio apresentam os maiores tamanhos e encontram-se rodeados de grãos de Plagioclásio. Anfibólio eudral a subedral, aparente textura de exsolução. Diversas tonalidades de verde. Apresenta veios <mm de calcita, e inclusões de biotita e Plagioclásio. Apresenta também texturas de deformação, levemente dobrado e possivelmente com recristalização, além de extinção ondulante em alguns grãos. Ângulo de ext. 15 graus. Corresponde a Hornblenda.

O plagioclásio aparece em cristais eudrais. Geminação polisintética, da microclina e de albita-carsbald. um pouco deformadas. Aparece como grãos independentes bem definidos e como inclusões nas

hornblendas e até em alguns quartzos. Ocasionalmente zonada. Os ângulos medidos na geminação de albita são: 50, 57 e 30 graus. O Quartzo aparece com extinção ondulante.

Mineralogia:

Hornblenda/Actinolita 40%

Plagioclásio. 40%

Piroxênio.

Clorita

Quartzo. 5%.

Acessórios: Zr., Apatito, titanita fina, ilmenita.

Opacos: magnetita

Alteração:

O plagioclásio com alguns grãos limpos, a maior parte com alteração a saussurita. Alterada principalmente a calcita e/ou sericita nas bordas e por fraturas. A alteração muda de leve a total. Os Anfibólios em parte parecem produtos de substituição de Piroxênio. Aparece Epidoto por fraturas que indica uma forte percolação hidrotermal. A composição original mudou completamente. Processo geral de saussuritização.

CJV-05. PÓRFIDO ANDESÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Buriticá – Peñitas Km 1,5.

Textura:

Rocha porfírica. Fenocristais de plagioclásio, alguns deles limpos. Anfibólio ? muito alterados Matriz de Plagioclásio alterado. Plagioclásio com extinção ondulosa.

Mineralogia:

Plagioclásio 60%

Anfibólio 30%

Opacos 10%

Alteração:

Parcialmente alterada. Anfibólio muito alterado substituído por clorita e clinozoisita, carbonato e sericita. Plagioclásio algo sericitizado e com carbonato por fraturas. Abundante clorita.

CJV-6 PÓRFIDO ANDESÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Buriticá - Peñitas

Textura:

Rocha Porfírica. Fenocristais de Plagioclásio. Matriz de Quartzo? e Plagioclásio.

Mineralogia:

Plagioclásio. 60%

Opacos 10%

Anfibólio. ?<<

Quartzo 30% ?

Alteração:

O Plagioclásio está alterado num 50% a sericita. O anfibólio passa a Zoisita?, muscovita.

CJV-07 GABRO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Peñas - Cañasgordas

Textura:

Textura granular. Grão grosso. plagioclásios na ordem de 2 mm. Plagioclásio zonado, alguns limpos. Plagioclásio com extinção ondulosa. Anfibólio verdoso.

Mineralogia:

Plagioclásio 60%

Anfibólio 30%

Feldspato ? 10%

Alteração:

Sericitização no Plagioclásio por superfícies de clivagem. Alguns núcleos no Plagioclásio totalmente alterados. O Anfibólio parcialmente cloritizado.

CJV-09 GABRO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Santafé- Buriticá.

Textura:

Granoblástica com grãos subpoligonizados, também textura ígnea poikilíticas sendo substituída pela textura granoblástica. Presença de veios e fraturas hidrotermalizadas com cristalização de zeolitos, escapolitas e epidoto. Rocha pouco deformada. Anfibólio com restos de piroxênio. Plagioclásio ígneo preservado. Titanita rodeando magnetita

Mineralogia:

Anfibólio 40%

Plagioclásio. 45%

Piroxênio. 5%

Magnetita 5%

Titanita.

Alteração:

Plagioclásio com forte sausrutização nas proximidades dos veios, fresca quando está afastada. Anfibólio substituindo piroxênio. Fraturas hidrotermalizadas com formação de escapolita.

CJ-12 MONZODIORITO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Belmira - Horizontes.

Textura:

Granítica, hipidiomórfica. Leve orientação, definida de forma ruim pelas micas que rodeiam o plagioclásio.

O plagioclásio é o mineral de maior tamanho, apresenta geminações de albita e albita-carsbald. Apresenta extinção ondulante e deformação nas geminações. Os ângulos de extinção das geminações são: 10, 6 e 13 graus.

As biotitas apresentam fortes cores laranja e vermelho e um forte pleocroísmo. Extinção ondulante. Apresentam-se grosseramente alinhadas formando mesoscopicamente textura gnaissica. Um grão de biotita apresenta geminação.

As Muscovitas são muito restritas, acompanham as biotitas na foliação, são transparentes com altas birrefringências. Intimamente associadas às biotitas.

Mineralogia:

Plagioclásio 70% (Orthoclase)

Biotita 15%

Quartzo 10%

Muscovita <5%

Opacos <<

Alteração:

O plagioclásio em geral aparece limpo, ocasionalmente apresenta alteração a sericita nas superfícies de clivagem o por pequenas fraturas ou limites de grãos.

CJ-14 MILONITO DE ROCHA INTERMEDIA**LOCALIZAÇÃO:****Textura:**

Foliada. Matriz de Quartzo recristalizado. Algumas tex. augen de quartzo rodeados por micas. Biotita verde muito pleocroica, parcialmente epidotizadas. Biotitas dobradas fazendo parte da foliação.

Mineralogia:

Quartzo 50%

Epidoto 15%

Clorita 10%

Anfibólio

Apatita

Alteração:

Anfibólio epidotizado, cloritizado.

CJ-16 GABRO ALCALINO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Medellín - Armenia Mantequilla.

Textura:

Foliação grossa, tex gnaissica. Vênulas de Quartzo e plagioclásio. Piroxênio fraturado formando *Kink bands*. Anfibólio 0,7;1,0;0,5 mm.

Mineralogia:

Anfibólio vermelho (kaersutita?) 40%

Piroxênio 30%

Feldspato 30%

Alteração:

Feldspato totalmente saussuritizado.

CJ-17 GABRO ALKALINO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Medellín - Armenia Mantequilla.

Textura:

Foliado. Vênulas de Quartzo e plagioclásio. piroxênio fraturado formando *Kink bands*.

Mineralogia:

Anfibólio vermelho (kaersutita?)

Piroxênio

Plagioclásio

Alteração:

Plagioclásio saussuritizado.

CJ-19 XISTO QUARTZO MICÁCEO

LOCALIZAÇÃO:

Via Armenia - La Quiebra (Ant).

Textura:

Xistosa, bandada. Bandas alternas de quartzo e agregados finos de sericita e outros produtos de alteração (carbonato?) e grafito. A sericita também aparece em menor quantidade nas bandas quartzosas. Alguns grãos de feldspato possivelmente restos da rocha original. Quartzo com extinção ondulante. Vênulas de Quartzo e algo de calcita. As bandas de grafito-sericita atingem uma largura de 0,3 mm.

Mineralogia:

Quartzo 50%

Sericita 20%

Grafito 10%

Clorita 10%

Biotita <<

Zoisita <<

Feldspato K <<

Apatito como acessório.

Óxidos

Alteração:

CJ-20 MONZONITO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Caldas - Amagá.

Textura:

Hipidiomórfica. Rocha cataclástica. O feldspato K aparece peritítico com ext ondulosa.

Mineralogia:

Biotita 15%

Plagioclásio 20%

Feldspato K 40%

Quartzo 20%

Muscovita

Alteração:

Biotita parcialmente cloritizada, muscovita aparece como subproduto de alteração, muito limpa e sem deformação. Plagioclásio saussuritizado.

CJ-21 GRANIODIORITO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Amagá - La Albania

Textura:

Textura porfírica inequigranular

Mineralogia:

Quartzo 50%

Plagioclásio ? 20%

Micas <<

Alteração:

Intensamente alterada. Possivelmente algo de sericita secundária <<

CJ-21C GABRO COM TENDÊNCIA ALCALINA**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Amagá - La Albania.

Textura:

Foliada definida por Anfibólio e piroxênio. O Anfibólio é vermelho.

Mineralogia:

Anfibólio K 20%

Piroxênio 20%

Plagioclásio 30%

Núcleos de calcita 20%

Ilmenita

Apatito

Alteração:

Os plagioclásios com núcleos cálcicos se substituem por calcita. Aparecem fortemente saussuritizados com abundante epidoto. O Piroxênio aparece substituído parcialmente por epidoto.

CJ-24 QUARTZODIORITO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Versalles – Montebello.

Textura:

Granular, textura granítica, cataclástica. Minerais rompidos e extinção ondulosa. Biotita muito pleocroica limpa com o clivagem um pouco dobrado. Biotitas na ordem de 1mm, 1,5 mm de comprimento.

Mineralogia:

Quartzo 30%

Plagioclásio 30%

Biotita 20%

Feldspato 20%

Alteração:

Feldspato totalmente alterado. Alguns núcleos de plagioclásio alterados a produtos argilosos.

CJ-25 ROCHA CALCIO-SILICATICA MAGNESIANA, METASEDIMENTAR**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Montebello - El Aguacate.

Textura:

Geral bandada formada por quartzo. Bandas alternas têm tamanhos de grão diferentes, grossos e finos. Aparecem bandas gratificas dobradas fazendo parte da foliação. O quartzo aparece com extinção ondulante. Aparece um mineral amarelo sem identificar. Anfibólios com textura fibro radiada (tremolita?). Titanita abundante em camadas dobradas.

Mineralogia:

Quartzo 40%

Grafito 40%

Anfibólio 15%

Mineral amarelo<

Biotita flogopita<

CJ-28 METAGABRO CATACLÁSTICO**LOCALIZAÇÃO:**

Descenso Santa Barbara - rio Buey.

Textura:

Rocha muito deformada, cataclasada, orientação mineralógica. Anfibólio substituindo Piroxênio e em agregados. Titanita rodeando opacos. Plagioclásio de 1,0; 1,5 mm.

Mineralogia:

Plagioclásio 40%

Anfibólio Hornblenda clara 40%

Piroxênio 20%

Titanita

Opacos

Alteração:

Plagioclásio fortemente sauritizedo.

CJ-30 XISTO QUARTZO SERICÍTICO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada El Cairo - Abejorral.

Textura:

Xistosa, textura de fluxo. bandas <mm de quartzo e micas. As micas se entrecruzam rodeando núcleos de quartzo. Bandas sericíticas de 0,6 mm e 0,5 mm de largura. Bandas compostas de Sericita + Biotita.

Mineralogia:

Quartzo 40%

Sericita + Grafito 40%

Biotita oxidada<

Apatito acessório.

Alteração:**CJ-32 GNAISSE QUARTZO BIOTÍTICO DE ALTO GRÃO****LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Abejorral - El Cairo.

Textura:

Granular. Grãos de plagioclásio e quartzo equigranulares. Biotitas orientadas formando uma textura geral xistosa.

Biotitas fortemente pleocroicas. Limpa, euedral, as vezes fragmentada. Vermelha (rica em Ti). Possivelmente recristalizadas (subpoligonizadas com textura lepidogranoblástica, inequigranular seriada, lobada). O quartzo apresenta extinção ondulante, faz parte de um bandejamento geral.

Muscovita euedral a subedral. Mesmo tamanho das biotitas.

Aparece um mineral amarelo não identificado com cores de interferência anômalos, possivelmente cordierita.

Mineralogia:

Quartzo 60%

Biotita 25%

Muscovita 10%

Plagioclásio<<

Feldspato K << Microclina peritítica.

Grafito e Cordierita? <5%

Acessórios Zr, titanita, monacita, apatito

Sillimanita (Fibrolita)

Alteração:

O plagioclásio apresenta leve alteração nas bordas e fraturas, principalmente a sericita. As muscovitas em estado inicial de transformação possivelmente a sillimanitas.

CJ-33 GABRO PIROXÊNICO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Abejorral – El Cairo Km 12 aprox.

Textura:

Textura granular cataclástica. Grão grosso. Biotita limpa, deformada, dobrada e com extinção ondulosa.

Mineralogia:

Piroxênio 50%

Biotita 30%

Plagioclásio

Muscovita <

Alteração:

Em geral alterada. Plagioclásio totalmente alterado, sericitizado e carbonatizado. Piroxênio totalmente alterado.

CJ-35 METAGABRO CATACLÁSTICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Versailles - Montebello

Textura:

Cataclástica. CPx intercrescido, aparecem lamellas de Pigeonita?, diopsido?. O Piroxênio encontra-se muito fraturado e deformado. Aparecem agregados de actinolita/tremolita. Aparecem restos de plagioclásio. O Anfibólio aparece de várias gerações.

Mineralogia:

Piroxênio 35%

Plagioclásio 35%

Clorita

Tremolita

Epidota fina

Anfibólio

Alteração:

Plagioclásio sausritizado formando nuvens pretas ao longo da lâmina. O Piroxênio é substituído por Anfibólio.

CJ-36 MILONITO PROVENIENTE DE ROCHA BÁSICA

LOCALIZAÇÃO:

1.5 km da confluência do rio Buey e quebrada Sabaletas. El Cairo.

Textura:

Milonítica. Crescimento de Anfibólio fibroso. Restos de Piroxênio substituído por Anfibólio. O Anfibólio define a foliação e está preservado em núcleos. Grãos dobrados e com extinção ondulosa.

Mineralogia:

Anfibólio (Cummingtonita?) 50%

Feldspato 20%

Epídoto 10%

Zoisita 15%

Clorita

Alteração:

Anfibólio as vezes cloritizado.

CJ-38B TONALITO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada La Pintada – Aguadas Km 5.

Textura:

Textura granular cataclástica. Aparecem bandas cloríticas rodeando os grãos de Plagioclásio. Quartzo poligonizado e com extinção ondulosa. Plagioclásio com geminação deformada.

Mineralogia:

Quartzo 30%

Plagioclásio 40%

Cloritas 30%

Alteração:

Rocha parcialmente alterada. Plagioclásio parcialmente sericitizado.

CJ-38C GRANODIORITO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada La Pintada – Aguadas, Km 5.

Textura:

Inequigranular seriada. Cataclástica.

Mineralogia:

Piroxênio 30%

Plagioclásio 40%

Biotita <

Clorita 20%

Opacos 5%

Alteração:

Plagioclásio alterado. Biotita cloritizada.

CJ-38D GABRO ANFIBÓLICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada La Pintada – Aguadas. Km 5.

Textura:

Textura granular cataclástica. Anfibólio pardo. Biotita muito fina

Mineralogia:

Anfibólios 40%

Plagioclásio 45%

Biotita 15%

Alteração: Plagioclásio completamente sericitizado. Alguns anfibólios cloritizados, em geral limpos.

CJ-39 QUARTZODIORITO

LOCALIZAÇÃO:

Textura: Matriz quartzo feldspática. Grosseiramente bandada?. Apresenta uma zona rica em granada com matriz sericítica e carbonática?. Na zona quartzosa, biotitas de até 0,2 mm. Zona de granadas a banda sericítica atinge uma largura de 3 mm.

Mineralogia:

Quartzo 30%

Biotita 30% na zona de Plagioclásio e Quartzo (0,7 mm).

Feldspato alterado

Plagioclásio

Granada 40% restrito a uma zona com matriz sericítica

Clorita abundante em zona de vênula de quartzo

Magnetita

Alteração: Biotitas cloritizadas. Por zonas matriz de alteração epídoto-sericítica.

CJ-40 GNAISSE CATACLÁSTICO MICÁCEO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Pantanillo - Guayabal

Textura:

Textura cataclástica, gnaissica. Tendência à orientação mineralógica. Tamanho de grão médio. A granada usualmente poikilobástica com quartzo e muscovita incluídos. Bandas descontínuas de muscovita de até 1,5 mm de largo com extinção ondulosa. Grãos individuais de muscovita de 1mm de comprimento x 0,4 mm de largo. Muscovita muito íntima com a biotita.

Mineralogia:

Muscovita 25%

Quartzo 30%

Biotita 30%

Granada

Clorita

Estaurolita?

Feldspato K?

Opacos

Alteração:

Biotita com possível cloritização. Relictos de granada quase totalmente substituídos.

CJ-41 PÓRFIDO ANDESÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada El Oro – Arma.

Textura:

Textura porfirítica. Fenocristais de Plagioclásio limpos e Quartzo. Biotita com textura esquelética de substituição. Plagioclásio zonado e fraturado.

Mineralogia:

Plagioclásio 60%

Quartzo 10%

Biotita? 25%

Opacos 5%

Apatito

Alteração:

Anfibólios epidotizados. Biotita totalmente alterada, substituída por clorita.

CJ-42A MILONITO DE TOBA ÁCIDA

LOCALIZAÇÃO:

Setor de Caciquillo, via Arma - Aguadas.

Textura:

Foliada, rocha de grão fino. Textura milonítica (ultramilonita). A foliação rodeia lentes micrométricos de quartzo que apresentam extinção ondulante. Foliação é composta por micas e quartzo. Quartzo com processo de recristalização. A rocha conserva vestígios de sua textura original piroclástica. Algo de anfibólios rompidos. Sericitas em bandas.

Mineralogia:

Quartzo 45%

Biotita 45%

Muscovita <

Plagioclásio?

Hornblenda <<

Mineral de alto relevo, transparente.

Alteração:

Faturas oxidadas.

CJ-42B MILONITO DE TOBA BÁSICA

LOCALIZAÇÃO:

Setor Caciquillo, estrada Arma - Aguadas

Textura:

Textura milonítica embora conserve rasgos tobáceos da rocha original. Matriz feldspática. Bandas micáceas da ordem de 0,025 mm. Augens recristalizados de Plagioclásio? e Quartzo? De 0,1 mm.

Mineralogia:

Biotita 30%

Matriz feldspática? 60%

Muscovita

Epídoto

Sericita

Apatita

Restos de Piroxênio

Clorita

Alteração:

Cloritização.

CJ-43 BLASTOMILONITO

LOCALIZAÇÃO:

Textura:

Textura milonítica. Recristalização de quartzo. Bandas biotíticas rodeando os quartzos. Mineral muito fino ao interior dos lentes quartzo feldspáticos, possivelmente de composição feldspática.

Mineralogia:

Quartzo

Feldspatos

Biotita (Hidrobiotita?)

Plagioclásio <<

Alteração:

CJ-45 TOBA BÁSICA DEFORMADA

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Arma - Aguadas

Textura:

Rocha foliada, muito fina. Deformada. Tendência à textura milonítica. Bandas de clorita, as vezes rodeando augens de feldspato? alterados. Piroxênio impostos à foliação. Conserva sua textura original tobácea.

Mineralogia:

Clorita

Feldspato

Piroxênio

Alteração:

CJ-46 TUFITO. TIPO FLUXO PIROCLÁSTICO COM CINZAS

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Arma - Aguadas.

Textura:

Textura clástica depositacional, laminada. Essencialmente vulcanoclástica. Pouco deformada. Aparecem fragmentos triangulares não alinhados com a sedimentação. Vidro desvitrificado, substituída por sericita.

Mineralogia:

Piroxênio

Clorita

Fragmentos vítreos

Fragmentos de rochas escoráceas

Anfibólio <

Sericita <

Alteração:

Bordas de Piroxênio serpentinizados. Sericitização generalizada. Rocha muito alterada.

CJ-47 MILONITO DE TOBA INTERMÉDIA

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Arma - Aguadas.

Textura:

Foliada muito fina grãos da ordem de <0,001 mm. Banda bem definida com foliação milonítica e banda com textura orientada um pouco menos definida, esta deixa ver a textura original tobácea da rocha. Textura microaugen nas zonas miloníticas. Os microaugens são de quartzo recristalizado <<mm. A foliação é definida por agregados de clorita e sericita. Aparece grão de Piroxênio sobrepostos à textura foliada.

Mineralogia:

Clorita >e sericita 60%

Quartzo? 30%

Piroxênio <

Alteração:

CJ-48 LATITO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada Arma – Aguadas.

Textura:

Textura geral foliada, grossa, textura cataclástica sobreposta. Cristais de carbonato deformado. Anfibólios dobrados.

Mineralogia:

Feldspato completamente alterado 50%

Plagioclásio 30%

Anfibólios 10%

Quartzo 10%

Alteração:

Massas de alteração de feldspato a sericita e carbonato. Alguns anfibólios cloritizados.

CJ-49 METAGABRO

LOCALIZAÇÃO:

SW Aguadas, estrada para Pácora.

Textura:

Cataclástica. Rocha similar a CJ-35 menos deformada. Lamellas em piroxênios. O Anfibólio é vermelho e substitui ortopx ou pigeonita.

Mineralogia:

Piroxênio 35% (Cpx ppalmente)

Anfibólio (Cummingtunita?)

Plagioclásio 35%

Muscovita <

Clorita

Alteração:

O Piroxênio é substituído por Anfibólio. Plagioclásio sausrítizado. Feldspato alterado a uma massa preta não identificada.

CJ-50 ROCHA PIROCÁSITICA CATACLAZADA INTENSAMENTE ALTERADA**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Pácora – San Bartolomé.

Textura:

Cataclástica. Tendência à orientação leve. Vênulas de quartzo.

Mineralogia:

Pseudomorfos de Carbonato segundo feldspato K

Plagioclásio

Zoisita

Clorita

Piroxênio

Alteração:

Feldspato de K? totalmente alterado a carbonatos. Plagioclásio com forte epidotização.

CJ-51 GRANODIORITO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada San Bartolomé-Pozo.

Textura:

Granular. Porfírica. Fenocristais de Piroxênio e Plagioclásio?. Aparecem dois tipos de Piroxênio, um deles com forte pleocroísmo.

Mineralogia:

Piroxênio 35%

Feldspato K 40%

Alteração:

Feldspato completamente alterado a uma massa preta. O Piroxênio usualmente muito limpo. As vezes um pouco alterado e inclui opacos e biotita muito fina. Clorita em fraturas. Anfibólio secundário alterado a clorita.

CJ- 52 GABRO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Pácora - Salamina

Textura:

Rocha granular cataclástica. Atravessada por veio de quartzo dobrado.

Mineralogia:

Plagioclásio >>

Clorita

Alteração:

Intensamente alterada. Plagioclásio sericitizado moderadamente. Clorita secundária substituindo Anfibólio?

CJ-53 ROCHA VULCÂNICA BÁSICA DEFORMADA**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Pácora – Salamina.

Textura:

Rocha com textura fluida, com orientação desordenada. Vênulas descontínuas de Quartzo Anfibólios dobrados e com extinção ondulosa. Conserva a textura original mas são marcados os efeitos de deformação.

Mineralogia:

Plagioclásio

Tremolita 20%

Matriz feldspática 60%

Clorita magnesiânica

Piroxênio

Clinozoisita cálcica 5%

Calcita como produto de alteração e em cristais.

Algo de sericita fina

Alteração:

O anfibólio aparece substituindo Piroxênio. Plagioclásio alterada a produtos argilosos, carbonatos e sericita. Piroxênio substituído também por clinozoisita e clorita. Tremolita possivelmente passando a Talco.

CJ-54 MILONITO DE TOBA VULCÂNICA**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Pácora - Salamina.

Textura:

Textura milonítica, foliada. Quartzo recristalizado em grãos rodeados por uma matriz foliada de sericita, grafito e quartzo. Aparece um possível clasto de Turmalina. Augens de Quartzo rotacionados e recristalizados. Sericita muito fina distribuída por toda a lâmina fazendo parte da foliação milonítica. Sericita na ordem de 10µm.

Mineralogia:

Quartzo 50%

Sericita 20%

Clorita

Grafito 20%

Epídoto <<

Alteração:**CJ-55 MILONITO DE PROTOLITO SEDIMENTAR?****LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Pácora - Salamina

Textura:

Textura bandada fina. Aspecto milonítico. Bandas de Quartzo recristalizado, grafito e sericita. Bandas Micáceas :Biotita+Ser+Clorita? Entre 0,125 e 0,05 mm.

Mineralogia:

Quartzo 50%

Grafito 25%

Sericita 25%

Biotita parda pleocroica.

Alteração:**CJ-56 TOBA BÁSICA DEFORMADA****LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Pácora - Salamina

Textura:

Protomilonítica. Conserva restos de textura clástica. Deformação apreciável. Microlenticularização. Feldspato possivelmente do depósito piroclástico original. Clorita fazendo parte da foliação.

Mineralogia:

Restos de Piroxênio

Quartzo vulcânico

Feldspato

Clorita

Carbonatos em cristais

Anfibólio

Alteração:

Feldspato muito alterado a produtos de sericita e carbonato. Rocha muito alterada. Anfibólio alterado a carbonato e clorita.

CJ-57A PÓRFIDO MONZONÍTICO ALTERADO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Pácora -Salamina, perto do rio Pozo.

Textura:

Textura porfirítica com efeitos cataclásticos. Fenocristais de Plagioclásio.

Mineralogia:

Plagioclásio 70%

Feldspato K? 20

Anfibólio <

Alteração:

Rocha parcialmente alterada. Plagioclásio parcialmente sericitizado e carbonatizado. Feldspato parcialmente alterado. Anfibólio cloritizado. Biotitas verdosas muito alteradas.

CJ-57B PÓRFIDO ANDESÍTICO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Pácora – Salamina, perto do rio Pozo.

Textura:

Textura porfírica. F/M 40/60. Fenocristais de Plagioclásio alguns fraturados e até falhados. Matriz de Plagioclásio e anfibólio. Abundante carbonato em veios. Anfibólios muito finos.

Mineralogia:

Plagioclásio 45%

Anfibólio 45%

Feldspato?

Alteração:

Plagioclásio sericitizado e carbonatizado. Anfibólios parcialmente cloritizados, alguns grãos limpos.

CJ-58 TOBA CATACLÁSTICA DEFORMADA**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Salamina – La Merced

Textura:

Cataclástica. Tendência orientação. Plagioclásio com extinção ondulante. Piroxênio rompido, fraturado.

Mineralogia:

Plagioclásio 40%

Quartzo 20%

Anfibólios 30%

Carbonatos em cristais 10%

Piroxênio

Alteração:

Abundante carbonato substituindo plagioclásio. Anfibólios quase totalmente substituídos, cloritizados.

CJ-58A TOBA CATACLÁSTICA DEFORMADA**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Salamina - La Merced

Textura:

Rocha bandada, orientação mineral. Textura de fluxo e cataclástica. Rocha intensamente deformada, milonitizada. Plagioclásio em fenocristais alterados. Micas << em bandas

Mineralogia:

Plagioclásio 50%

Anfibólio 30%

Quartzo 10%

Clorita?

Micas? <<

Alteração:

Rocha relativamente fresca. Os plagioclásios alterados. Anfibólio alterado.

CJ-59 SIENITO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada Alegrias - La Merced

Textura:

Porfírica a granular. Matriz muito fina de Plagioclásio. Fenocristais de Plagioclásio. Possíveis efeitos térmicos impostos.

Mineralogia:

Feldspato K? 70%

Clorita 20%

Anfibólio? <<

Piroxênio 5%

Alteração:

Não alteração apreciável. Clorita às vezes por planos de clivagem no Plagioclásio. Anfibólio cloritizado

CJ-60 MONZONITO**LOCALIZAÇÃO:**

Margem leste do rio Cauca. Cerro El Pintado.

Textura:

Porfírica. Fenocristais de Biotita e Plagioclásio.

Mineralogia:

Biotita 20%

Plagioclásio 70%

Alteração:

Biotita cloritizada e com carbonatos num 50%. Plagioclásio sericitizada por fraturas. Algo de calcita nas bordas.

CJ-61 PÓRFIDO ANDESÍTICO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada La Felisa - Irra

Textura:

Porfírica. Fenocristais de Plagioclásio e biotita. Plagioclásio zonado. Biotita limpa, verde intenso, fortemente pleocroica. Biotita com inclusões de Zr. Matriz de Plagioclásio.

Mineralogia:

Plagioclásio 60%

Biotita 35%

Opaco 5%

Alteração:

Plagioclásio levemente alterado pelas superfícies de clivagem.

CJ-62A XISTO CÁLCIO-SILICÁTICO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada a Marmato. Mina "Los políticos".

Textura:

Textura foliada marcada por Anfibólio e quartzo. Bandas com feldspato. O quartzo aparece recristalizado. Anfibólios dobrados, limpos.

Mineralogia:

Anfibólios frescos 50%

Quartzo 40%

Opacos 10%

Clorita

Biotita?<

Titanita

Alteração:**CJ-62B PÓRFIDO DACÍTICO****LOCALIZAÇÃO:**

Estrada a Marmato. Mina "Los políticos". Fenocristais de Plagioclásio. Matriz deformada indistinguível de Quartzo e feldspato?.

Textura:

Textura porfírica.

Mineralogia:

Restos de Plagioclásio 60%

Anfibólio

Alteração:

Rocha muito alterada. Plagioclásio sericitizado. Anfibólio completamente alterado.

CJ-62C PÓRFIDO DACÍTICO**LOCALIZAÇÃO:**

Estrada a Marmato. Mina "Los Políticos".

Textura:

Porfírica. Fenocristais de Plagioclásio em matriz de plagioclásio e quartzo.

Mineralogia:

Plagioclásio 40%

Quartzo 30%
Clorita 15%
Biotita 5%
Opacos 10%
Apatita <

Alteração:

Plagioclásio parcialmente alterados a sericita e clorita? Principalmente por fraturas e superfícies de clivagem. Inclusões em Plagioclásio que oxidam para limonita.

CJ-62D PÓRFIDO ANDESÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada a Marmato. Mina "Los políticos".

Textura:

Textura porfírica. Fenocristais de Plagioclásio e Anfibólio totalmente substituídos. Matriz de Plagioclásio e anfibólio.

Mineralogia:

Plagioclásio 55%
Anfibólio 30%
Opacos 10%
Quartzo 5
Apatito

Alteração:

Rocha muito alterada. Plagioclásio sericitizada e carbonatizada. Anfibólio totalmente cloritizado.

CJ-63 PÓRFIDO ANDESÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Marmato, parte alta Echandía.

Textura:

Textura porfírica. Fenocristais de Plagioclásio sericitizados quase totalmente. Matriz de Plagioclásio.

Mineralogia:

Plagioclásio 50%
Anfibólio 40%
Opacos
Piroxênio <

Alteração:

Rocha totalmente alterada. Piroxênio passando a anfibólio. Anfibólios cloritizados e carbonatizados. Plagioclásio parcialmente a intensamente sericitizado e com algo de calcita.

CJ-64 PÓRFIDO ANDESÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Mina Cien pesos. Marmato.

Textura:

Textura porfírica. Fenocristais de Plagioclásio e Anfibólio.

Mineralogia:

Plagioclásio 50%
Quartzo 15%
Anfibólio 30%
Opacos
Anfibólio radial, fibroso (Tremolita?) com inclusões de biotita.

Alteração:

Os plagioclásios e anfibólios intensamente alterados a carbonatos e sericita. Abundante carbonato. A alteração atinge um 80 % do grão. Zoisita? Substituindo anfibólio.

CJ-64A PÓRFIDO ANDESÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Mina Cien pesos. Marmato.

Textura:

Porfírica. Fenocristais de Anfibólio cloritizado e quartzo

Mineralogia:

Quartzo 10%

Feldspato 40%

Biotita 10%

Plagioclásio

Anfibólios primários e secundários de Piroxênio 30%

Alteração: Intensamente alterada. Feldspato totalmente sericitizado e possivelmente carbonatos?. Anfibólios substituindo Piroxênio?. Anfibólios cloritizados. Plagioclásio completamente alterado.

CJ-64B PÓRFIDO DACÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Marmato Mina "Cien pesos".

Textura:

Textura porfírica. Plagioclásio em fenocristais. Quartzo com extinção ondulante.

Mineralogia:

Plagioclásio 40%

Clorita 20%

Quartzo 30%

Opacos 10%

Alteração:

Intensamente alterada. Clorita aparece substituindo anfibólio. Plagioclásio substituído por clorita e carbonato.

CJ-65 PÓRFIDO ANDESÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada de Occidente. Entre rio Arquía e quebrada Chirapotó.

Textura:

Porfírica. Fenocristais de Plagioclásio. Matriz de Plagioclásio e Quartzo?.

Mineralogia:

Plagioclásio 70%

Clorita 10%

Anfibólio <

Biotita

Quartzo 15%

Alteração:

Intensa alteração na rocha. Os plagioclásios alterados entre 20% e 80% a produtos de sericita e carbonatos. Alteradas principalmente para as bordas. As cloritas também aparecem alteradas a carbonato e sericita. Anfibólio cloritizado.

CJ-65B PÓRFIDO ANDESÍTICO

LOCALIZAÇÃO:

Estrada de Occidente. Entre rio Arquía e quebrada Chirapotó.

Textura:

Textura porfírica. Fenocristais de Plagioclásio e biotita. A matriz esta composta por Plagioclásio e Quartzo?.

Mineralogia:

Plagioclásio 60%

Biotita 30%

Opacos

Quartzo

Muscovita

Alteração:

Rocha intensamente alterada. O plagioclásio esta substituindo mais de 70% a sericita e biotita fina. Biotita cloritizada. Muscovita substituída por biotita.

CJ-66 MONZODIORITO

LOCALIZAÇÃO:

Quebrada Chirapotó.

Textura:

Porfírica. Porfiroclastos de Plagioclásio. Algo de muscovita com inclusões de opacos. Matriz indistinguível de Plagioclásio/Quartzo muito fina com extinção ondulosa. Quartzo euedral muito limpo e grande. Plagioclásio na ordem de 2mm.

Mineralogia:

Plagioclásio 60%

Quartzo 10%

Muscovita 5%

Opacos 20%

Alteração:

Plagioclásio completamente sericitizado.

CJ-66A PÓRFIDO DACÍTICO**LOCALIZAÇÃO:**

Quebrada Chirapotó.

Textura:

Textura porfírica. Fenocristais de Plagioclásio, Quartzo e biotita. Rocha em bom estado. Biotita com extinção ondulosa.

Mineralogia:

Plagioclásio 60%

Quartzo 20%

Biotita 20%

Alteração: Clorita secundária. Plagioclásio com sericitização por fraturas.

CJ-67 XISTO QUARTZO SERICÍTICO**LOCALIZAÇÃO:**

Quebrada Chirapotó

Textura:

Rocha Xistosa. Muito deformada, intensamente microdobrada. Bandas de Quartzo recristalizado e orientado. Agregados finos de sericita. Bandas de Anfibólio? alterados. Geração de clivagem de crenulação por microdobramento das bandas sericíticas e cloríticas. Zonas com biotita.

Mineralogia:

Quartzo 50%

Sericita 20%

Anfibólio

Clorita 10%

Biotita clara 10% por setores.

Zircão.

Alteração:

O anfibólio totalmente alterado a carbonato, sericita e zoisita?

CJ-69 MILONITO DE ANFIBOLITO**LOCALIZAÇÃO:**

Q Chirapoto.

Textura:

Foliada, milonítica. A Biotita pode ter sido gerada durante o cisalhamento porque faz parte da foliação. A biotita aparece em agregados finos. A rocha aparece com bandas lepidoblásticas alternas. Bandas biotíticas na ordem de 0,7; 0,5; 2,5 mm. As bandas ricas em anfibólio apresentam larguras similares.

Mineralogia:

Plagioclásio 40%

Biotita 25%

Anfibólio (actinolita) 40%

Quartzo

Epídoto fino

Feldspato

Opacos

Alteração:

Plagioclásio sausrizado.

CMK-86 ANFIBOLITO**LOCALIZAÇÃO:****Textura:**

Textura granular. Tendência a formar bandas.

Mineralogia:

Anfibólio 60%

Muscovita

Feldspato?? Completamente alterado 35%

Alteração: Feldspato totalmente alterados a uma massa preta.

CMK-87 ANFIBOLITO

LOCALIZAÇÃO:

Textura:

Rocha de textura cataclástica. Orientação clara de minerais.

Mineralogia:

Anfibólio 50%

Feldspato 30% alterado

Clorita magnésiana 20%

Titanita

Epídoto

Zoisita

Alteração:

Massas pretas de feldspato? alterado .

Apêndice 3. Datações radiométricas na Cordilheira Central da Colômbia.

Adaptado de Maya (1992) e Restrepo (1992).

Unidade	Método	Idade (M.a)	Referência
Ortognaisse de la Miel	Is. Rb-Sr	388±12	Restrepo et al., 1991
Ortognaisse de la Miel	K-Ar/Bi	343±12	Restrepo e Toussaint, 1978
Ortognaisse de la Miel	K-Ar/Bi	340	Restrepo et al., 1991
Ortognaisse de Samaná	Is. Rb-Sr	346±26	Restrepo e Toussaint, 1982
Gnaiss de Puquí	K-Ar/Bi	285±12	Restrepo et al., 1991
Gnaiss de Puquí	K-Ar/Bi	254±10	Restrepo e Toussaint, 1978
Xistos Complexo Pol. C. Central	K-Ar/RT	270±10	Restrepo et al., 1978
Xistos Complexo Pol. C. Central	K-Ar/RT	182±8	Restrepo et al., 1991
Xistos Complexo Pol. C. Central	K-Ar/RT	160±11	Restrepo et al., 1991
Xistos Complexo Pol. C. Central	Rb-Sr	226±4	Restrepo et al., 1991
Batolito de Santa Bárbara	Rb-Sr RT	229±68	Brook, 1984
Batolito de Santa Bárbara	Rb-Sr RT	194±7	Brook, 1984
Batolito de Santa Bárbara	Rb-Sr RT	61±2	McCourt et al., 1984
Batolito de Santa Bárbara	Rb-Sr RT	45.8±1.7	Restrepo – Pace, 1995
Anfibolito de Caldas	K-Ar/Anf	264±27	Restrepo et al., 1991
Anfibolito de Caldas	K-Ar/Anf	254±8	Restrepo et al., 1991
Gnaiss de Pescadero	Is. Rb-Sr	253±10	Restrepo et al., 1991
Granulito G. El Retiro	K-Ar/RT	251±21	Restrepo et al., 1991
Migmatitos G. El Retiro	Rb-Sr	238	Restrepo et al., 1991
Gnaiss de Puquí	K-Ar/Bi	248±10	Restrepo et al., 1978
Metatonalita de Puquí	K-Ar/Mu	214±7	Hall et al., 1972
Metatonalita de Puquí	K-Ar/Bi	239±7	Hall et al., 1972
Anfibolito de Padua	K-Ar/Anf	231±10	Vesga e Barrero, 1978
Anfibolito de Padua	K-Ar/Anf	226±10	Vesga e Barrero, 1978
Granulito G. El Retiro	Sm/Nd RT	226±17	Correa e Martens, 2000
Stock del Buey	K-Ar/Bi	227±10	González et al., 1978
Stock de Amagá	K-Ar/Bi	215±7	González, 1980
Stock de Amagá	Is. Rb-Sr	308	Restrepo et al., 1991
Stock de Amagá	Rb-Sr	203±5	Faure, 1978
Intrusivo Gnaissico de Norcacia	K-Ar/Bi	205±7	Vesga e Barrero, 1978
Gnaiss de Abejorral	K-Ar/Bi	207±5	González, 1980
Gnaiss das Palmas	Rb-Sr	167	Restrepo et al., 1991
Diorito de Pueblito	K-Ar/Bi	163±10	Restrepo et al., 1978
Diorito de Pueblito	K-Ar/Pl	102±28	Restrepo et al., 1991
Gabro de Pueblito	K-Ar/Anf	131±9	Toussaint e Restrepo, 1976
Gabro de Pueblito	K-Ar/Anf	126±12	Restrepo e Toussaint, 1976
Xistos de Sabaletas	K-Ar/RT	127±5	Restrepo et al., 1978
Xistos de Sabaletas	K-Ar/Anf	104±5	Restrepo et al., 1991
Stock de Samaná	K-Ar/Anf	119±10	Vesga e Barrero, 1978
Stock de Samaná	K-Ar/Anf	75±5	Vesga e Barrero, 1978
Xistos Lawsoníticos de Barragán	K-Ar/Anf	120±5	Brook, 1984
Anfibolito Complexo Rosario	K-Ar/Anf	107±4	McCourt et al., 1984
R. metamórficas C.C. Sul do País	K-Ar RT	117±6	McCourt et al., 1984
R. metamórficas C.C. Sul do País	K-Ar RT	116±3	McCourt et al., 1984
R. metamórficas C.C. Sul do País	K-Ar RT	115±3	McCourt et al., 1984
R. metamórficas C.C. Sul do País	K-Ar RT	111±3	McCourt et al., 1984
R. metamórficas C.C. Sul do País	K-Ar RT	110±3	McCourt et al., 1984
R. metamórficas C.C. Sul do País	K-Ar RT	108±3	McCourt et al., 1984
R. metamórficas C.C. Sul do País	K-Ar RT	107±10	McCourt et al., 1984
Stock de Altavista	K-Ar/Anf	117±11	Restrepo et al., 1991
Stock de Altavista	K-Ar/RT	108±4	Restrepo et al., 1991
Stock de Altavista	K-Ar/RT	108±4	Restrepo et al., 1991
Batolito de Buga	K-Ar/Bi	114±3	Brook, 1984

Batolito de Buga	K-Ar/Bi	113±10	Restrepo et al., 1978
Batolito de Buga	Rb-Sr/Bi-Anf	99±4	Brook, 1984
Stock de Cambumbia	K-Ar/RT	112±5	Restrepo, et al., 1991
Anfibolito G. Arquía	K-Ar/Anf	110±5	Restrepo e Toussaint, 1976
Xisto G. Arquía	K-Ar/Anf	108±12	Restrepo e Toussaint, 1976
Xisto G. Arquía	K-Ar/Anf	100±8	Toussaint e Restrepo, 1976
Migmatito de Pte. Peláez	K-Ar/Bi	110±10	Restrepo et al., 1978
Xistos talcosos E Medellín	K-Ar RT	105	Restrepo et al., 1978
Stock del Pescado	K-Ar/Bi	96±3	Hall et al., 1972
Batolito de Sabanalarga	K-Ar/Anf	98.2±3.5	González et al., 1978
Batolito de Sabanalarga	K-Ar/Bi	97±10	González et al., 1978
Gnaiss granítico de Palmitas	K-Ar/Bi	96±5	Restrepo et al., 1991
Anfibolitos de Medellín	K-Ar/Anf	105±5	Restrepo et al., 1991
Anfibolitos de Medellín	K-Ar/Anf	90.8±4.5	Restrepo e Toussaint, 1976
Anfibolitos de Medellín	K-Ar/Anf	90±10	Restrepo et al., 1991
Anfibolitos de Medellín	K-Ar/Anf	60±18	Restrepo et al., 1991
Batolito Antioqueño	K-Ar/Bi	84±3	Fujiyoshi et al., 1976
Batolito Antioqueño	K-Ar/Bi	80±3	Pérez, 1967
Batolito Antioqueño	K-Ar/Bi	72±3	Pérez, 1967
Batolito Antioqueño	Rb-Sr/Bi	68	Fujiyoshi et al., 1976
Batolito Antioqueño	Rb-Sr/Bi	60	Fujiyoshi et al., 1976
Formação Quebradagrande	K-Ar/RT	77±5	Restrepo et al., 1991
Gnaiss G. Ayurá Montebello	Rb-Sr/Bi	69	Fujiyoshi et al., 1976
Xistos de Medellín	K-Ar/Anf	108±12	Toussaint e Restrepo, 1976
Xistos de Medellín	Is. Rb-Sr	81±10	Restrepo et al., 1991
Xistos de Medellín	Rb-Sr	75	Restrepo et al., 1991
Xistos de Medellín	K-Ar/Bi	62±11	Restrepo et al., 1991
Batolito de Sonsón	K-Ar/Bi	69±3	Pérez, 1967
Diabasas de la Linea	K-Ar RT	75±8	Restrepo et al., 1991
Stock de Manizales	K-Ar/Bi	57±2	Brook, 1984
Stock de la Felisa	K-Ar/Anf	6.9±0.2	González, 1980
Stock de Marmato	K-Ar/Anf	6.3±0.7	González, 1980

Is. Rb-Sr : Isocrona Rb-Sr

Bi: biotita

Anf: anfibólio

Mu: muscovita

Pl: plagioclásio

RT: Rocha Total

C.C. Cordillera Central

Referências Bibliográficas

BROOK, M. (1984) New radiometric age data from S.W Colombia. Ingeominas. Report No 10. Misión Británica. Cali. 25 p.

CORREA, A; MARTENS, U. (2000). *Caracterización geológica de las anfibolitas de los alrededores de Medellín*. Medellín. Trabajo de Grado. Universidad Nacional de Colombia.

FAURE, D. (1978) Estudio geocronológico por el método Rb-Sr de los batolitos de la Cordillera Central. 2 parte del informe anual 1977 de la misión Colombia, Minatone Colombia (inédito) p. 1-12.

FUJIYOSHI, A; ISHIZAKA, K; HAYASE, I; TOKUYAMA, A. (1976) Metamorphic and igneous rocks from the Medellín – Yarumal and Santa Marta areas, Colombia and their Rb-Sr ages. *J. Geol. Soc. Japan*, 82(9): p. 559-563.

GONZÁLEZ, H. (1980) Geología de las Planchas 167 (Sonsón) e 187 Salamina. *Boletín Geológico*. Informe 1760. Ingeominas. Bogotá. 172p.

GONZÁLEZ, H; RESTREPO, J; TOUSSAINT, J. (1978). Edad radiométrica K/Ar del Batolito de Sabanalarga. *Publ. Esp. Geol. Univ. Nac. Medellín*. 8. p. 1-5.

HALL, R.; ALVAREZ, J; RICO, H. (1972) Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (subzona II-A). *Bol. Geológico Ingeominas*, 20 (1) Bogotá. p. 1-85

MAYA, M. (1992) Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. In: Ingeominas(eds.) *Boletín Geológico del Ingeominas* Vol 32, No 1-3 Bogotá. 188 p.

McCOURT, W, J; ASPDEN, J.A; BROOK, M. (1984) New Geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. In: *Journal of the Geological Society*, 141. p. 831-845.

PÉREZ, G. (1967) Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos. *Dyna Univ. Nacional*. 84. p. 27-31. Medellín.

RESTREPO, J.J. (1982) *Compilación de edades radiométricas de Colombia: Departamentos Andinos hasta 1982*. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 48 p.

RESTREPO, J.; TOUSSAINT, J. (1976) Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. *Publ. Esp. Geol. Universidad Nacional*, 61. p. 1-15. Medellín.

RESTREPO, J; TOUSSAINT, J. (1978) Ocurrencia del Precámbrico en las cercanías de Medellín, Cordillera central de Colombia. *Publ. Esp. Geol. Medellín*. 12. p. 1-11.

RESTREPO, J; GONZÁLEZ, H; TOUSSAINT, J; LINARES, E. (1978) Edad K-Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la cordillera Central. *Publ. Esp. Geol Univ. Nacional. Medellín*. p. 1-7.

RESTREPO, J; TOUSSAINT, J; GONZÁLEZ, H; CORDANI, U; KAWASHITA, K; LINARES, E; PARILA, C. (1991) Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano. In: *Simposio sobre Magmatismo Andino y su marco tectónico*. Memorias (Tomo 1). p. 1-22. Manizales.

RESTREPO, P.A. (1995) *Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data*. Thesis of PhD, University of Arizona. 195 p.

TOUSSAINT, J.F; RESTREPO, J.J. (1976) Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos. *Bol. Ciencias de la Tierra, Univ. Nacional*, 1. p. 1-47. Medellín.

VESGA, C; BARRERO, D. (1978) Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. In: *II Congreso colombiano de geología*. (eds.) II. Resumen. Bogotá. p. 21-31.