

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - UNESP
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM
GEOLOGIA REGIONAL
“CAMPUS” DE RIO CLARO

**ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DOS ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS
DURANTE OS PROCESSOS DE MIGMATIZAÇÃO**

Ivaldo Rodrigues da Trindade

Orientador: Prof. Dr. Jean Michel Legrand

Có-Orientador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Tese de Doutorado

Rio Claro, Julho de 2004

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - UNESP
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM
GEOLOGIA REGIONAL
“CAMPUS” DE RIO CLARO

**ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DOS ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS
DURANTE OS PROCESSOS DE MIGMATIZAÇÃO**

Ivaldo Rodrigues da Trindade

Orientador: Prof. Dr. Jean Michel Legrand

Có-Orientador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geociências

- Área de Concentração em Geologia Regional,
- Para obtenção do Título de Doutor em Geoquímica Isotópica

Rio Claro, Julho de 2004

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Jean Michel Legrand

Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

Prof. Dr. Antenor Zanardo

Prof. Dr. Jaziel Martin Sá

Prof. Dr. Elson Paiva Oliveira

Ivaldo Rodrigues da Trindade

Aluno

Rio Claro 04 de Abril de 2005

Resultado: Aprovado com Distinção

AGRADECIMENTOS

Quero deixar meus agradecimentos a todos que contribuíram de uma forma direta e indireta para o desenvolvimento da pesquisa aqui apresentada.

Agradeço especialmente ao CNPQ pelo financiamento das pesquisas bem como a bolsa (Processo 141641/2000-2) sem a qual não seria possível a realização da Tese. Também agradeço ao DPM da UNESP/Rio Claro por disponibilizar seus laboratórios de preparação de amostras para análises químicas e concentrações de minerais pesados. Ao DG-UFRN por disponibilizar o laboratório de preparação de amostras para análises químicas. Ao laboratório de geocronologia da UNB e laboratório de geocronologia da USP pelas determinações isotópicas Sm/Nd e Rb/Sr respectivamente. Ao laboratório de microsonda eletrônica da UNB por permitir que fizéssemos as análises químicas em minerais e ao laboratório de geoquímica isotópica do DPM-UNESP/Rio Claro por permitir que fizéssemos as aberturas químicas em amostras de rocha para análises Sm/Nd e Rb/Sr e em cristais de zircão e monazita para análise isotópica U/Pb.

Agradeço ao meu Orientador Prof. Dr. Jean Michel Legrand e Co-Orientador Prof. Dr. Elton Luiz Dantas pela orientação nos trabalhos de campo, laboratórios, discussões e dedicação ao desenvolvimento da tese, ao Prof. Peter C. Hackspacher por disponibilizar o laboratório de geoquímica isotópica da UNESP/Rio Claro, ao prof. Allen H. Fetter pela orientação e treinamento das técnicas laboratoriais para análises isotópicas. Aos Profs. Márcio Pimentel e Elton L. Dantas por agilizar as análises isotópicas e aos Doutores Simone Gioia e Jorge Laux pelas análises isotópicas realizadas no laboratório de geocronologia da UNB. Ao técnico Bruno e a profa. Margarita pelo apoio nos trabalhos laboratoriais na UNESP/Rio Claro.

Agradeço aos meus compadres Jair Furtunato Maia e Rielva Solimairy C. do Nascimento pelo apoio de mais de 15 anos nessa jornada, pelas discussões técnicas e momentos de lazer. Agradeço aos amigos da turma “Os nomar” Luiz, Leila, Laiz, Amarildo, Larissa, Harrizon, Auxiliadora, Danni, Daniel, Washington e esposa, Márcia, Samuel e Raquel pelos momentos de lazer e reflexão. Agradeço também aos funcionários do DPM-IGCE da UNESP que muito contribuíram para o desenvolvimento das pesquisas, como o Adilson, Junior, Vladimir, Laura, Nádia, Vânia, Neusinha, Maria Antônia e Fátima.

SUMÁRIO

Índice	i
Índice de Figuras	ii
Índice de Tabelas	iii
Resumo	iv
Abstract	v
I – Introdução	01
II – Métodos e Sistemas Isotópicos	03
III – Geologia Regional	15
IV – Migmatização: Problemática e Modelamento	20
RESULTADOS	42
V – Migmatização em Rochas Metassedimentares	43
VI – Migmatização em Ortognaisses Graníticos no Maçico Rio Piranhas	78
VII – Migmatização em Ortognaisses Tonalíticos a Granodiorítico no Maçico Rio Piranhas	122
VIII – Migmatização em Ortognaisses Tonalíticos Arqueanos do Maçico São José de Campestre	170
IX – Resumo das Discussões Finais	214
X – Referências Bibliográficas	228
XI – Apêndices	240

ÍNDICE

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	01
1.1 – APRESENTAÇÃO	01
1.2 – OBJETIVOS	02
CAPÍTULO II – MÉTODOS E SISTEMAS ISOTÓPICOS	03
2.1 – PROCEDIMENTOS DA AMOSTRAGEM	03
2.2 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E TERRAS RARAS ATRAVÉZ DO MÉTODO DE ISOCON (MESMA CONCENTRAÇÃO)	03
2.3 - SISTEMA Rb-Sr	04
2.4 - SISTEMA Sm-Nd	06
2.5 - SISTEMA U-Pb	09
2.6 – TÉCNICAS ANALÍTICAS	12
2.6.1 – PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS	12
2.6.2 – PROCEDIMENTO DE DIGESTÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISE Rb-Sr E Sm-Nd	12
2.6.3.1 - ETAPAS DE SEPARAÇÃO E PESAGEM DE ZIRCÃO E MONAZITA PARA ANÁLISE ISOTÓPICA U-Pb	13
2.6.3.2 – DISSOLUÇÃO DE CRISTAIS DE ZIRCÃO E DE MONAZITA	13
CAPÍTULO III - GEOLOGIA REGIONAL	15
3.1 - HISTÓRIA ARQUENA	15
3.2 - HISTÓRIA PALEOPROTEROZOICA	17
3.3 - HISTÓRIA MESOPROTEROZOICA	17
3.4 - HISTÓRIA NEOPROTEROZOICA	18
CAPÍTULO IV – MIGMATIZAÇÃO: PROBLEMÁTICA E MODELAMENTO	20
4.1 – FORMAÇÃO DE MIGMATITOS ESTROMÁTICOS: SISTEMA ABERTO VS SISTEMA FECHADO	20
4.2 – PETROGÊNESE E GEOQUÍMICA DE MIGMATITOS	24
4.2.1 – GERAÇÃO DE MIGMATITOS: FUSÃO PARCIAL	24
4.2.2 – MIGMATIZAÇÃO: SUBSOLIDUS VS SUPERSOLIDUS	29
4.2.3 - SEGREGAÇÃO E EXTRAÇÃO DA MASSA FUNDIDA	30
4.2.4 - PROCESSOS RETRÓGRADOS EM MIGMATITOS	31
4.2.5 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETRs)	32

4.2.6 - MIGMATIZAÇÃO E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	35
4.2.6.1 - MODELAMENTOS DAS SISTEMÁTICAS NA EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DE ROCHAS	37
CAPÍTULO V – MIGMATIZAÇÃO EM ROCHAS METASSEDIMENTARES	43
5.1 – INTRODUÇÃO	43
5.2 – PETROGRAFIA	44
5.3 - QUÍMICA MINERAL	49
5.3.1 – BIOTITA	49
5.3.2 – PLAGIOCLÁSIO	50
5.3.3 – GRANADA	51
5.3.4 – CORDIERITA	52
5.3.5 – OPACOS	54
5.3.6 – GEOTERMOBAROMETRIA	54
5.4 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS	57
5.4.1 – MOBILIDADE DE ELEMENTOS QUÍMICOS	56
5.4.2 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETRs)	62
5.4.3 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Rb-Sr e Sm-Nd.	64
5.5 – DISCUSSÕES.	69
QUÍMICA MINERAL, DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS.	69
QUÍMICA MINERAL, DE ELEMENTOS TRAÇOS Rb-Sr	70
QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Sm-Nd	74
DADOS GEOCRONOLÓGICOS	76
CAPÍTULO VI – MIGMATIZAÇÃO EM ORTOGNAISSES GRANÍTICOS NO MACIÇO RIO PIRANHAS.	78
6.1 – ORTOGNAISSE MIGMATITO DO COMPLEXO CAICÓ – AFLORAMENTO IL-11	78
6.2 – PETROGRAFIA	79
6.3 – QUÍMICA MINERAL.	84
6.3.1 – BIOTITA.	84
6.3.2 – FELDSPATOS.	85
6.3.3 – MINERAIS OPACOS.	86
6.3.4 – GEOTERMOBAROMETRIA.	87
6.4 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS.	90
6.4.2 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS NO AFLORAMENTO IL-11.	95
6.4.3 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.	98
6.4.3.1 – DADOS Rb-Sr E Sm-Nd.	98
6.4.3.2 - DADOS ISOTÓPICOS DE U-PB EM ZIRCÃO.	107
6.4.3.2.1 - DADOS ISOTÓPICOS DE U-PB EM ZIRCÃO POR DILUIÇÃO ISOTÓPICA.	107
6.4.3.2.1 - DADOS ISOTÓPICOS DE U-PB EM ZIRCÃO POR SHRIMP.	100
6.5 – DISCUSSÕES,	112
QUÍMICA MINERAL, DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS.	112
QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Rb-Sr e Sm-Nd.	113
DADOS GEOCRONOLÓGICOS	119

CAPÍTULO VII – MIGMATIZAÇÃO EM ORTOGNAISSES TONALÍTICO A GRANODIORÍTICO NO MAÇICO RIO PIRANHAS.	122
7.1. – GRANODIORITO DO COMPLEXO CAICÓ – AFLORNT0 IL-13.	122
7.2 PETROGRAFIA.	123
7.3 – QUÍMICA MINERAL	128
7.1.3 – BIOTITA	128
7.3.2 – FELDSPATOS	129
7.3.3 – ANFIBÓLIO	131
7.3.4 – GEOTERMOBAROMETRIA	133
7.4. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TERRA RARAS (ETRs)	138
7.4.1 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS DO AFLORAMENTO IL-13.	138
7.4.2 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS NO COMPLEXO CAICÓ	144
7.4.3 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	147
7.4.3.1 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Rb-Sr e Sm-Nd	147
7.4.3.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA U-Pb	155
7.5 – DISCUSSÕES	159
QUÍMICA MINERAL, DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS	159
QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Rb-Sr	159
QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Sm-Nd.	164
DADOS GEOCRONOLÓGICOS	167
CAPÍTULO VIII – MIGMATIZAÇÃO EM ORTOGNAISSES TONALÍTICOS ARQUEANOS DO MACIÇO SÃO JOSÉ DE CAMPESTRE.	170
8.1 - AFLORAMENTO IL-14 (AFLORAMENTO DA SERRA PRETA)	170
8.2 - APECTOS PETROGRÁFICOS	170
8.3 – QUÍMICA MINERAL	175
8.3.1 – BIOTITA	175
8.3.2 – PLAGIOCLÁSIO	176
8.3.3 – OPACOS	178
8.3.4 – GEOTERMOBAROMETRIA	179
8.4 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E TERRAS RARAS (ETRs)	182
8.4.1 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS	182
8.4.2 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS DO AFLORAMENTO IL-14.	187
8.4.3 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	189
8.4.3.1 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Rb-Sr e Sm-Nd	189
8.4.3.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA U-Pb	195
8.5 – DISCUSSÕES	201

QUÍMICA MINERAL, DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS	201
QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Rb-Sr	203
QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Sm-Nd.	208
DADOS GEOCRONOLÓGICOS	211
 <i>CAPÍTULO IX – RESUMO DAS DISCUSSÕES FINAIS</i>	 215
 CAPÍTULO X – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 228
 APÊNDICES	 240

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Arcabouço geológico regional da Província Borborema e localização dos afloramento no Domínio Rio Grande do Norte	16
Figura 4.1 – Modelos teóricos de processos de migmatização	22
Figura – 4.2. Projeção da linha cotética P-E ₅ e isothermas situadas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-água para pressão de 5 kb.	25
Figura – 4.3. Projeção da linha cotética P-E ₅ e isothermas situadas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-água para pressão de 7 kb.	26
Figura 4.4 – Diagrama mostrando a quantidade de massa fundida formada por reações na ausência de fluidos em rochas pelíticas e quartzo feldspática. (a) em pressão de 5 kb. (b) em pressão de 10 kb.	27
Figura 4.5 – Diagrama das isothermas dependentes da pressão e os volumes de massa fundida formada nas reações na ausência de fluidos em fontes como rochas metapelíticas e rochas quartzo feldspáticas. O conteúdo de água nas rochas sendo de 1%.	27
Figura 4.6 – Diagrama com as curvas de liquidus. Linhas cheias = curva de liquidus de Holtz et al.,(2001). Linha pontilhada = liquidus de Clemens & Vielzeuf (1987).	29
Figura 4.7 – Coeficientes de distribuição dos Elementos Terras Raras (ETRs) para Mineral/massa fundida de dacitos e riolitos	34
Figura 4.8 – Evolução do sistema Rb-Sr numa suíte de rochas ígneas cogenéticas	37
Figura 4.9 – Migmatização em sistema aberto, sistemática Rb/Sr	38
Figura 4.10 - Migmatização em sistema aberto, sistemática Rb/Sr	39
Figura 5.1 – Fotos do amostras do afloramento de Parelhas e fotomicrografias	47
Figura 5.2 -Fotos das afloramento de Parelhas e fotomicrografias	48
Figura 5.3 – Dados das amostras do afloramento de Parelhas no Diagramas com a projeção da linha cotética P-E ₅ e isothermas situadas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-H ₂ O.	55
Figura 5.4 – Gráficos isocon do paleossoma vs rocha total do migmatito do afloramento de Parelhas. (A) Diagrama com os dados de elementos maiores. (B) Diagrama com elementos traços.	58
Figura 5.5 – Gráfico isocon do paleossoma vs neossoma do migmatito do afloramento de Parelhas.	59
Figura 5.6 – Gráfico isocon do paleossoma vs melanossoma do migmatito do afloramento de Parelhas.	60
Figura 5.7 - Gráficos isocon do paleossoma vs leucossoma do migmatito do afloramento de Parelhas.	61
Figura 5.8 – Padrões de elementos Terras raras normalizados pelo condrito C1.	63
Figura 5.9 – Diagramas de variação de elementos terras raras com Kd semelhantes. (A) Diagrama La vs Ce. (B) Diagrama Yb vs Lu.	63

Figura 5.10 – Diagrama isotópico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵ_{Nd} das amostras do afloramento de Parelhas (A) em $t = 0.6$ Ga. (B) em $t = 0$.	64
Figura 5.11 – Diagrama de evolução com os valores de TDM em Ga e de ϵ_{Nd} (0) das amostras de micaxistos do afloramento da região de Parelhas.	64
Figura 5.12 – Diagramas isocrônicos $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com as amostras do afloramento de micaxistos da região de Parelhas.	67
Figura 5.13 - Diagramas isocrônicos $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ com as amostras do afloramento de micaxistos da região de Parelhas.	68
Figura 5.14 - Diagramas de correlações dos cátions K, Ca, Fe + Mg e Na + Ca com o Rb e o Sr das amostras do afloramento da região de Parelhas.	
Figura 5.15 - Diagramas com concentrações combinadas das amostras do afloramento da região de Parelhas. (A) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Rb/Sr. (B) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Ba/Sr. com os campos dos valores de fusão limitada pela biotita e o da fusão limitada pelo plagioclásio das amostras do afloramento da região de Parelhas. (C) Fe + Mg vs K/Ca. (D) Ca + Na vs K/Ca.	72
Figura 5.16 – Diagramas de mistura Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com os dados analíticos Rb-Sr do afloramento de Parelhas.	73
Figura 5.17 - Diagramas de correlações de cátions com Sm e Nd do afloramento da região de Parelhas. (A) Soma dos cátions Fe + Mg vs Sm. (B) Soma dos cátions Fe + Mg vs Nd. (C) Soma dos cátions Na + Ca vs Sm. (D) Soma dos cátions Na + Ca vs Nd.	74
Figura 5.18 - Diagramas de evolução de ϵ_{Nd} vs f (Sm/Nd) das amostras do afloramento de micaxistos da região de Parelhas. (A) ϵ_{Nd} em $t = 0.6$ Ga. (B) ϵ_{Nd} atual.	75
Fig. 6.1 – Fotos do afloramento IL-11 e fotomicrografias	81
Fig. 6.2 – Fotos de amostras do afloramento IL-11 e fotomicrografias	82
Figura 6.3 – Dados das amostras do afloramento IL-11. (A) e (C) Diagramas com a projeção da linha cotética P-E ₅ e isothermas situadas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-H ₂ O, com os teores de anortita projetados sobre as isothermas. Na Figura (B) e (D) os teores projetados sobre as isothermas é de quartzo.	87
Figura 6.4 – Dados das análises de microclínios (quadrados) e de plagioclásios (círculos) lançados no Diagrama ternário de feldspatos com as isothermas calculadas em 8 Kb usando o modelo de atividade de Fuhrman & Lindsley (1988).	88
Figura 6.5 – Gráficos isocon do afloramento IL-11 com os dados de elementos maiores e traços do paleossoma vs rocha total, paleossoma vs neossomas, paleossoma vs melanossoma, paleossoma vs leucossoma.	91-92
Figura 6.6 – Dados dos elementos Terra raras (ETRs) normalizados pelo condrito 1.	95
Figura 6.7 – Diagramas de variação de elementos terras raras. (A) Diagrama com Kd semelhantes La vs Ce. (B) Diagrama La/Yb vs La/Ce (adaptado de Koester, et al., 2001).	97
Figura 6.8 – Dados de Nd vs Sm/Nd para as rochas do afloramento IL-11. Adaptado de Faure (1988).	100
Figura 6.9 – Diagrama isotópico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ das amostras do afloramento IL-11 (Dickin, 1998).	101
Figura 6.10 - Diagrama com os valores de T _{DM} vs ϵ_{Nd} (t) das amostras do	

afloramento IL-11. As linhas tracejadas são nos valores da idade de cristalização da rocha em $t = 2.2$ Ga, calculada pelo método U/Pb, do evento transamazônico em $t = 2.0$ Ga e do evento brasileiro em $t = 0.6$ Ga.	102
Figura 6.11 – Diagrama com os valores de idades modelo $T_{DM}Sr$ vs $T_{DM}Nd$ das amostras do afloramento IL-11, com os valores de $T_{DM}Sr$ calculado a partir do modelo de manto empobrecido e de $T_{DM}Nd$ calculado depois de Goldstein et al. (1984).	103
Figura 6.12 - Diagramas isocrônicos Rb/Sr das amostras do afloramento IL-11. (A) com todas as amostras. (B) Diagrama com as amostras de neossoma, rocha total e leucossomas. (C) Diagrama com as amostras do paleossoma (12a) e do migmatito 11MS1 (rocha total). (D) Diagrama com as amostras do paleossoma (12a) e do leucossoma (11a). (E) Diagrama com as amostras do paleossoma e do leucossoma (11G).	105
Figura 6.13 - Diagramas isocrônicos Sm/Nd das amostras do afloramento IL-11. (A) com as amostras do afloramento IL-11 sem a do leucossoma (11a). (B) Diagrama com as amostras do paleossoma e do leucossoma (11G). (C) Diagrama com as amostras do 11MS1 (rocha total) com o leucossoma (11G). (D) Diagrama com as amostras do neossoma (11H) e do leucossoma (11G).	106
Figura 6.14 – Diagramas concórdia e fotos dos zircões datados das amostras do neossoma do afloramento IL-11. (A) Diagrama com todas as frações analisadas deram um valor do MSWD muito elevado. (B) Diagrama sem as frações LI94.72, LI95 M(-1) e 11d M(4). Notar que o valor do MSWD diminuiu sensivelmente. (C) Tipo dos cristais de zircão 11a e 11c. (D) Tipo dos cristais de zircão da amostra 11d.	108
Figura 6.15 – Diagrama concórdia Tera-Wasserburg ($^{207}Pb/^{206}Pb$ versus $^{238}U/^{206}Pb$) com os dados U-Pb da amostra IL-11.	111
Fig. 6.16 - Diagramas de correlações dos cátions K, Ca, Fe + Mg e Na + Ca com o Rb e o Sr das amostras do afloramento IL-11.	116
Figura 6.17 - Diagramas com concentrações combinadas das amostras do afloramento IL-11. (A) $Fe_2O_3 + MgO$ vs Rb/Sr. (B) $Fe_2O_3 + MgO$ vs Ba/Sr com os campos dos valores de fusão limitada pela biotita e o da fusão limitada pelo plagioclásio das amostras do afloramento IL-11. Adaptado de McDermon et al. (1996). (C) Fe + Mg vs K/Ca. (D) Ca + Na vs K/Ca.	117
Figura 6.18 - Diagramas de correlações de cátions do afloramento IL-11. (A) Soma dos cátions Fe + Mg vs Sm. (B) Soma dos cátions Fe + Mg vs Nd. (C) Soma dos cátions Na + Ca vs Sm. (D) Soma dos cátions Na + Ca vs Nd.	118
Figura 6.19 - Diagramas de evolução de ϵ_{Nd} vs f (Sm/Nd) das amostras do afloramento IL-11. A) ϵ_{Nd} em $t = 2.2$ Ga. B) ϵ_{Nd} em $t = 2.0$ Ga. C) ϵ_{Nd} em $t = 0.6$ Ga.	119
Figura – 6.20 – Diagrama isocônico Rb/Sr com os valores de idade de cristalização U/Pb das rochas do afloramento IL-11, idade isocrônica Rb/Sr com a amostra do paleossoma e idade isocrônica Rb/Sr das amostras de neossoma e leucossoma.	120
Figura 6.21 – Diagrama isocônico Sm/Nd com os valores de idade de cristalização U/Pb = a idade isocrônica Sm/Nd com as amostras do paleossoma e	

migmatito, e idade isocrônica Sm/Nd das amostras de neossoma e leucossoma.	121
Figura 7.1 – Fotos do afloramento IL-13 e fotomicrografias	126
Figura 7.2 – Fotos de amostras do afloramento IL-13 e fotomicrografias	127
Figura 7.3 – Amostras do afloramento IL-13 lançadas nos diagramas com a projeção da linha cotética P-E ₅ e isothermas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-H ₂ O. (A) e (B) para pressão d'água de 5 Kb e (C) e (D) para pressão d'água de 7 Kb	136
Figura 7.4 – Dados de Albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) em % molares de plagioclásios e microclínios do afloramento IL-13 lançados no Diagrama ternário de feldspatos com as isothermas calculadas para uma pressão de 8 Kb	137
Figura 7.5 – Diagramas isocon do paleossoma (13e) com as amostras de rocha total (13I) = paleossoma + melanossoma + leucossoma (7.5A e 7.5B). Paleossoma (13e) com a amostra (13h) mesossoma (7.5C e 7.5D). Paleossoma (13e) com (13d) melanossoma (7.5E e 7.5F). Paleossoma (13e) com a amostra (13g) leucossoma (7.5G e 7.5H). Paleossoma (13e) com (13b) leucossoma (7.5I e 7.5J). Paleossoma (13e) com (13a) leucossoma (7.5L e 7.5M).	140-141
Figura 7.6 – Dados dos elementos terras raras (ETRs) do afloramento IL-13 normalizados pelo condrito 1.	144
Figura 7.7 – Diagramas de variação de elementos terras raras com Kd semelhantes. (A) Diagrama La vs Ce e (B) Yb vs Lu foram adaptados de Koester, et al. (2001) e (C) MgO vs Fe ₂ O ₃ e (D) MgO vs TiO ₂	146
Figura 7.8 – Dados Nd vs Sm/Nd para as amostras do afloramento IL-13.	149
Figura 7.9 – Diagrama isotópico ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs ε _{Nd} das amostras do afloramento IL-13. (A) em T = 2.0 Ga. (B) em T = 0.6 Ga. (C) em T = 0.	150
Figura 7.10 – Diagrama dos valores de T _{DM} vs ε _{Nd} (0) das amostras do afloramento IL-13. A linha descontínua em t = 2.2 Ga é o valor da idade de cristalização da rocha calculada pelo método U/Pb e em 2.0 Ga e 0.6 Ga são os valores das idades dos dois principais eventos regionais.	151
Figura 7.11 - Diagrama com os valores de idades modelos T _{DM} Sr das amostras do afloramento IL-13 calculados a partir do modelo de manto empobrecido e de T _{DM} Nd calculado depois de Goldstein et al. (1984).	152
Figura 7.12 – Diagramas isocrônicos Rb/Sr das amostras do afloramento IL-13.	153
Figura 7.13 – Diagramas isocrônicos Sm/Nd das amostras do afloramento IL-13.	154
Figura 7.14 – (A) e (B) Diagramas concórdia com os dados U-Pb obtidos em populações de cristais de zircão da amostra do paleossoma (13e). (C) Foto do tipo de cristais analisados.	156
Figura 7.15 – (A, B, C e D) Diagramas concórdia com os dados U-Pb obtidos em populações de cristais de zircão da amostra do leucossoma (13L). (E) Foto do tipo de cristais analisados.	158
Figura 7.16 – Diagramas de correlações dos cátions K, Ca, Fe + Mg e Na + Ca com o Rb e o Sr das amostras do afloramento IL-13.	161
Figura 7.17 – Diagramas com concentrações combinadas das amostras do afloramento IL-13. (A) Fe ₂ O ₃ + MgO vs Rb/Sr. (B) Fe ₂ O ₃ + MgO vs Ba/Sr. com os campos dos valores de fusão limitada pela biotita e o da fusão limitada pelo plagioclásio das amostras do afloramento IL-13. Adaptado de McDermont et al. (1996). (C) Fe + Mg vs K/Ca. (D) Ca + Na vs K/Ca.	162
Figura 7.18 – Diagramas de mistura com os dados analíticos Rb-Sr do afloramento IL-13 de Caicó. (A) Sr vs ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr com valores recalculados para t = 2,2 Ga. (B) Sr vs ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr com os valores atuais.	163
Figura 7.19 - Diagramas de correlações de mineral e cátions do afloramento IL-	

13. A) Biotita vs Sm. B) Biotita vs Nd. C) Soma dos cátions Fe + Mg vs Sm. D) Soma dos cátions Fe + Mg vs Nd. E) Soma dos cátions Na + Ca vs Sm. F) Soma dos cátions Na + Ca vs Nd..	165
Figura 7.20 – Diagramas de evolução de ϵ_{Nd} vs f (Sm/Nd) das amostras do afloramento IL-13. A) ϵ_{Nd} em $t = 2.2$ Ga. B) ϵ_{Nd} em $t = 2.0$ Ga. C) ϵ_{Nd} em $t = 0.6$ Ga. D) ϵ_{Nd} atual..	167
Figura 7.21 – Diagrama isocrônico Rb/Sr com os valores de idade de cristalização U/Pb das rochas do afloramento IL-13, idade isocrônica Rb/Sr com amostra do paleossoma e idade isocrônica Rb/Sr das amostras do leucossoma.	168
Figura 7.22 – Diagrama isocrônico Sm/Nd com os valores das idades isocrônicas das amostras do paleossoma, leucossoma e paleossoma + neossoma.	169
Figura 8.1 – Fotos do afloramento IL-14 e fotomicrografias	171
Figura 8.2 – Fotos de amostras do afloramento IL-14 e fotomicrografias	172
Figura 8.3 – Amostras do afloramento IL-14 lançadas nos diagramas com a projeção da linha cotética P-E ₅ e isothermas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-H ₂ O. (A) e (B) para pressão d'água de 5 Kb e (C) e (D) para pressão d'água de 7 Kb.	180
Figura 8.4 – Diagrama com as projeções das curvas de solidus de Johannes (1978) e de liquidus de Johannes (1983) e Yoder (1968) para a composição cotética no sistema Qz-Ab-An-H ₂ O na pressão (PH ₂ O) de 5 kb.	181
Figura 8.5 – Diagramas isocon de elementos maiores e traços das amostras do afloramento IL-14.	184-185
Figura 8.6 - Diagrama de elementos terras raras do afloramento IL-14 (Serra Preta), normalizados pelo condrito 1 de Boynton (1984).	187
Figura 8.7 – Diagramas de variação de elementos terras raras com Kd semelhantes com os dados das amostras do afloramento IL-14. (A) Diagrama La vs Ce e (B) Yb vs Lu.	188
Figura 8.8 – Dados Nd vs Sm/Nd para as amostras do afloramento IL-14.	190
Figura 8.9 – Diagrama isotópico $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $\epsilon_{Nd(t)}$ das amostras do afloramento IL-14. (A) em $t = 3.25$ Ga. (B) em $t = 2.2$ Ga. (C) em $t = 2.0$ Ga. (D) em $t = 0.6$ Ga.	191
Figura 8.10 – Diagrama dos valores de T_{DM} vs $\epsilon_{Nd(0)}$ com os valores de ϵ_{Nd} em $t = 3.2$ Ga, $t = 2.2$ Ga e $t = 0.6$ Ga calculados pelo método U/Pb.	192
Figura 8.11 – Diagrama com os valores de idades modelos $T_{DM}(Sr)$ vs $T_{DM}(Nd)$ das amostras do afloramento IL-14.	193
Figura 8.12 – Diagramas isocrônicos Rb/Sr para as amostras do afloramento IL-14. (A) Com todas as amostras. (B) Com as amostras do paleossoma 1 e 2. (C) Com as amostras do leucossoma com as de rocha total. (D).	194
Figura 8.13 – Diagramas isocrônicos Sm/Nd para as amostras do afloramento IL-14.	195
Figura 8.14 – Fotos dos cristais de zircão analisados. (A) Cristais de zircão analisado da amostra do paleossoma (14D). (B, C e D) Cristais analisados das amostras do leucossoma 1 (14M) e do leucossoma 2 (14J).	196
Figura 8.15 – Diagramas concórdia com os dados U-Pb obtidos em populações de cristais de zircão e de monazita (Mz) da amostra do paleossoma 2 (14D) e dos leucossomas (14M e 14L3).	200
Figura 8.16 – Diagramas de correlações dos cátions K, Ca, Fe + Mg e Na + Ca com o Rb e o Sr das amostras do afloramento IL-14.	204
Figura 8.17 – Diagramas com concentrações combinadas das amostras do afloramento IL-14. (A) $Fe_2O_3 + MgO$ vs Rb/Sr. (B) $Fe_2O_3 + MgO$ vs Ba/Sr. com	206

os campos dos valores de fusão limitada pela biotita e o da fusão limitada pelo plagioclásio das amostras do afloramento IL-14. Adaptado de McDermont et al. (1996). (C) Fe + Mg vs K/Ca. (D) Ca + Na vs K/Ca.	
Figura 8.18 – Diagramas de mistura com os dados analíticos Rb-Sr do afloramento IL-14. (A) Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.	207
Figura 8.19 - Diagramas de correlações de mineral e cátions do afloramento IL-14. A) Biotita vs Sm. B) Biotita vs Nd. C) Soma dos cátions Fe + Mg vs Sm. D) Soma dos cátions Fe + Mg vs Nd. E) Soma dos cátions Na + Ca vs Sm. F) Soma dos cátions Na + Ca vs Nd..	209
Figura 8.20 – Diagramas de evolução de ϵ_{Nd} vs f (Sm/Nd) das amostras do afloramento IL-14.	210
Figura 8.21 – Diagramas concórdia integrando as discórdias U/P dos cristais de zircão do afloramento IL-14.	211
Figura 8.22 – Diagrama isocrônico Rb/Sr do afloramento IL-14	213
Figura 8.23 – Diagrama isocrônico Sm/Nd do afloramento IL-14	213

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 – Concentrações médias aproximadas de Rb-Sr e Sr em materiais geológicos	05
Tabela 2.2 – Alguns dos principais minerais formadores de rochas com suas concentrações de Sm e Nd e razões Sm/Nd	08
Tabela 5.1 – Composição mesonormativa calculada pelo programa Newpet para as amostras do afloramento PA	43
Tabela 5.2 – Composição modal estimada para as amostras do afloramento PA	43
Tabela 5.3 – Valores mínimos e máximos expressos em número de cátions de Mg, Ti, Fe e razões catiônico Mg/Fe com suas médias das amostras PA-01b e PA-04.	48
Tabela 5.4A – Dados das concentrações em porcentagem recalculadas de albita, ortoclásio e anortita de plagioclásios da amostra do paleossoma PA-01b.	50
Tabela 5.4B – Dados das concentrações em porcentagem recalculadas de albita, ortoclásio e anortita de plagioclásios da amostra do neossoma PA-04.	50
Tabela 5.5 – Tabela com os dados químicos expressos em números de cátions das granadas do paleossoma (PA-01b) e do Neossoma (PA-04).	51
Tabela 5.6 – Tabela com os dados químicos expressos em número de cátions das cordieritas do paleossoma (PA-01b) e do Neossoma (PA-04).	52
Tabela 5.7 – Tabela com os dados químicos expressos em número de cátions dos minerais opacos do paleossoma (PA-01b) e do Neossoma (PA-04).	60
Tabela 5.9 – Dados analíticos de Rb-Sr das amostras do afloramento de Parelhas.	63
Tabela 5.10 – Dados analíticos de Sm-Nd das amostras do afloramento de Parelhas.	63
Tabela 6.1 – Composição mesonormativa calculada pelo programa Newpet para as amostras do afloramento IL-11.	78
Tabela 6.2 – Composições modais estimadas das amostras do afloramento IL-11.	78
Tabela 6.3 – Dados das amostras de paleossoma e do neossoma do afloramento IL-11.	83
Tabela 6.4 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos dos plagioclásios das amostras de paleossoma (12a) e leucossoma (11L) do afloramento IL-11.	84
Tabela 6.5 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) dos cristais de microclínio das amostras de paleossoma (12a) e neossoma (11L) do afloramento IL-11.	85
Tabela 6.6 – Dados químicos de cristais de magnetita expressos em número de cátions do paleossoma (12aOp) e do leucossoma (11LOp).	85
Tabela 6.7 – Dados isotópicos de Rb-Sr das amostras do afloramento IL-11.	97
Tabela 6.8 – Dados isotópicos de Sm-Nd das amostras do afloramento IL-11.	99

Tabela 6.9 – Dados isotópicos U-Pb em cristais de zircões do afloramento IL-11 obtidos por diluição isotópica.	101
Tabela 6.10 – Dados analíticos U-Pb em cristais de zircões do paleossoma do afloramento IL-11 por microsonda eletrônica do tipo SHRIMP.	108
Tabela 7.1 – Composição mesonormativa calculada pelo programa Newpet para as amostras do afloramento IL-13.	122
Tabela 7.2 – Composição modal (em %) estimada das seções delgadas do afloramento IL-13	123
Tabela 7.3 – Dados de cristais de biotita do paleossoma e do leucossoma do afloramento IL-13. Faixas de valores dos números de íons de Mg, Ti e Fe e suas médias, e as faixas dos valores das frações molares de XMg, XTi e XFe com suas médias.	127
Tabela 7.4 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagens de moles recalculados para 100% dos plagioclásios da amostra 13MS2 e da amostra 13L1 do afloramento IL-13.	129
Tabela 7.5 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagens de moles recalculados para 100% dos cristais de microclínio das amostras 13MS2 e 13L1 do afloramento IL-13.	130
Tabela 7.6 – Dados analíticos dos cristais de anfibólio do leucossoma (13L1) do afloramento IL-13.	131
Tabela 7.7 – Tabela com os dados de pressão calculados pelo geobarômetro de Al ^T (Schmidt, 1992) em hornblenda da amostra do leucossoma do afloramento IL-13L.	133
Tabela 7.8 – Tabela com os dados de temperatura calculados pela saturação de zircônio segundo Watson (1988).	134
Tabela 7.9 – Dados isotópicos de Rb-Sr das amostras do afloramento IL-13.	146
Tabela 7.10 – Dados isotópicos de Sm-Nd das amostras do afloramento IL-13.	146
Tabela 7.11 – Dados isotópicos U-Pb em zircões do afloramento IL-13.	151
Tabela 8.1 – Composição mesonormativa calculada pelo programa Newpet para as amostras do afloramento da Serra Preta (IL-14).	170
Tabela 8.2 – Composição modal estimada para as amostras do afloramento IL-14.	170
Tabela 8.3 – Dados de cristais de biotita do paleossoma e do leucossoma do afloramento IL-14. Faixas de valores dos números de íons de Mg, Ti e Fe e suas médias, e as faixas dos valores das frações molares de XMg, XTi e XFe com suas médias.	174
Tabela 8.4 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos plagioclásios da amostra do paleossoama-1 (14O) do afloramento IL-14.	176
Tabela 8.5 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos plagioclásios da amostra do paleossoma-2 (14-2C4) do afloramento IL-14.	176
Tabela 8.6 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos plagioclásios da amostra de melanossoma (14-2C3) do afloramento IL-14.	176

Tabela 8.7 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos plagioclásios da amostra de leucossoma (14-2C1 e 14-2C2) do afloramento IL-14.	177
Tabela 8.8 – Dados químicos de cristais de magnetita do paleossoma-1 (14O) e do paleossoma-2 (14-2C4) do afloramento IL-14.	177
Tabela 8.9 – Dados químicos de cristais de magnetita do melanossoma (14-2C3) e do leucossoma (14-2C1) do afloramento IL-14.	178
Tabela 8.10 – Tabela com os dados de temperatura do afloramento IL-14 calculados pela saturação de zircônio segundo Watson (1988).	179
Tabela 8.11 – Dados isotópicos de Rb-Sr das amostras do afloramento IL-14. O erro das análises foi de $\pm 2\sigma$ para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.	189
Tabela 8.12 – Dados analíticos de Sm-Nd das amostras dos migmatitos do Maciço São José de Campestre.	189
Tabela 8.13 – Dados isotópicos U-Pb de cristais de zircão e de monazita (Mz) das amostras do paleossoma-2 (14D) e dos leucossomas (14M e 14L3 = 14J) afloramento IL-14.	197

RESUMO

Foram usados estudos de mobilidade de elementos geoquímicos, isotópicos e petrológicos para investigar o comportamento dos isótopos radiogênicos Rb/Sr, Sm/Nd e U/Pb na formação de migmatitos estromáticos e diatexiticos em três ambientes geotectônicos distintos. Os estudos foram realizados em migmatitos derivados de rochas metassedimentares do Grupo Seridó que teve deposição e metamorfismo no Neoproterozóico, em ortognaisses migmatíticos de composição granítica e tonalítica do Complexo Caicó de idade Paleoproterozóica e em ortognaisses migmatíticos de composição tonalítica do Complexo Presidente Juscelino no Maciço São José de Campestre de idade Arqueana. Os resultados nos micaxistos do Grupo Seridó mostraram que os leucossomas foram gerados por exsudações de quartzo e feldspatos formados a partir dos elementos Na, Ca e Si liberados do paleossoma pela fusão parcial que se individualizaram como veios. O Rb permaneceu imóvel no sistema e Sr perdeu massa, enquanto Sm e Nd permaneceram imóveis. As sistemáticas isotópicas Rb/Sr e Sm/Nd foram fortemente afetadas durante o processo de migmatização, fornecendo idades sem significado geológico. Dois afloramentos de ortognaisses migmatíticos de idade Paleoproterozóico do Complexo Caicó foram estudados, no primeiro de composição granítica, todos os elementos maiores apresentaram mobilização, com a quantidade de perda de massa de Na, K, Ca e Al do paleossoma foi inferior ao ganho de massa destes elementos no leucossoma, indicando migmatização em sistema aberto. O Rb no geral perdeu massa e o Sr ganhou massa. Sm e Nd ganharam massa, mas esse último em quantidade menor, estes elementos são dependentes da desestabilização dos minerais biotita, feldspatos e a apatita. Os elementos Zr e U no geral ganharam massa e Pb perdeu massa. A desestabilidade dos minerais acessórios como zircão, apatita e allanita controlam o comportamento destes elementos. Os dados isotópicos mostraram no paleossoma, a sistemática Rb/Sr foi muito afetada pela migmatização e a sistemática Sm/Nd, mesmo em alguns casos fornecendo idade coerente com a idade de cristalização da rocha, também foi afetada. As análises U/Pb em cristais de zircão das amostras do paleossoma e neossoma por diluição isotópica e por SHRIMP mostraram idades iguais, com valores em torno de 2200 Ma. O segundo afloramento de idade Paleoproterozóica é de migmatitos de composição tonalítica a granodiorítica. Na comparação entre o paleossoma e a rocha total, o estudo de mobilidade de elementos químicos mostrou que os maiores permaneceram imóveis no processo de migmatização com exceção dos voláteis, indicando migmatização em sistema fechado. O Rb e Sr permaneceram imóveis e Sm e Nd perderam massa. U e Pb tiveram pequeno ganho de massa e o Th e o Zr perderam massa. Os dados Rb/Sr forneceram idades sem significado geológico em função da perturbação na sua sistemática isotópica. Os valores obtido com a sistemática Sm/Nd é coerente com a idade de cristalização do paleossoma. Os dados U/Pb em cristais de zircão do paleossoma e leucossoma deram valores em torno de 2200 Ma. No Complexo Presidente Juscelino, os ortognaisses migmatíticos Arqueanos estudados mostraram que os elementos maiores que foram mobilizados no processo de migmatização foram apenas o K que ganhou massa e o Mg e os voláteis com perda de massa, indicando que ocorreu introdução de material externo rico em K. O Rb e o Sr ganharam massa, Sm e Nd não foram mobilizados. Os elementos U, Pb e Th perderam massa e Zr foi imóvel. As sistemáticas isotópicas Rb/Sr e Sm/Nd foram fortemente perturbadas com os valores das idades sem significado geológico. Os dados U/Pb em cristais de zircão do paleossoma deram idade em torno de 3250 Ma correspondendo a idade de cristalização e os cristais de monazita deram valores em torno de 2000 Ma. Os dados U/Pb de zircão e de monazita do leucossoma deram idade em torno de 2100 Ma correspondendo a idade de um primeiro evento de migmatização. Os interceptos inferiores deram valores de idades em torno de 575 Ma, mostrando influência de um segundo evento de migmatização.

ABSTRACT

Studies of chemical elements mobility, isotopics and petrologic were used to investigate the behavior of the radiogenic isotope Rb/Sr, Sm/Nd and U/Pb in the formation of, estromatics migmatites and diatexites in three different tectonic setting. The studies were accomplished in derived migmatites of metasedimentary rocks of the Seridó Grup Seridó that had deposition and metamorphism in Neoproterozoico, in migmatitics orthogneisses of granitic and tonalitic composition of the Caicó Complex of Paleoproterozoic age and in migmatitics orthogneisses of tonalitic composition of the President Juscelino Complex in São José de Campestre Massif of Archaean age. The results in mica-schist's Seridó Grup showed that the leucosome was generated by exsudation of quartz and feldspars formed starting from the elements In the Ca and Si liberated of the paleosome for the melting partial that were individualized as veins. The Rb stayed immobile in the system and Sr lost mass, while Sm and Nd stayed immobile. The isotopics systematics Rb/Sr and Sm/Nd were strongly affected during the process migmatization, supplying ages without geological meaning. Two outcropping of orthogneisses migmatitics of age Paleoproterozoic of the Caicó Complex were studied, in the first of composition granitic all of the larger elements presented mobilization, with the amount of mass loss of In the, K, Ca and Al of the paleosome were smaller to the earnings of mass of these elements in the leucosome, indicating migmatization in open system. Rb in the general lost mass and Sr gain mass. Sm and Nd gain mass, but that last one in smaller amount, these elements are dependents of the desestabilized of the biotite, feldspar and apatite minerals. The elements Zr and U in the general gain mass and Pb lost mass. The desestabilized of the accessory minerals as zircon, apatite and allanite control the behavior of these elements. The data isotopics showed in the paleosome, systematic Rb/Sr was very affected for the migmatization and systematic Sm/Nd, even in some cases supplying coherent age with the age of crystallization of the rock, it was also affected. The analyses U/Pb in crystals of zircon of the samples of the paleosome and neosom for dilution isotopic and for SHRIMP they showed same ages, with values around 2200 Ma. The second outcropping of age Paleoproterozoic is of migmatites of tonalitic the granodioritic composition. In the comparison between the paleosome and the total rock, the study of mobility of chemical elements showed that the largest stayed immobile in the migmatization process except for the volatile ones, indicating migmatization in closed system. Rb and Sr stayed immobile and Sm and Nd lost mass. U and Pb had small mass earnings and Th and Zr lost mass. The data Rb/Sr supplied ages without geological meaning in function of the disturbance in his systematic isotopic. The values obtained with systematic Sm/Nd is coherent with the age of crystallization of the paleosome. The data U/Pb in crystals of zircon of the paleosome and leucosome gave values around 2200 Ma. In the President Juscelino Complex, the Archaean migmatitics orthogneisses studied showed that the largest elements than they were mobilized in the migmatization process K that gain mass and Mg and the volatile with mass loss were just, indicating that it happened introduction of material external K- rich. Rb and Sr gain mass, Sm and Nd were not mobilized. U, Pb and Th lost mass and Zr was immobile. The systematic isotopics Rb/Sr and Sm/Nd were disturbed strongly with the values of the ages without geological meaning. The data U/Pb in crystals of zircon of the paleosome gave age around 3250 Ma corresponding the crystallization age and the monazite crystals gave values around 2000 Ma. The data zircon U/Pb and of monazite of the leucosome they gave age around 2100 Ma corresponding the age of a first migmatization event. The lower intercepts gave values of ages around 575 Ma, showing influence of a second migmatização event.

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1.1– APRESENTAÇÃO

A compreensão do comportamento dos isótopos radiogênicos em função do tipo de migmatização, é muito importante para as interpretações dos dados de geoquímica isotópica dessas rochas. Com isso, no desenvolvimento dessa Tese, estudou-se minuciosamente os aspectos relacionados à petrogênese, estudo da mobilidade de elementos químicos e geoquímica de migmatitos. Para o caso de estudo de mobilidade química de elementos durante a migmatização, é importante que se tenha o conhecimento dos processos envolvidos na formação dos migmatitos em questão. As rochas migmatíticas são formadas por diferentes mecanismos que atuam numa rocha parental ou paleossoma gerando mobilizados anatéticos de composição distinta do seu paleossoma. Estes mecanismo são: (i) fusão parcial e segregação da fusão inicial; (ii) diferenciação metamórfica “subsolidus”, através de processos mecânicos e/ou químicos; (iii) injeção lit-par-lit (camada-por-camada) de um magma granítico ao longo dos planos de foliação e (iv) metassomatismo com introdução de K, ou menos freqüente de Na.

Os dois primeiros mecanismos se processam em sistema fechado enquanto os dois últimos em sistema aberto. A determinação exata de qual ou quais mecanismos atuaram na formação de um migmatito é fundamental para a determinação de quais os elementos que permaneceram imóveis e quais foram mobilizados durante os processos de migmatização.

A origem e a atuação dos processos geológicos responsáveis pela migmatização das rochas, foram e permanecem sendo muito controversos no contexto dos estudos em terrenos metamórficos e magmáticos. Os migmatitos podem ser formados por diferentes mecanismos ou mesmo pela atuação integrada de dois ou mais processos. As partes de um migmatito descritas por Mehnert (1968) e Ashworth (1985) se resumem em paleossoma que é a rocha protólito não migmatizada, o mesossoma que é um paleossoma migmatizado, trata-se de um restito após a segregação da massa fundida (Powell & Downes, 1990; Greenfield et al., 1998; Kriegsman & Hensen, 1998). O neossoma é formado pelo melanossoma que é a porção mais escura do migmatito ocorrendo no contato entre paleossoma e leucossoma, geralmente é rico em minerais máficos como biotita, e a segunda porção do neossoma é o leucossoma que é a porção félsica do migmatito.

Para a realização das pesquisas foram selecionadas três áreas de migmatitos geologicamente bem estudadas inseridas em contextos geodinâmicos distintos, a primeira

localizada no Maciço São José de Campestre, que já conta com estudos geocronológicos realizado por Dantas *et al.* (1995, 1997), Dantas (1996) e onde foi realizado um estudo parcial de geoquímica e dos processos de migmatização por Costa (1997). A segunda área pertence aos complexos São Vicente/Florânia-Caicó inseridos no Maciço Jardim de Piranhas que ocupa a porção a oeste da Faixa Seridó e a terceira área pertence a unidade de topo das rochas metassedimentares do Grupo Seridó.

Nos afloramentos de migmatitos foram coletadas amostras tanto para análises do comportamento geoquímico de elementos maiores, traços e terras raras quanto das suas mobilidades durante os processos de migmatização. Estes estudos forneceram subsídios para as interpretações da geoquímica isotópica utilizando-se as sistemáticas Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb nos paleossomas e mobilizados anatéticos, incluindo-se mesossomas, leucossomas e melanossomas. Durante o desenvolvimento da Tese realizou-se uma análise intensiva dos dados da literatura sobre migmatitos e das áreas migmatizadas específicas, sob o ponto de vista geoquímico e isotópico. Estes estudos forneceram a base para a obtenção de alguns dados prévios acerca do comportamento dos isótopos radiogênicos durante os processos de migmatização.

1.2 - OBJETIVOS

O principal propósito dessa pesquisa foi interpretar o comportamento dos elementos maiores, menores, traços e dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento do processo de migmatização em 4 afloramentos de migmatitos localizados em 3 contextos geológicos diferentes. Testou-se esse comportamento em função do tipo de migmatização, seja em sistema geoquimicamente fechado ou em sistema aberto, comparando-se os resultados químicos das diferentes partes constituintes dos migmatitos com os valores de modelamentos teóricos existentes na literatura. Este estudo também ajudaram a entender a mobilização de fluidos em ambientes geológicos de altas temperaturas e compreender processos formadores de rochas por fusão parcial desenvolvidas durante a evolução da Província Borborema.

Também reavaliou-se casos da literatura, onde em geral não foi analisado e definido o tipo de migmatização. Aplicou-se um estudo de mobilidade dos elementos químicos entre paleossoma, leucossoma e melanossoma através do balanço de massa a fim de definir os tipos de migmatização. A partir da reavaliação dos dados da literatura, acrescentada da definição do tipo de migmatização, procurou-se estabelecer regras de interpretações geocronológicas em rochas migmatíticas.

CAPÍTULO II –MÉTODOS E SISTEMAS ISOTÓPICOS

2.1 –PROCEDIMENTOS DA AMOSTRAGEM

As amostras para os estudos geoquímicos e isotópicos foram coletadas em afloramentos chaves, tomando-se todos os cuidados para que as mesmas fossem representativas dos paleossomas e dos neossomas dos principais tipos de migmatitos que ocorrem nas regiões e nos diferentes contextos geológicos do Terreno Rio Grande do Norte. Os volumes das amostras foram suficientes para se realizar as análises de rocha total e das porções que constituem os migmatitos em separado, que incluem paleossoma, mesossoma, melanossoma e leucossoma.

Confeccionou-se seções delgadas polidas das porções dos migmatitos para estudos petrográficos e análises por microsonda eletrônica. Todas as amostras foram submetidas aos processos de preparação mecânica para realização dos estudos de mobilidade química e isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd (britagem, quarteamento, moagem na fração < 300 *mesh* e separação de minerais). Para o estudo isotópico U-Pb, a fração de interesse foi a < 60 *mesh* cujos minerais pesados (zircão, titanita, monazita, granada, apatita etc) foram concentrados por bateamento. Separou-se os minerais zircão e monazita dos demais utilizando-se um eletroímã (o separador magnético *FRANTZ*). A preparação química para a realização dos estudos de mobilidade química constaram das confecções de pastilhas fundidas para análise dos elementos maiores, e prensadas para os elementos traços.

2.2 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E TERRAS RARAS ATRAVÉS DO MÉTODO DE ISOCON (MESMA CONCENTRAÇÃO)

O principal objetivo da utilização do método de isocon desenvolvido por Grant (1986) foi a realização de estudos do comportamento dos elementos químicos quanto a sua mobilidade durante o processo de migmatização. Usando-se um gráfico com sistema de eixos cartesiano, quando as concentrações dos componentes da rocha original, no caso o paleossoma ou mesossoma, são lançadas no eixo X e os da rocha transformada, os mobilizados anatéticos, são lançadas no eixo Y, as concentrações dos elementos imóveis ou aqueles cujas concentrações sofreram modificações apenas relativa à uma perda ou ganho de volume da rocha, seus pontos analíticos devem se dispor de uma forma que se defina uma reta que passe pela origem do gráfico sendo denominada de reta isocon. Já os elementos que se mobilizaram, vão cair acima dessa reta, se tiver ocorrido ganho de massa deste elemento ou

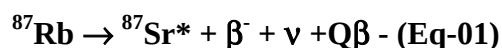
abaixo dessa reta se o elemento sofreu perda de massa. Portanto o método parte do princípio de que alguns elementos permaneceram imóveis durante os processos de transformações sofridas por uma rocha frente a um evento geológico e a partir da reta formada por estes, é possível se determinar o quanto de massa foi ganho ou perdido pelos elementos que foram mobilizados.

O maior obstáculo para a utilização do método da isocon é a identificação da rocha original ou que tenha sofrido o mínimo de transformação e de sua equivalente transformada. Estas identificações são fundamentais para se eliminar possíveis incertezas para se definir uma isocon ideal. Segundo Olsen e Grant (1991) na prática, as incertezas que podem causar dispersão dos pontos acerca da isocon ideal são: (i) a escolha de uma rocha transformada, principalmente quando se trata de amostras heterogêneas como os migmatitos, (ii) a escolha de uma rocha original ou protólito, no nosso caso, geralmente essa rocha original já não existe, (iii) o grau de imobilidade dos componentes, uma vez que cada elemento vai apresentar um maior ou menor grau na capacidade de imobilidade e (iv) as incertezas analíticas.

2.3 - SISTEMA Rb-Sr

O Rb é um metal alcalino pertencente ao grupo IA, no ciclo geoquímico acompanha o K, sendo abundante em rochas ígneas ou meta-ígneas ácidas enriquecidas em muscovita, biotita, feldspatos potássicos e sedimentos pelíticos e seus correspondentes metamórficos. Já o Sr é um elemento alcalino terroso do grupo IIA com afinidade geoquímica com o Ca. Presente nos plagioclásios, anfibólios, piroxênios, apatita e carbonatos (Veja Tabela 2.1).

Na sistemática Rb-Sr, o isótopo radioativo instável ou nuclídeo pai ^{87}Rb se desintegra formando o isótopo radiogênico estável ou nuclídeo filho $^{87}\text{Sr}^*$, segundo a equação:



onde, $\beta^- = e^-$, ν = antineutrino e Q = energia de decaimento.

O estudo isotópico Rb-Sr aliado com outras técnicas vem sendo utilizado, principalmente, como um indicador petrogenético com o objetivo de elucidar a fonte, origem, evolução e a história geotectônica e estrutural de uma unidade rochosa. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (R_i) e Rb/Sr de uma rocha podem dar indicações de sua fonte. Rochas mantélicas possuem baixa razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com os valores inferiores a 0.704 e razões Rb/Sr em torno de 0.025. Já as rochas crustais apresentam altas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com os valores

em rochas graníticas ficando entre 0.704 e 0.710, as razões Rb/Sr em alguns granitos da crosta continental podem chegar a 1.700 (Faure, 1988).

Tabela 2.1 – Concentrações médias aproximadas de Rb-Sr e Sr em materiais geológicos (Segundo Faure & Powell, 1972).

Minerais (M) e Rochas (R)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr
Biotita (M)	550	31.1	17.7
Muscovita	476	46.0	10.3
K-Feldspatos (M)	561	396.0	1.41
Plagioclásios (M)	14.1	566.0	0.01
Anfibólios (M)	77	106.0	0.07
Zircão (M)	21	50.4	0.04
Granada (M)	1.9	19.3	0.098
Apatita (M)	1.6	1329.0	0.001
Turmalina (M)	1.3	601	0.0021
Titanita (M)	2.7	1980.0	0.001
Epidoto (M)	31	8518.0	0.004
Granitos (R)	150.0	300.0	0.60
Sienito (R)	120.0	300.0	0.40
Crosta Terrestre	90.0	375.0	0.24
Meteoritos Condriticos	2.3	10.0	0.23

O uso da sistemática Rb-Sr vem sendo utilizada com ressalvas como método geocronológico por ser uma das mais sensíveis a fracionamento frente a eventos metamórficos subseqüentes. Em geral, durante os eventos metamórficos, a sistemática Rb-Sr é afetada com relativa facilidade, porém nem sempre sofre uma rehomogeneização completa, com isso as idades obtidas são intermediárias entre o penúltimo e o último evento. Isso acontece porque os elementos químicos correspondentes estão alojados em minerais sensíveis a solubilização, como a biotita e feldspatos.

Pode-se obter duas idades com o método Rb-Sr na geocronologia, (i) a isocrônica com dados analíticos de rocha total, desde que as amostras sejam cogenéticas, e/ou minerais isolados, cuja a idade é calculada pela equação:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_h \cdot (e^{\lambda t} - 1) + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \quad \text{--- (Eq-02)}$$

onde **h** é a razão isotópica medida hoje, **i** é a razão isotópica inicial determinada pela interseção da reta isocrônica com o eixo Y, **λ** é a constante de desintegração do elemento radioativo (cujo valor para o Rb é de $1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹), **t** é o tempo transcorrido desde a formação do sistema até o momento da análise, **e** é a base do logaritmo natural e **$e^{\lambda t} - 1$** a inclinação da reta isocrônica; (ii) a idade convencional, onde a razão isotópica inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ é estimada, é obtida através da equação geral do método Rb-Sr,

$$t = 1/\lambda \ln \{1 + [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_h - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_h]\} \text{.- (Eq-03)}$$

A idade convencional, pelo fato da razão inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ser única e escolhida, é muito mais imprecisa do que a idade isocrônica, principalmente em rochas com razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_h$ relativamente baixas, entre 0.700 e 0.800. Porém, quando uma rochas tem altas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, a razão inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ escolhida não tem muita influencia na idade obtida.

2.4 - SISTEMA Sm-Nd

O samário e o neodímio são elementos terras raras que possuem raio iônico (0.96 e 1.0 Å) e número atômico muito próximos (62 e 60) respectivamente, e a mesma valência (carga +3) fazendo com que ambos caminhem juntos no ciclo geoquímico resultando em razões Sm/Nd pouco diferenciadas, normalmente variando de 0.10 a 0.37 em rocha total e nos diferentes minerais constituintes das rochas.

Segundo Faure (1986) o samário tem sete isótopos estáveis e naturais. O samário radioativo ^{147}Sm decai para o isótopo estável de neodímio ^{143}Nd pela emissão de partículas alfa (α), através da reação:



O neodímio também tem sete isótopos estáveis. A abundância dos isotopos de Nd nas rochas e minerais muda com o tempo devido a formação do isótopo radiogênico ^{143}Nd .

Idade isocrônica

Segundo Dickin (1995), considerando-se o decaimento do ^{147}Sm em um dado sistema, rocha ou mineral, sua idade é determinada pela equação do diagrama isocrônico:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) (e^{\lambda t} - 1) \text{.- (Eq-05)}$$

onde i é a abundância inicial e t a idade do sistema. Segundo Faure (2001) na maioria dos casos, numa mesma rocha, as isócronas Sm-Nd com rocha total fornecem idades superiores as obtidas pelas isócronas Rb-Sr pelo fato do Sm e Nd serem menos móveis durante alterações termais ou hidrotermais. As razões Sm/Nd são pouco diferenciadas, com isso os valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ quando lançados no diagrama isocrônico não apresenta um grande espalhamento dos pontos mostrando uma idade desprovida de segurança. Combinando-se os dados isotópicos de rocha total com alguns de seus minerais constituintes com razões Sm/Nd elevadas, principalmente granadas e clinopiroxênios, obtém-se um espalhamento satisfatório no diagrama isocrônico e a idade obtida tem significado geológico.

Idades modelo

A idade modelo (T_{DM}) pelo método Sm-Nd é calculada baseada no fato de que uma linha de evolução uniforme para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pode ser definida tanto para regiões de origem de crosta continental como de crosta oceânica basálticas (DePaolo e Wasserburg 1976). A modificação mais significativa da razão Sm/Nd ocorre durante a diferenciação manto-crosta, essa diferenciação foi modelada por DePaolo (1988) e pode ocorrer por processos de fusão parcial e/ou por cristalização fracionada. Por essa razão, é possível se determinar a época em que um magma parental de qualquer rocha se diferenciou do manto superior, independente dos processos geológico que ela tenha sofrido (Sato e Tassinari, 1997).

Dois modelos de evolução isotópica de Nd para o manto superior são usados: (i) O T_{CHUR} que é baseado na relação da razão Sm/Nd da rocha analisada com as de um reservatório comum de condritos (CHUR - *Chondritic Uniform Reservoir*) e (ii) O T_{DM} que é baseada na relação da razão Sm/Nd da rocha analisada com a do manto empobrecido DM (*Depleted Mantle*). Ambas podem ser calculadas pela regressão da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das amostras analisadas para encontrar a época na qual estas idades são iguais ao CHUR ou DM ou pela fórmula geral dado por:

$$T(X) = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \left[\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Am} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_X \right] / \left[\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Am} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_X \right] \right\}$$

- (Eq-06)

onde X pode ser o valor atual de CHUR ou DM, **Am** é a amostra e λ a constante de desintegração do ^{147}Sm para ^{143}Nd . O valor de $\lambda_{Sm} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$. Alguns autores adotam os valores de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,513144$ e $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,222$ para idades até 2,8 Ga e valores do condrito de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,512638$ e $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,1967$ para idades superiores a 2,8 Ga.

Segundo Sato e Tassinari (1997) em alguns casos as idades modelos podem não ter significado geológico, quando o magma parental da rocha datada foi extraído de um manto enriquecido ou com alta razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Outro fator que pode alterar idades modelos Sm-Nd são teores elevados de minerais que possuem altas concentrações de elementos terras raras leves como allanita e monazita (Veja Tabela 2.2). Segundo Pimentel e Charnley (1991), os altos teores desses minerais resultam em um empobrecimento progressivo do magma residual e um conseqüente aumento na razão Sm/Nd, fornecendo idades modelos fora da realidade. Para rochas granitóides que não sofreram fracionamento, os valores das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ das amostras tem que ficar entre 0,09 e 0,125. Rochas básicas, normalmente, se foram

fracionadas, estes valores são $> 0,12$. Segundo Sato e Tassinai (1997) quando a rocha apresentar fracionamento, é necessário que se recalcule o valor de T_{DM} com a equação:

$$T_{DM2} = \frac{1}{\lambda} \ln \{ 1 + \{ N_m - (N_c + (RT_1 - RT_2) \cdot (e^{\lambda t} - 1)) / (R_m - RT_1) \} \} - (Eq-07)$$

Onde, λ é a constante de desintegração do ^{147}Sm para ^{143}Nd , N_m é o valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual de DM, N_c é o valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual da amostra, RT_2 é o valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ atual da amostra, RT_1 é o valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ estimado, geralmente a média crustal que é $0,11 \pm 0,01$ ou a média das amostras da região que não apresentarem fracionamento e R_m é o valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de DM atual e t é a idade de cristalização da rocha obtida pelo método U/Pb.

Tabela 2.2 – Alguns dos principais minerais formadores de rochas com suas concentrações de Sm e Nd e razões Sm/Nd (Faure, 1986).

Mineral	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd
Olivinas	0.07	0.36	0.190
Clinopiroxênios	3.34	9.09	0.367
Anfibólios	6.03	17.30	0.347
Biotitas	37.0	171.5	0.215
K-Feldspatos	3.77	26.00	0.14
Plagioclásios	0.541	1.85	0.292
Granada	1.17	2.17	0.539
Apatita	223.00	718.00	0.31
Monazita	15.000.00	88.000.00	0.17

O parâmetro Epsilon Neodímio (ϵ_{Nd})

DePaolo (1981) e DePaolo e Wasserburg (1976) introduziram a notação ϵ_{Nd} para facilitar a interpretação dos dados de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtidos em rochas vulcânicas basálticas derivadas de magmas de fonte mantélica. O parâmetro ϵ_{Nd} é uma comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra estudada para a época de sua formação (ϵ_{CHUR}^t), ou de seu valor atual (ϵ_{CHUR}^0) com o valor de um reservatório condritico uniforme padrão (CHUR) no presente. Esse valor seria representativo da terra global nesse tempo. Segundo Sato (1998), se na época de cristalização da rocha o magma parental tinha uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevada que o CHUR, o valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ é positivo, implicando que a fonte é o manto. Se o magma parental possuía uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menor que a do CHUR, o valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ é negativo implicando que o magma é de origem crustal. Com isso, este parâmetro vem sendo usado como um excelente indicador petrogenético.

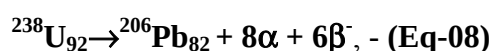
Em geral, considera-se que o sistema isotópico Sm-Nd não sofre reequilíbrio por eventos termais posteriores à sua diferenciação manto-crosta. Segundo Sato (1997) o Sm e o

Nd são pouco solúveis em água, fazendo com que sejam resistentes aos processos de lixiviação e à alterações intempéricas. Porém vários estudos têm demonstrado que o sistema Sm-Nd em algumas condições pode ser afetado, principalmente frente a eventos metamórficos com grande participação de fluidos hidrotermais (e.g. Tourpin *et al.* 1991, McCulloch e Black 1984, Black e McCulloch 1987, Frost e Frost 1995). Segundo Corey e Chantterjee (1990), sob determinadas condições, certos fluidos, particularmente com Cl, podem remobilizar os ETR leves, entre os quais o Sm e o Nd, no entanto, quando isso ocorre é mantida a razão Sm/Nd relativamente constante

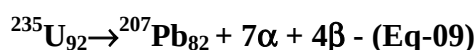
Segundo Faure (1988), quanto a concentração do Nd relativa a do Sm durante o processo de cristalização fracionada de um magma, as rochas crustais típicas tem razões Sm/Nd mais baixas do que rochas derivadas do manto superior. E similarmente, quando líquidos silicáticos são formados por fusão parcial do manto, a fase líquida é enriquecida em Nd relativo ao Sm, pelo fato do primeiro ser ligeiramente mais incompatível. Segundo Sato e Tassinari (1997) dentro de um processo de fusão parcial do manto peridotítico, o magma formado só não apresentará maiores concentrações de Nd e de Sm e razão Sm/Nd mais baixa do que a rocha fonte, se o anfibólio for o mineral predominante no resíduo. Porém, observando-se as concentrações de Sm e Nd em massas fundidas de paleossomas crustais de várias regiões estudadas por Johannes (2003), Johannes *et al.* (1995), Chavagnac *et al.* (1999), Chavagnac *et al.* (2001) e Solar & Brown (2001), nota-se que as concentrações de Nd e Sm nas massas fundidas são mais baixas do que nos seus paleossomas. Isso sugere que na fusão da crosta continental, ao contrário do que ocorre na fusão do manto, o Sm e o Nd tendem a ficar na fase sólida e com isso a fase líquida sendo empobrecida nestes elementos com relação a sua fonte.

2.5 - SISTEMA U-Pb

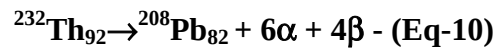
Os cronômetros U-Th-Pb são dos mais precisos para se datar rochas de idade geológica antigas (> 30 ma). O U e o Th são elementos geoquímicos afins. Geralmente as frações anatéticas ou de cristalização final dos magmas são enriquecidas nestes dois elementos. As séries radioativas e equações para o cálculo de idades são resumidamente:



onde a meia vida é $T_{1/2} = 4,5 \times 10^9 \text{ anos}^{-1}$ e a constante de decaimento $\lambda = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ (Steiger e Jäger (1977).



onde a meia vida é $T_{1/2} = 0,713 \times 10^9 \text{ anos}^{-1}$ e a constante de decaimento $\lambda = 9.84 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ (Steiger e Jäger (1977)).



onde a meia vida é $T_{1/2} = 13,9 \times 10^9 \text{ anos}^{-1}$ e a constante de decaimento $\lambda = 4.945 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Steiger e Jäger (1977)).

Estes sistemas permitem que se obtenha três idades independentes, e o sistema U-Pb é o único que oferece dois cronômetros radiométricos independentes obtidos de um único material, podendo através do método de diluição isotópica em zircão, medir a quantidade dos isótopos radioativos ^{235}U e ^{238}U além dos isótopos radiogênicos estáveis ^{207}Pb e ^{206}Pb (Basei *et al.* 1994). As idade radiométricas são obtidas utilizando-se a equação: $^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U}(e^{\lambda t} - 1)$ - (Eq-11), para os pares $^{238}\text{U}/^{238}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$ as equações são respectivamente:

$$t = 1/\lambda (\ln[1 + ((^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0) / (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})] - (\text{Eq-12}) \text{ e}$$

$$t = 1/\lambda (\ln[1 + ((^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0) / (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})] - (\text{Eq-13})$$

da combinação dessa duas equações pode-se obter a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que é o método Pb-Pb, segundo a equação:

$$\{[(^{207}\text{Pb}^*/^{204}\text{Pb})_t - (^{207}\text{Pb}^*/^{204}\text{Pb})_0] / [(^{206}\text{Pb}^*/^{204}\text{Pb})_t - (^{206}\text{Pb}^*/^{204}\text{Pb})_0]\} = \{1/137,88 \cdot [(\epsilon^{\lambda_{235}t} - 1) / (\epsilon^{\lambda_{238}t} - 1)]\} \text{ (Eq-14)}.$$

Porém, a resolução algébrica desta equação torna-se impossível, com isso a idade Pb-Pb é obtida por computação ou tabelas. Os minerais utilizados na geocronologia U-Pb, além do zircão, são a monazita e allanita para o caso de pegmatitos, mobilizados e granitos tipo S, badeleyita para o caso de rochas ultramáficas e máficas além de alcalinas e carbonatitos, e zircão, monazita, allanita, titanita e rutilo metamórficos que informam sobre as condições do evento termal e/ou de seu resfriamento.

As datações U-Pb em zircões ou em outros minerais são em geral consideradas como as melhores estimativas da cristalização de rochas meta(ígneas), ou informam duplamente sobre a idade do metamorfismo e a dos protólitos ou do material fonte. Atualmente as determinações geocronológicas U-Pb em zircões podem utilizar técnicas com a análise de diferentes populações de zircões, análise de monocristais, ou mesmo métodos que dispensam análises químicas como o da evaporação de zircões (idades Pb-Pb) e a microsonda iônica SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe), que faz análises pontuais em um único cristal.

Os resultados da SHRIMP, apesar de menos precisos que os resultados químicos refinados, são fundamentais para elucidar alguns problemas de interpretações das idades em unidades polimetamórficas, permitindo a análise *in situ* de grãos, ou pontos específicos destes (como núcleo e bordas) correlacionando a zonação de idades em grãos com história evolutiva complexa. As idades Pb-Pb são em geral consideradas como mínimas, face à eventual discordância dos zircões, ficando mais próxima da “idade real” de cristalização de uma rocha do que as de U-Pb.

A representação mais comum empregada no método U-Pb é a que faz uso do diagrama Concórdia que utiliza $^{206}\text{Pb}_{\text{Rad.}}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}_{\text{Rad.}}/^{235}\text{U}$, esse diagrama parte do princípio de que, em sistema fechados e nem perturbados por eventos posteriores, as duas idades devem ser concordantes com os pontos analíticos dispostos ao longo da curva concórdia, porém em muitos casos, principalmente com zircões, os pontos obtidos com várias populações são discordantes, e quando estes pontos ficam abaixo da curva concórdia implica que o sistema foi aberto. Nesse caso o alinhamento destes pontos define uma reta que toca a curva concórdia em dois pontos, denominados de intercepto superior, indicando a idade provável de cristalização, e um intercepto inferior que pode significar um evento metamórfico quando a perda de Pb é episódica ou não ter significado geológico quando a perda de Pb é contínua.

O sistema U-Pb no geral não é perturbado quando submetido a condições de P e T pouco rigorosas. Por outro lado, considerando-se a granulometria das rochas e a quantidade de fluidos presentes durante o metamorfismo, pode ser um fator importante na redistribuição de elementos traços e da mudança no sistema isotópico. A presença de uma fluido móvel pode possibilitar o reequilíbrio na sistemática U-Pb (Chavagnac *et al.* 1998. Legrand *et al.* (1997) mostraram que cristais de zircões com textura típica de dissolução por ataque de fluidos hidrotermais sofreram perdas de Pb radiogênicos modificando a razão U/Pb nestes cristais.

Dantas (1997) estudando zircões de migmatitos estromáticos em zonas de cisalhamento, verificou que os pontos analíticos se distribuíram de maneira muito dispersa no diagrama de discórdia. Este autor optou por considerar que estes cristais tem um componente de sistema aberto localizado, devido ao fato destas rochas estarem sendo fortemente controladas por uma zona de cisalhamento, por onde circula um grande volume de fluidos que interagiram com as fases minerais hospedeira dos zircões perturbando o seu sistema U-Pb.

2.6 – TÉCNICAS ANALÍTICAS

2.6.1 – PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

A preparação das amostras para análises por microsonda e análises de elementos maiores, traços e isotópica foram feitas nos laboratórios do DPM-UNESP/Rio Claro e no laboratório de moagem do DG-UFRN em Natal. Todas as etapas executadas nas amostras para fins geoquímicos (EFR X) e digestão para fins de geoquímica isotópica foram realizadas no laboratório de preparação de zircão do DPM-UNESP/Rio Claro.

Os dados geoquímicos para os estudos de balanço de massa (elementos maiores, traços e terras raras) foram obtidos em Espectrômetro de Fluorescência de Raios X (EFR X) no Laboratório da Lakefield Geosol Ltda. e os elementos traços analisados por ICP-MS no laboratório ALS Chemex. As análises químicas em minerais foram realizadas no laboratório de microsonda eletrônica do DPM do IG-UnB, com um equipamento do tipo CAMECA SX50 com 4 espectrômetro WDS para análises pontuais quantitativas, e um EDS que realiza análises pontuais qualitativas

Para os estudos isotópicos, o desenvolvimento das etapas de digestão das amostras foram realizadas no laboratório intermediário de geoquímica isotópica do DPM – IGCE/UNESP e as análises isotópicas Rb-Sr foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológica da Universidade de São Paulo (USP) e as análises U-Pb e Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

2.6.2 – PROCEDIMENTO DE DIGESTÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISE Rb-Sr E Sm-Nd.

A digestão química das amostras de rocha total para análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd foram realizadas em bombas de teflon em forno microondas na potência média. Após pesar aproximadamente 0.100 g de amostras e adiciona-se o traçador (*spike*), em seguida partiu-se para a digestão química das amostras em 2 etapas com uma mistura de HF + HNO₃, por 1 minuto e 30 segundos em forno microondas e secagem em placa aquecedora e 3 etapas com HCl, em forno microondas por 1 minuto e 30 segundos. Depois de dissolvidas as amostras fez-se a extração do Rb, Sr e ETRs em colunas de troca iônica com resina BIO-RAD AG50W-X8 e a extração do Sm e do Nd dos demais ETRs foi realizada em colunas de teflon com resina LN SPEC (resina líquida HDEHP-ácido di-(etilhexil) fosfórico impregnada em pó de teflon). As análises das amostras para Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa

Finningan MAT-262 multi-coletor do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

2.6.3.1 - ETAPAS DE SEPARAÇÃO E PESAGEM DE ZIRCÃO E MONAZITA PARA ANÁLISE ISOTÓPICA U-PB

Após a separação das populações de zircões e de monazita no separador magnético do tipo Frantz, partiu-se para a separação dos cristais de zircão e monazita em lupa com o auxílio de uma pinça e com auxílio de um pincel com um fio de cabelo preso na sua extremidade. Em seguida os cristais foram pesados e os acondicionamos nas microcápsulas com HNO_3 . As amostras de zircão ficaram por 20 minutos na chapa aquecedora numa temperatura de aproximadamente 100°C . Já os cristais de monazita ficaram em HNO_3 7N a frio para não sofrerem dissolução parcial. Em seguida iniciou-se as etapas de lavagem dos cristais com HNO_3 7N e água milli Q.

2.6.3.2 – DISSOLUÇÃO DE CRISTAIS DE ZIRCÃO E DE MONAZITA

Uma vez concluído os processos de limpeza com HNO_3 7N dos cristais para análises U-Pb, iniciou-se a 1ª etapa de dissolução das amostras de zircão (os ácidos usados têm que ser ultralimpas). Adicionando-se 12 gotas de HF com 1 gota de HNO_3 7N e 10 μl de traçador isotópico (*spike*) ^{205}Pb e ^{235}U em todas as microcápsulas com amostras. As microcápsulas foram montadas no suporte dentro da bomba de teflon e estas na jaqueta de aço e em seguida colocada em estufa a uma temperatura de 200°C por 48 horas.

Retirando-se a bomba da estufa, iniciou-se a 2ª etapa de dissolução dos cristais de zircão. As amostras foram secas na chapa e em seguida adicionou-se 10 gotas de HCl 6N em cada microcápsula fechando-as em seguida e levadas para a chapa quente por 20 minutos. Após resfriar as amostras foram transferidas para frascos savillex de teflon de 7 ml e novamente secadas na chapa quente. Depois de seca, adicionou-se 2 gotas de HCl 3,1 N e iniciou-se a eluição das amostras nas colunas.

Os cristais de monazita depois de lavados com HNO_3 7N e água milli Q, foram acondicionadas em béqueres savillex de teflon de 7 ml e adicionamos 5 μl de H_2SO_4 ultralimpo com uma gota de HCl 6N e uma gota de HNO_3 7N e em torno de 5 ou 10 μl do traçador de $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Os béqueres devidamente fechados foram colocados na chapa em cerca de 125°C por 2 dias para dissolução completa da amostra. Depois de secas todas as

amostras foram adicionados 2 gotas de HCl 3,1 N e as amostras ficaram prontas para eluição nas colunas.

Uma descrição detalhada de cada uma das etapas executadas nas amostras para as análises isotópicas Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb encontra-se no APENDICE A.

CAPÍTULO III - GEOLOGIA REGIONAL

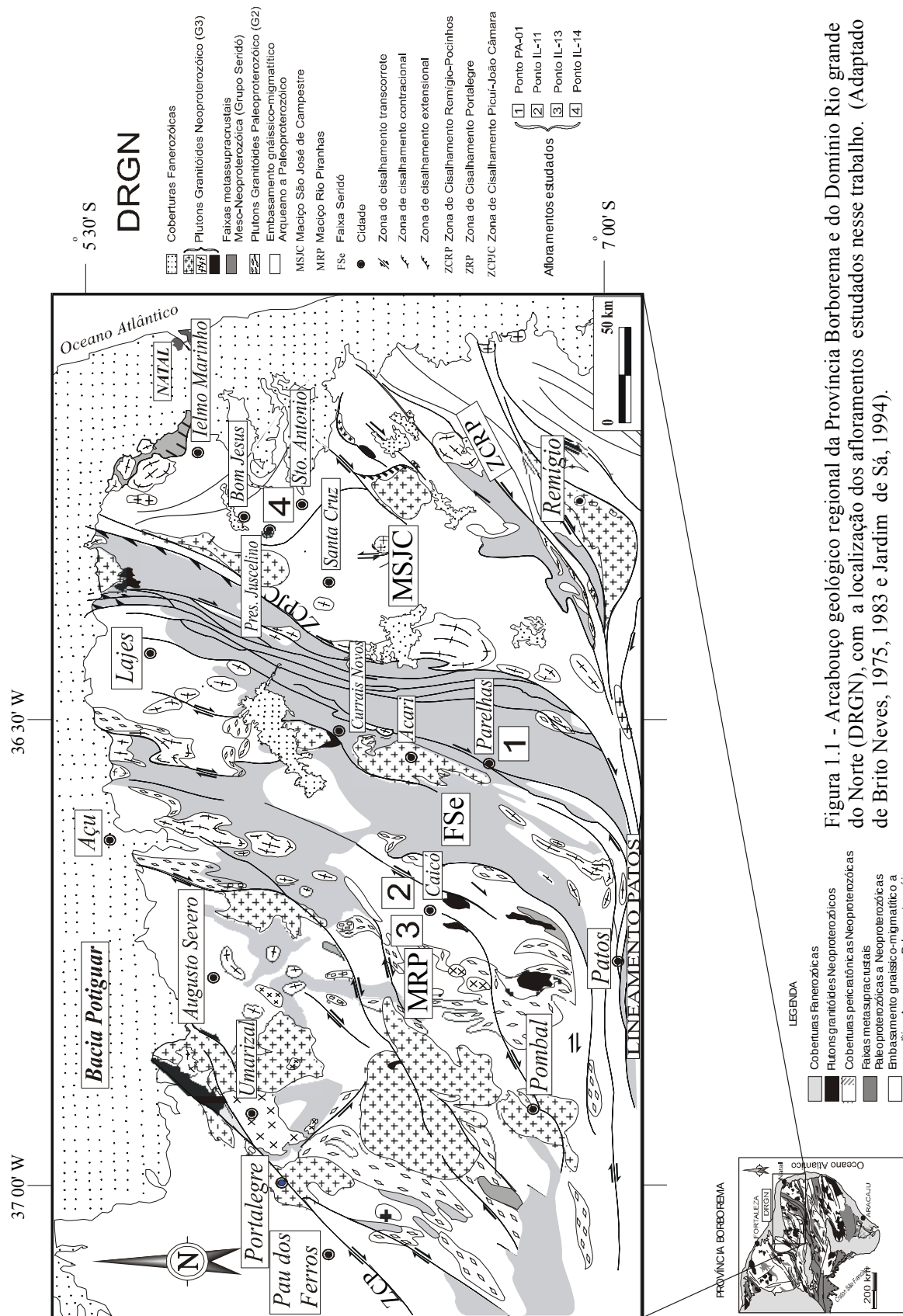
Os afloramentos estudados (Fig. 1)) estão inseridos no Domínio Rio Grande do Norte (Brito Neves et al. 2000) localizado na porção NE da Província Borborema de Almeida et al., (1977). O Domínio Rio Grande do norte é composto pelos Maciços Rio Piranhas e São José de Campestre, Jaguaribe-Oeste Potiguar e Faixa Seridó. A Província Borborema (Fig. 1) consiste de uma série de fragmentos crustais que participaram de um processo de aglutinação do oeste do Gondwana pela convergência de grandes massas cratônicas do oeste Africano e Congo-São Francisco. Trata-se de uma província tectônica Brasileira-Pan Africana, formada por uma colagem tectônica de vários terrenos que colidiram durante o Neoproterozóico. Na Província Borborema estão registrados eventos que vão desde o Arqueano ao Neoproterozóico.

3.1 - HISTÓRIA ARQUEANA

Os primeiros registros da história arqueana na Província Borborema foram obtidos por Brito Neves (1975, 1983) através de idades Rb-Sr em torno de 2.7 Ga no Maciço Caldas Brandão. Porém a maior quantidade dos dados mais importantes foram obtidos a partir da segunda metade dos anos 90, através de datações obtidas pelo método U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total na porção a norte do Lineamento Patos, com destaque para os trabalhos de Dantas et al., 1995, 1997 e 1998; Dantas, 1996; Gomes et al., 1998 e Fetter, 1999), que delimitaram três núcleos arqueanos.

As rochas arqueanas mais antigas da Província foram descritas por Dantas et al. (1998) na porção leste do Terreno Rio Grande do Norte, que foi denominada de Maciço São José de Campestre, onde através de dados U-Pb e Sm-Nd foram identificados três períodos distintos de magmatismo. O mais antigo em rochas com idade de cristalização superior a 3.4 Ga foi denominada de unidade Bom Jesus. O segundo com idades entre 3.25 e 3.0 Ga representado pelos Complexos Presidente Juscelino, o mais antigo, e Brejinho e Senador Elói de Souza. E por último, rochas representada pela unidade São José de Campestre com idade de 2.7 Ga.

Dantas et al. (1998), através de dados isotópicos Sm-Nd, determinaram dois períodos distintos de geração de crosta juvenil no Arqueano, o primeiro em cerca de 3.2 e 3.4-3.7 Ga e um episódio mais novo de refusão de crosta mais antiga em ca. de 2,7 Ga.



3.2 - HISTÓRIA PALEOPROTEROZÓICA.

As litologias Paleoproterozóicas perfazem a maior parte do embasamento da Província Borborema. Os eventos ocorridos entre 2.4 – 2.3 Ga de formação crustal pré-Transamazônica, compõem o embasamento da região do Ceará (Fetter; 1999, 2000). Segundo Brito Neves et al., (2000) entre 2.2 – 2.1 Ga corresponde ao período de principal formação crustal Transamazônica e entre 2.1 – 2.0 Ga plutonismo e metamorfismo tarde Transamazônico. Esses períodos foram documentados através de vários dados geocronológicos por toda a província, entre eles Pessoa (1976), Legrand *et al.* (1991) e Macedo *et al.* (1991), Hackspacher *et al.* (1990), Jardim de Sá (1994), Legrand et al., (1997), Dantas et al., (1995, 1997, 1998), Fetter; (1999, 2000).

O Maciço Rio Piranhas (Grupo São Vicente/Complexo Caicó) faz parte do embasamento do Terreno Rio Grande do Norte, é constituído por uma seqüência de rochas metavulcanossedimentares mais antigas, que inclui rochas metassedimentares grauváquicas e psamíticas, englobando gnaisses diversos, metavulcânicas básicas andesíticas e anfibolíticas. Esse contexto foi intrudido por rochas plutônicas de composição granítica a tonalítica correspondente aos granitóides G₁ de Jardim de Sá *et al.* (1981). Datações Rb-Sr realizadas por Pessoa (1976) mostraram idade de 2170 Ma no Grupo São Vicente. Macedo et al. (1991) obtiveram idade de 2180 Ma em augen gnaisses e 2230 Ma em ortognaisses tonalítico-granodiorítico. Com datações U-Pb em zircão de ortognaisses do complexo Caicó, Hackspacher et al. (1991) obtiveram idade em torno de 2.15 Ga. Legrand et al. (1997) dataram zircões previamente abradados de ortognaisses migmatizados do tipo G₁, e obtiveram idades em torno de 2267 Ma. Estes dados colocam estas unidades com idades correlatas ao Ciclo Orogênico Transamazônico ocorrido no Paleoproterozóico.

3.3 - HISTÓRIA MESOPROTEROZÓICA

Para Brito Neves et al. (2000) o período entre 1.7 – 1.1 Ga foi caracterizado por pequenas suítes de rochas ígneas, sedimentares ou metamórficas. A formação de rochas supracrustais entre 1.7 e 1.1 Ga estar relacionado ao evento Cariris Velho. O augen gnaiss de Taquaritinga datado em cerca de 1.5 Ga (Sá et al., 1997), segundo Brito Neves et al. (2000) pode representar um fenômeno extensional intraplaca que precedeu a fase extensional da Orogênese Cariris Velho em cerca de 1.1 a 1.0 Ga no porção leste da Zona Transversal.

3.4 - HISTÓRIA NEOPROTEROZÓICA

Os eventos Neoproterozóicos foram os responsáveis pela última forma estrutural e arranjo do embasamento da Província Borborema (Brito Neves et al., 2000). Esses eventos provocaram intenso retrabalhamento das estruturas geradas na orogênese Transamazônica, dificultando qualquer tentativa de reconstrução dessas estruturas.

Brito Neves et al., (2000) resumem a história neoproterozóica com os eventos: entre 1000 e 950 Ma, Orogênese Cariris Velho *sensu strictu* com plutonismo, vulcanismo e sedimentação; entre 850 e 790 Ma com formação de rochas supracrustais pré Brasiliana; entre 640 – 620 Ma com magmatismo e sedimentação inicial da Orogênese Brasiliana; 610 – 600 Ma período da principal deformação e metamorfismo do evento Brasiliano; em 580 Ma plutonismo tarde evento Brasiliano. No Cambriano: entre 554 – 500 Ma plutonismo pós tectônico e falhamentos transcorrentes.

No Domínio Rio Grande do Norte a história Neoproterozóica é representada pelas rochas metassedimentares da Faixa Seridó, cuja idade tem sido discutida nas duas últimas décadas, apoiada em critérios tectonomagmáticos e dados isotópicos de granitóides intrusivos. Segundo Jardim de Sá e Barbalho (1991) e Jardim de Sá (1994) existem relações de contato intrusivo e apófises dos granitóides G2 nos paragneisses da Formação Jucurutu e micaxistos da Formação Seridó. Apoiado em idades Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircão por diluição isotópica na faixa de 1.95 Ga desses granitóides, estes autores defendem uma idade paleoproterozóica para o Grupo Seridó. Porém dados U-Pb em cristais de zircão pelo método SHRIMP obtidos por Hollanda (in: Hollanda et al., 2003) mostraram idade de 1.74 Ga para a cristalização dos granitóides G2. Com isso a deformação tangencial D₂ presente nestas rochas, foram geradas durante a Orogênese Neoproterozóica como defendida por Legrand et al. (1995), Caby (1985, 1988) e Caby et al. (1991).

Van Schmus et al. (1995, 1996) apresentaram dados U-Pb em cristais de zircão por diluição isotópica e Sm-Nd em rocha total, e Van Schmus et al. (2003) mostraram dados U-Pb pelo método SHRIMP obtidos em cristais detriticos de zircões das Formações Jucurutu e Seridó, cujas imagens de catodoluminescência mostraram se tratar de zircões magmáticos, com as idades mais novas ficando em média com 650 Ma, que é a idade de cristalização de uma das rochas fontes para os sedimentos da bacia do Seridó. Os valores de Sm-Nd mostraram idades modelo T_{DM} em média de 1,2 – 1,6 Ga.

Observando a variação isotópica de δC^{13} no Grupo Seridó, e levando-se em consideração que a Fm. Jucurutu é mais antiga que a Seridó, Nascimento (2002) e

Nascimento e Sial (2000) comparando esta variação com os *trends* de variação isotópica de δC^{13} existentes na literatura, sugerem que a idade de sedimentação das rochas carbonáticas do Grupo Seridó, estaria aproximadamente entre 620 e 580 Ma. Estes dados reforçam a hipótese defendida por Van Schmus et al. (1995, 1997 e 2003) de que a idade de sedimentação para o Grupo Seridó ocorreu no Neoproterozóico entre 650 e 610 Ma.

O magmatismo neoproterozóico é representado pelos granitóides G₃, cuja idade obtida por Legrand *et al.* (1991), pelo método U-Pb em zircão foi de 555 ± 5 Ma. Galindo *et al.* (1993) obtiveram idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total de 545 ± 7 Ma para o Granitóide Umarizal, 600 ± 7 Ma para o Granitóide Tourão e 631 ± 23 Ma e de 575 ± 15 Ma para o Complexo Granítico Serra do Lima. Jardim de Sá (1994) determinou pelo método Rb-Sr, com sete amostras do granito porfirítico *dente de cavalo* do maciço Acari, uma idade de 547 ± 21 Ma e, para o plúton de São João do Sabugi, a idade de 587 ± 41 Ma. Portanto estas idades colocam os corpos de granitóides G₃, com idade neoproterozóica correlata à orogênese brasileira, e o dado de 555 Ma correspondendo à idade da deformação transcorrente D₃.

CAPÍTULO IV – MIGMATIZAÇÃO: PROBLEMÁTICA E MODELAMENTOS

Os migmatitos são rochas características de complexos metamórficos de alto grau, compostas por camadas ou leitos de composições distintas. A origem do leucossoma, em relação à definição do sistema termodinâmico, pode estar relacionada a um processo de migmatização que se desenvolve em sistema fechado ou aberto. Caracterizam um sistema fechado: (i) Uma fusão parcial (anatexia) com ou sem segregação da massa fundida (Winkler 1977); (ii) Diferenciação metamórfica à temperatura de subsolidus por processos químicos e/ou mecânicos (Ashworth e McLellan 1985; Lindh e Wahlgren 1985). Por outro lado seriam uma migmatização em sistema aberto: (i) injeção *lit-par-lit*, de magma externo ao longo dos planos de foliação da rocha formando os migmatitos estromáticos. Em geral esse magma é de composição granítica (Sederholm 1934; Collins e Sawyer 1996); (ii) metassomatismo, especialmente marcado pela introdução de K nas condições de subsolidus ou hipersolvus (Misch 1968, Olsen 1985). A origem dos migmatitos também pode estar relacionado à interação de dois ou mais dos processos anteriores (Olsen e Grant 1991).

Winkler (1966) reporta que a distinção entre migmatitos formados *in situ* caracterizando um sistema fechado e os formados por injeção, sistema aberto, pode ser a escala de observação. Segundo o autor as porções leucocráticas formadas *in situ* nos migmatitos, apresentam formas de filamentos e/ou de camadas lateralmente limitadas podendo ser identificados em escala de amostra de mão. Enquanto que migmatitos de injeção, na maioria das vezes só podem ser identificada em escala de afloramento, mas em alguns casos também ocorre como injeções de escala centimétrica dificultando a distinção dos migmatitos formados *in situ*. Nesses casos a rocha apresenta um aspecto bandado sendo denominada de migmatitos estromáticos, que são os tipos estudados no desenvolvimento dessa Tese.

4.1 - FORMAÇÃO DE MIGMATITOS ESTROMÁTICOS: SISTEMA ABERTO VS SISTEMA FECHADO

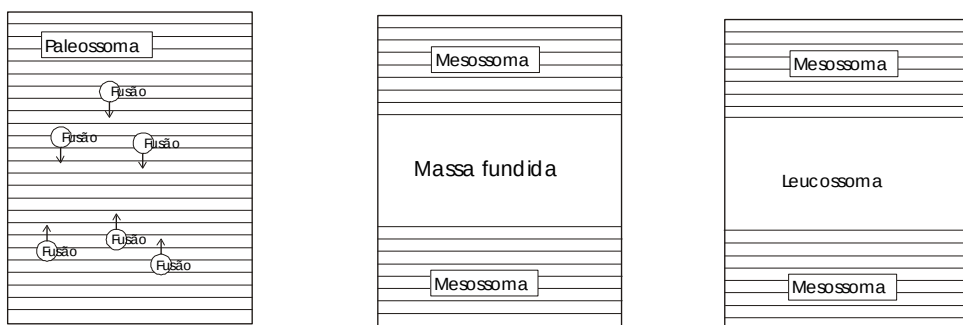
Na literatura são expostos vários modelos que visam esclarecer a evolução dos processos formadores de migmatitos estromáticos (Fig. 4.1). No modelo de Holmquist (1921) e Winkler & Von Plater (1961) (In: Kriegsman 2001) assume-se que a massa fundida foi gerada no protolito para o mesossoma e foi coletada no sítio atualmente ocupado pelo neossoma. Nesse modelo o mesossoma é descrito como a rocha hospedeira da qual a massa fundida foi segregada, nesse caso seria um restito. (Fig.4.1a). Para Wimmnenauer & Bryhni

(2002) o mesossoma é a porção do migmatito de cor intermediária entre o melanossoma e o leucossoma.

Modelo de Mehnert (1968) e Mehnert & Büsch (1982). Nesse modelo (Fig. 4.1b) o paleossoma, representado pela rocha não migmatizada, sofre fusão parcial formando o neossoma que é constituído pelo leucossoma que é a massa fundida de composição granítica, granodiorítica e trondhjemítica que se segregam na forma de veios ou lentes e um resíduo cristalino rico em minerais máficos (restito) que se constitui no melanossoma.

No modelo de Johannes & Gupta (1982) e Johannes (1983, 1985, 1988) a formação das camadas de neossomas de migmatitos estromáticos foram originadas em função do acamamento composicional original do protolito gnáissico (Fig. 4.1c).

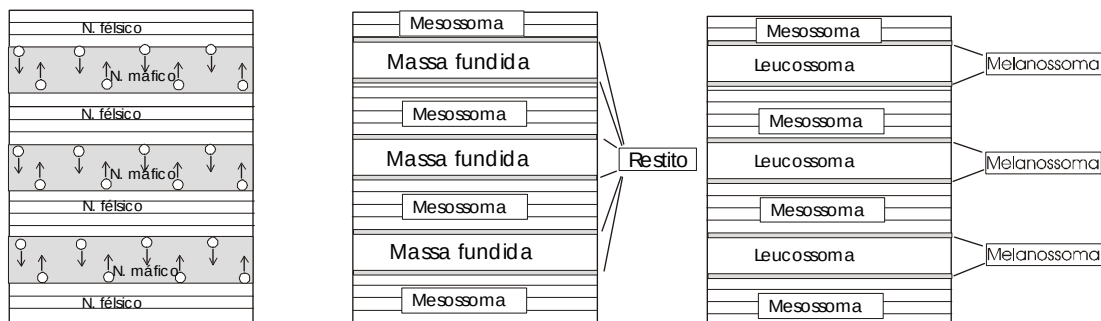
Kriegsman (2001) propõe um modelo que envolvem reações retrógradas para formação de mesossoma e neossoma. Nesse modelo, a formação e química dos minerais são governadas por (i) fusão parcial progradante; (ii) extração do fundido próximo ao pico de temperatura; (iii) reações retrógradas incompletas entre o restito e a massa fundida cristalizada in situ; (iv) cristalização do restante da massa fundida no solidus liberando os voláteis (Fig. 4.1d)



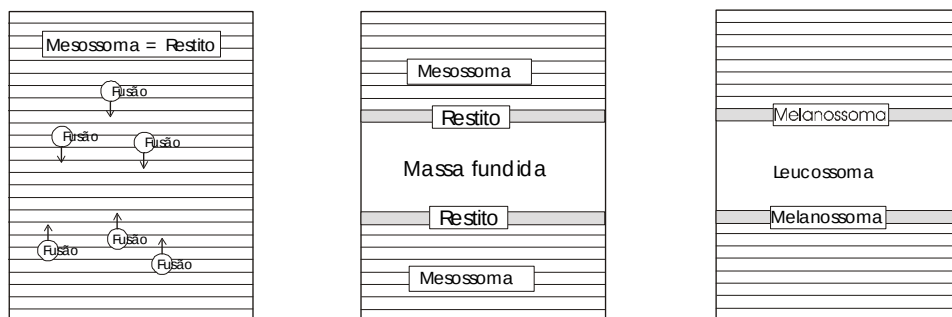
(Figura 4.1a) - Modelo de Holmquist (1921), Winkler & Von Platen (1961): sem melanossoma



(Figura 4.1b) - Modelo de Mehnert (1968, Mehnert & Büsch (1992): Paleossoma = Mesossoma



(Figura 4.1c) - Modelo de Johannes & Gupta (1982), Johannes (1983, 1985, 1998)



(Figura 4.1d) - Modelo de Kriegsman (2001) com retro reação: melanossoma com porção progradante e porção retrogradante.

Vários estudos desenvolvidos no sentido de determinar se a formação de migmatitos estromáticos ou bandados se processou em sistema aberto ou fechado, foram realizados com o uso de estudos petrogenéticos e de balanço de massa através do método de isocon (Olsen, 1985; Olsen e Grant, 1991; Johannes e Gupta, 1982; Johannes *et al.*, 1995; Johannes *et al.*, 2003). Apesar da similaridade entre os migmatitos estudados por estes autores, as conclusões foram conflitantes.

Olsen, (1984); Olsen, (1985); Olsen e Grant (1991) com base em estudos petrogenéticos e nas análises das isocon com os dados químicos de elementos maiores e traços de paleossoma, melanossoma e leucossoma de migmatitos bandados de Front Range do Colorado USA, chegaram a conclusão de que a diferença composicional entre o conjunto formado por leucossoma + melanossoma e o paleossoma indica que esse último não poderia ser a rocha geradora para aquele conjunto. Com o diagrama isocon foi caracterizado um excesso de massa do leucossoma, o que indicaria que o mesmo foi formado através da injeção de material fundido de uma fonte externa. Estas observações somadas ao fato da composição dos leucossomas caírem fora do *trend* geral do mínimo cotético de granitos, levaram estes autores a sugerir que o leucossoma não representaria uma massa fundida cristalizada *in situ* e sim injeções ígneas. Essas injeções representam o leucossomas ricos em Na ou leucotonalíticos formados inicialmente por fusões de rochas tonalíticas. Esse material fundiu as paredes do paleossoma originando o melanossoma. Além disso, os autores defendem que ocorreu metassomatismo por fluidos ricos em K, o que explicaria o excesso de massa desse elemento no leucossoma quando comparado com o paleossoma.

Johannes e Gupta, (1982); Johannes *et al.*, (1995); Johannes *et al.*, (2003) estudaram cinco migmatitos estromáticos do ponto de vista petrogenético e geoquímico de elementos terras raras (ETRs), e observaram que a distribuição e os padrões dos ETRs leves dos mesossomas e neossomas dos migmatitos estromáticos estudado são similares ao padrão dos ETRs leves das rochas gnáissicas adjacentes. Esse seria um fator indicativo da formação desses migmatitos a partir da fusão *in situ* desses paragneisses. As diferenças observadas na distribuição de ETRs pesados nos melanossomas poderia estar relacionado a presença de granada juntamente com minerais acessórios como a monazita. Estas observações levaram os autores a interpretarem que os migmatitos estromáticos estudados foram gerados por fusão de paragneisses acamadados.

Para Johannes *et al.*, (1995) nos casos em que os leucossomas representem fases introduzidas no sistema, os padrões dos ETRs desse leucossoma seriam distintos dos padrões

de ETRs da rocha encaixante. No caso de metassomatismo em condição de subsolidus ou hipersolidus os padrões de ETRs não apresentariam diferenças significantes, em função da baixa solubilidade dos ETRs em fluidos hidrotermais. Porém essas observações não necessariamente devem ser tomadas como regras.

4.2 - PETROGÊNESE E GEOQUÍMICA DE MIGMATITOS

4.2.1 – GERAÇÃO DE MIGMATITOS: FUSÃO PARCIAL

A fusão parcial é responsável pela produção de grandes volumes de magmas graníticos na crosta terrestre desempenhando um papel importante nos processos de diferenciação da crosta (Clemens and Hutton, 1998). A fusão da crosta pode ser geradora de crosta empobrecida ou primitiva e formar migmatito anatético ou plutons dependendo do volume e transferência de magma (Vielzeuf and Vidal, 1990; Brown, 1994, Brown et al., 1995). Segundo Winkler, (1977) a composição e a quantidade de massa fundida, formada por anatexia de gnaisses, dependem da composição química e mineralógica desses gnaisses e ainda da pressão d'água e da temperatura. As variações na pressão de água é um fator importante na fusão, a adição de água em uma rocha subsaturada pode rebaixar significativamente o solidus. Assim um ponto inicialmente abaixo do solidus seco após a adição de água o rebaixamento do solidus úmido posicionará o ponto acima desse solidus provocando a fusão. Segundo Winkler, (1977) para uma pressão d'água de 2 kb a temperatura necessária para provocar anatexia é de aproximadamente 700°C, se a pressão d'água aumentar para 4 kb essa temperatura baixa para aproximadamente 680°C. Apesar da adição de água no sistema rebaixar a curva do solidus facilitando a fusão de uma rocha, a fusão anídrica é mais eficiente, com a fusão ocorrendo em função da quebra das fases hidratadas como as micas. A temperatura do mínimo de massa fundida também é função do teor de anortita no plagioclásio, quando a razão Ab/An decresce a temperatura do mínimo cresce e o teor de quartzo e ortoclásio aumenta. Para uma razão Ab/An elevada a composição da massa fundida do mínimo se deslocará, ao longo da linha P-E₅, em direção de E₅. As Figuras 4.2 e 4.3 mostram as projeções das linhas cotéticas e isotermas para o sistema Qz-Ab-Or-An-água para pressões de 5 kb e 7 kb. Observa-se que a temperatura do eutético E₅ em 5 kb é de 700°C, baixando para 686°C em 7 kba. Em pressão de 7 Kb os valores caem em média 15°C. Segundo Winkler (1977) as composições das massas fundidas em pressões d'água de 5 Kb e 7 Kb são pouco diferentes variando não mais de 1-2% de um componente para o outro e essa composição não varia muito entre as pressões de 3 Kb e 10 Kb. Segundo Winkler (1977)

quando se quer saber a composição de massas fundidas em temperaturas que não ultrapassem as temperaturas do solidus em pressões d'água nesse intervalo, pode-se usar os valores obtidos nas três superfícies cotéticas em 5 Kb para avaliar as composições apresentadas pelas massas fundidas. Para o autor supracitado quando massas fundidas se projetam tanto na parte superior, como na inferior da Figura 4.2 numa área do campo feldspato alcalino envolta por uma isoterma de baixa temperatura, essa massa fundida também pode ser considerada como de baixa temperatura. A composição de massas fundidas, formadas em temperaturas mais elevadas que as do estágio precoce de anatexia (ou estágio tardio de cristalização), geralmente se afasta consideravelmente da linha cotética relevante. Sua composição é granítica-granodiorítica, que pode ser originada por anatexia de gnaisses comuns, e depois da separação elas formam grandes corpos de rochas ígneas graníticas.

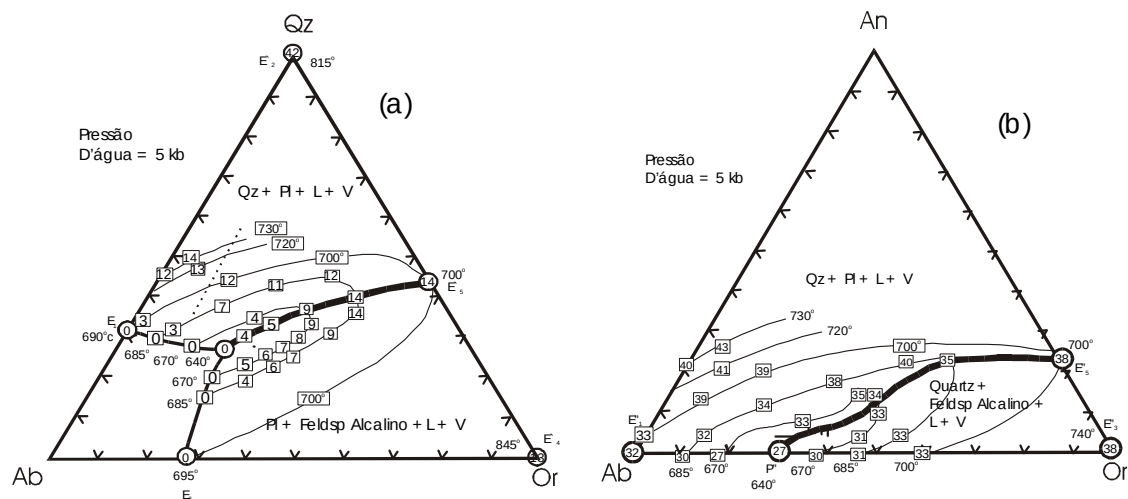


Figura – 4.2. Projeção da linha cotética P-E₅ e isothermas situadas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-água para pressão de 5 kb. (a) os valores sobre as isothermas representam os teores de Anortita (An) na massa fundida e em (b) os valores sobre as isothermas representam os teores de Quartzo na massa fundida. (Winkler, 1977).

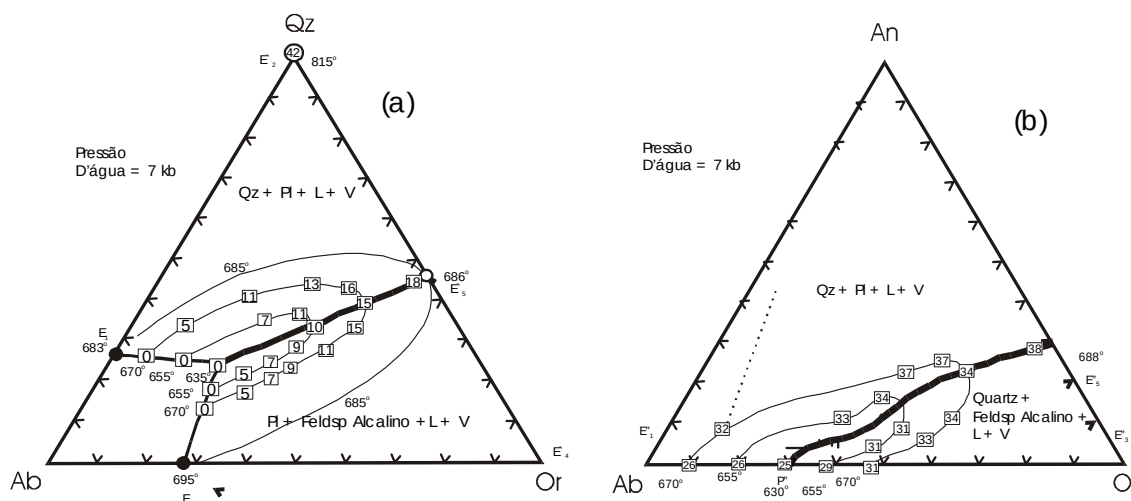


Figura – 4.3. Projeção da linha cotética P-E₅ e isothermas situadas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-água para pressão de 7 kb. (A) os valores sobre as isothermas representam os teores de Anortita (An) na massa fundida e em (B) os valores sobre as isothermas representam os teores de Quartzo na massa fundida. (Winkler, 1977).

Clemens & Vielzeuf (1987) realizaram estudos no sentido de relacionar a composição, conteúdo de água da rocha fonte, T e P com o volume de massa fundida gerada por fusão parcial de rochas pelíticas e quartzo feldspáticas (Figuras 4.4 e 4.5). Na fusão parcial sem água com a quebra da muscovita no sistema K₂O- Na₂O- Al₂O₃-SiO₂-H₂O ocorrem em 650°C e 710°C nas pressões de 5 kb e 10 kb respectivamente. Já na fusão parcial com a quebra da biotita em rochas pelítica a temperatura é de aproximadamente 850°C e em rochas fontes quartzo feldspáticas e intermediárias as temperaturas de fusão ocorrem em 880°C e 870°C em 5 kb e 10 kb. Rutter & While (1987) mostraram que numa fusão de um tonalito na ausência de água com 13% de biotita, 9% de hornblenda e com uma concentração de 0,8% de água, a quebra da hornblenda ocorreu entre 900°C e 950°C (Fig.4.4). A figura 4.5 mostra que a fertilidade de uma rocha fonte em fusão parcial, além de depender da composição mineralógica da rocha, também é fortemente influenciada pela pressão, com o volume da massa fundida sendo mais elevado com o decréscimo da pressão sobre uma dada isoterma.

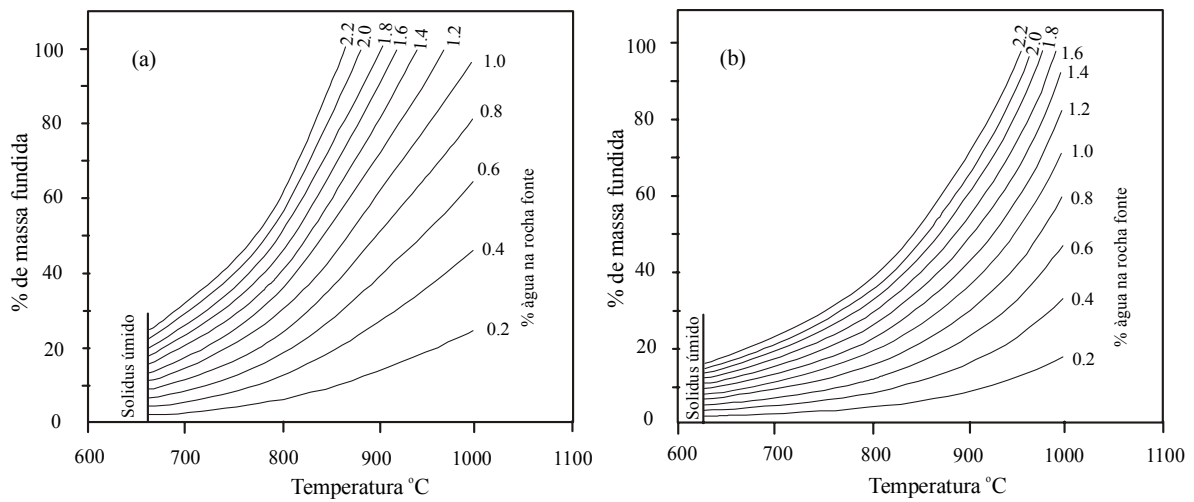


Figura 4.4 – Diagrama mostrando a quantidade de massa fundida formada por reações na ausência de fluidos em rochas pelíticas e quartzo feldspática. (a) em pressão de 5 kb. (b) em pressão de 10 kb. Notar o decréscimo da temperatura do solidus com o aumento da pressão. (Clemens & Vielzeuf, 1987).

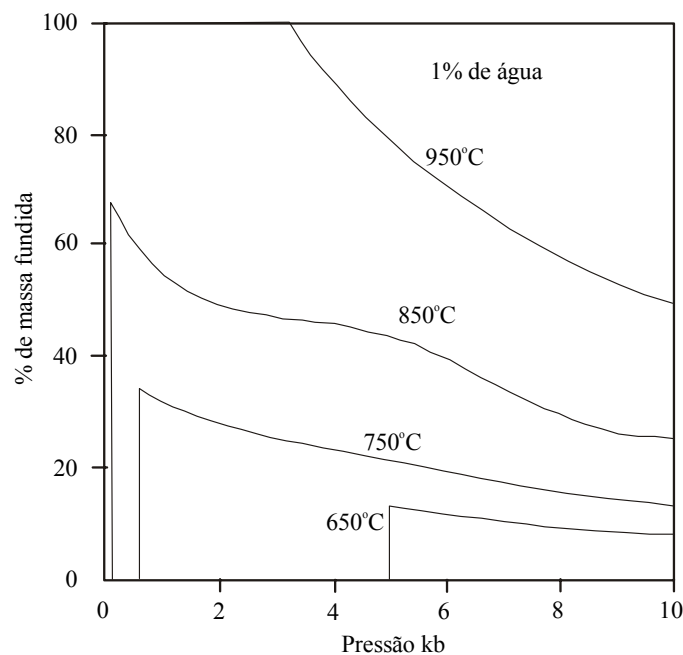


Figura 4.5 – Diagrama das isotermas dependentes da pressão e os volumes de massa fundida formada nas reações na ausência de fluidos em fontes como rochas metapelíticas e rochas quartzo feldspáticas. O conteúdo de água nas rochas sendo de 1% (Clemens & Vielzeuf, 1987).

Por exemplo, numa rocha pelítica ou quartzo feldspática com um volume de água de 1%. para a geração de um volume de 50% de massa fundida em 5 kb, a temperatura necessária é de aproximadamente 875°C, já para gerar o mesmo volume na pressão de 10 kb a temperatura necessária é de aproximadamente 950°C.

Pickering & Johnson (1998) e Patiño Douce & Harris (1998) também obtiveram dados que mostraram que a fusão em função da quebra de muscovita ocorre em temperaturas menores do que as da fusão pela quebra da biotita, com isso na fusão de rochas com níveis ricos em muscovita e biotita em uma determinada pressão e temperatura, enquanto os níveis ricos em muscovita geram fusão granítica os níveis ricos em biotita permanecem inalterados podendo se constituir no paleossoma.

Os estudos referentes a fusão na presença ou ausência de fluidos mostram que a fusão a úmido ocorre próximo ao solidus e envolvem principalmente os minerais quartzo e feldspatos. Em função do baixo volume de água livre armazenada nos limites dos grãos, a presença dessa água gera uma quantidade de massa fundida muito baixa (<1%). Já fusão parcial na ausência de água ocorre bem acima do solidus e envolve a quebra de minerais hidratados, resultando numa quantidade de massa fundida bem mais elevada do que a fusão na presença de fluidos, alcançando valores superiores a 30% dependendo da fertilidade da rocha fonte (Stevens & Clemens, 1993; Clemens, 1984; Clemens & Vielzeuf, 1987; Clemens & Droops, 1998; Fyfe, 1970; Thompson, 1982).

Segundo Holtz et al., (2001) as curvas do liquidus com baixo conteúdo de água não têm a mesma inclinação da curva com alto conteúdo de água. Estes autores fizeram uma comparação entre seus dados com os obtidos por Clemens & Vielzeuf (1987) e apresentaram as curvas de solidus e seus respectivos conteúdos de água (Fig. 4.6). A comparação mostrou que o conteúdo de água do fundido numa faixa de P e T de 800°C-900°C, 4 kb-7 kb foi subestimado, com isso a fração de massa fundida em rocha fonte quartzo feldspática foi superestimada. Segundo Holtz et al., (2001) em uma temperatura de 875°C e pressão de 5 kb, o conteúdo mínimo de água dissolvido na massa fundida é de cerca de 2,8% de água, já o valor obtido por Clemens & Vielzeuf (1987) foi de 2%. Essa diferença implica em um volume de massa fundida de aproximadamente 35% e não de 50% como mostrado por Clemens & Vielzeuf (1987). Na figura 4.6 os autores ainda comparam seus dados com os obtidos por Holtz & Johannes (1994).

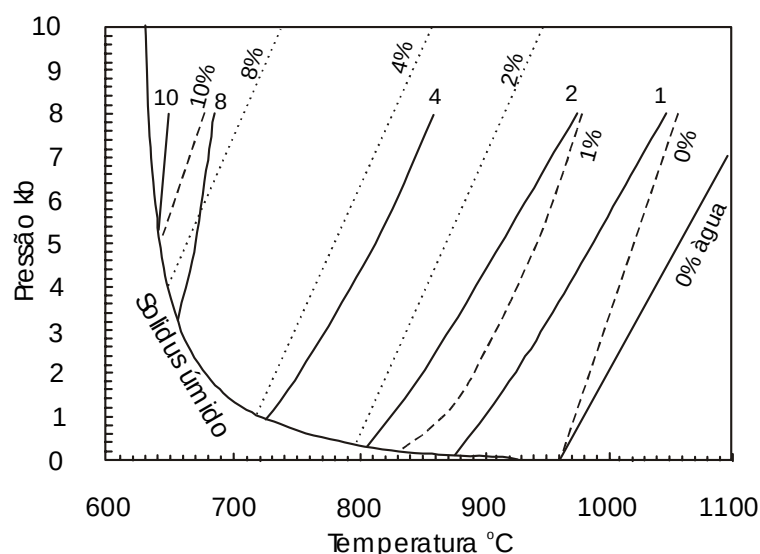


Figura 4.6 – Diagrama mostrando curvas de liquidus. Linhas cheias = curvas de liquidus de Holtz et al. (2001). Linhas pontilhadas = liquidus de Clemens & Vielzeuf (1987). Linhas tracejadas = Liquidus de Holtz & Johannes (1994).

4.2.2 – MIGMATIZAÇÃO: SUBSOLIDUS VS HIPERSOLIDUS

Segundo Kriegsman (2001) existem várias evidências sugerindo que, se a migmatização em condições de subsolidus for uma realidade, as condições de P e T Nas quais ocorre essa migmatização pode estar restrita a um intervalo um pouco abaixo do solidus úmido em litologias comuns. Primeiramente, a temperatura do solidus para a assembléia Albita-K-feldspato-quartzo-água varia de 630°C a 670°C no campo de estabilidade da sillimanita e de 600°C a 630°C no campo da cianita (e.g. Thompson, 1982). Adicionando-se sillimanita, muscovita ou biotita a temperatura do solidus baixa e adicionando voláteis como Fluor e Boro a temperatura baixa para 600°C em condições favoráveis. Estudos experimentais no sistema Albita-K-feldspato-quartzo-água mostram que a temperatura do mínimo eutético varia de 720°C em pressão de água de 1 kb a 635°C para pressão de 20 kb (Johannes, 1985). Lindh & Wahlgreen (1985) indicaram uma temperatura de 575°C para o início de uma migmatização. Essas observações apoiam migmatização em condições de subsolidus, porém esse modelo exige uma fase fluida aquosa para provocar os processos de dissolução e precipitação levando à diferenciação (Kriegsman, 2001).

Vários autores postularam que a migmatização ocorre no subsolidus em alguns terrenos migmatíticos (e.g. Yardley, 1978. Lindh and Wahlgren, 1985; Sawyer and Robin, 1986, Whitney and Irving, 1994). Os principais argumentos contrários a fusão parcial usados nesses

casos são: (i) a temperatura regional é citada como sendo muito baixa para fusão parcial; (ii) a composição do leucossoma relatado desvia significativamente da composição da fusão mínima; (iii) a distribuição dos elementos traços poderia argumentar contra o envolvimento de uma fusão.

4.2.3 - SEGREGAÇÃO E EXTRAÇÃO DA MASSA FUNDIDA

Dois dos principais mecanismos físico-químicos de geração de magmas são: (i) *batch melting* onde os líquidos gerados se equilibram e interagem continuamente com o resíduo cristalino até o momento do fracionamento, e (ii) Fusão fracionada, onde os volumes infinitesimais de líquidos recém-formados pela fusão parcial são extraídos ou removidos do sistema imediatamente após sua geração não se equilibrando com o resíduo cristalino.

Vários autores mostraram que não só a segregação, mas também extração da massa fundida são processos prováveis em migmatitos (e.g., Brown, 1994b; Brown et al., 1995a), embora outros autores tenham enfatizado que a migmatização represente, mais propriamente, uma tentativa falha de produção de magma (e.g., Clemens and Droop, 1998). Arzi (1978) propõe a existência de um limiar para a segregação e extração de fusão sob condições estáticas. Dados experimentais sugerem que o limiar deve ocorrer por volta de um volume de 30% de fusão (Van der Molen and Paterson, 1979). Eles também notaram que o limiar é bem mais baixo em fusão produzida sob deformação média e a massa fundida produzida sincinemática poderia levar à difusão contínua com remoção dessa massa para sítios de baixa pressão (e.g., necks de boldin: Robin, 1979; Van der Molen, 1985a,b; McLennan, 1988; Hand and Dirks, 1982).

Brown et al., (1995) resumiram as idéias correntes e os trabalhos experimentais de segregação e extração de fusão. Estes autores foram favoráveis ao modelo de *batch melting* com baixo limiar de segregação de fusão. Vigneresse et al., (1996) mostraram que não existe um limiar perfeito durante uma fusão parcial progradante, mas dois: um primeiro limiar para a formação de uma rede interconectada de fusão (limiar de permeabilidade de Maaloe, 1982), dependendo do ângulo diedro da fusão-mineral (e.g., Laporte, 1994); e um segundo (em ~30% de volume) para perda de coerência do arcabouço (estrutura) do mineral. Isso alinha o modelo de *batch melting*, por causa do limite inferior (<5%) em volume: Brown et al., 1995c; ~8% em volume: Vigneresse et al., 1996) provavelmente correspondendo ao volume de fusão requerido antes da extração da massa fundida. Estes autores concluíram que as fases das assembléias progradantes e de pico em vários migmatitos foram modificadas pela remoção

(mudança no volume total da composição), embora uma grande porcentagem de massa fundida seja normalmente retida no sistema.

A viscosidade de uma massa fundida é uma propriedade importante no processo de segregação. A viscosidade de uma massa fundida é dependente principalmente do seu conteúdo de água. Segundo Holtz et al., (2001) embora a viscosidade seja um parâmetro importante no entendimento dos processos de extração e segregação de massas fundidas, ela não é um fator limitante, com algumas massas fundidas contendo certa quantidade de minerais cristalizados apresentando mobilidade na crosta. Em função dessa observação, nem sempre a água é um parâmetro controlador dos processos da extração/segregação de massas fundidas. Holyoke & Rushmer (2002) mostraram que na crosta inferior a segregação da massa fundida pode ser controlada pela anisotropia estrutural de seus protolitos. Os autores observaram que em fusão com desidratação de muscovita, a massa fundida migra por entre os limites dos grãos provocando a desagregação dos mesmos e migra para uma descontinuidade estrutural da sua rocha fonte. Para Marchildon & Brown (2003) o mecanismo de extração da massa fundida da fusão parcial da crosta é o desenvolvimento de estruturas deformacionais preexistentes, como acamamento e foliação, durante a anatexia. Estes autores estudaram migmatitos estromáticos e observaram que a distribuição dos leucossomas era paralelo aos planos de foliação. Outra observação foi que a medida que aumentava a espessura, a quantidade de camada diminuía abruptamente. Essas observações levaram Marchildon & Brown (2003) a sugerir que a formação do leucossoma foi controlada pelo movimento da massa fundida, por uma faixa estreita ao longo dos limites dos grãos, para formar as camadas ricas em fundidos limitadas pelo acamamento composicional preexistente.

4.2.4 - PROCESSOS RETRÓGRADOS EM MIGMATITOS

Ashworth and McLellan (1985) descreveram intercrescimento de Bt-Sil-Qz e interpretaram que era uma substituição primária das texturas formadas por reações retrógradas entre o restito e a fusão cristalizada *in situ*. Segundo os autores ocorre nucleação de novos grãos nos limites dos minerais formados anteriormente à migmatização. A anatexia tende a destruir as estruturas anteriores, enquanto que a diferenciação metamórfica sob pressão pode mudar a forma de alongação e orientação dos grãos. Similarmente, intercrescimento de granada foi também atribuída a reação retrógrada incompleta por outros trabalhos (Waters, 1988, 2001); Spears et al., 1990; Spears and Florence, 1992; Spears and Parrish, 1996; Kohn et al., 1997).

Powel & Downes (1990) mostraram que a extração da massa fundida muda a composição da rocha encaixante e retro-reações entre o restito e a massa fundida restante, cristalizando *in situ* pode modificar a assembléia de minerais que não foi atingida pelas reações progradantes. Para Kriegsman & Hensen (1998) as retro-reações têm implicações importantes para a geotermobarometria e para a determinação da trajetória P-T de migmatitos. Spear et al., (1999) determinaram que biotita + silimanita retrógrada substituindo granada ou cordierita ou formando um orla de máficos (melanossoma) adjacente ao leucossoma deve ser comum quando a massa fundida não foi extraída.

Clemens and Droop (1998) enfatizaram que: (i) as rochas sofrendo fusão na presença de fluidos deveriam aumentar sua densidade, dessa forma inibindo a extração da fusão e promovendo reação retrógrada restito-fusão; (ii) massas de fundidos formadas por fusão na ausência de fluidos são mais propícias para ser extraída; (iii) e se a massa fundida não for extraída, ela deveria, da mesma forma, resfriar na temperatura de formação ou, dependendo da trajetória P-T, liberando fluido e cristalizando no solidus.

Kriegsman (2001) defende que o produto final da migmatização parece ser devido a quatro processos sucessivos: (i) fusão parcial progressiva; (ii) extração da massa fundida próximo ao pico de temperatura; (iii) retro-reações incompletas entre o restito e a cristalização *in situ* da massa fundida; e (iv) cristalização do restante da massa fundida no solidus. Esse autor ainda define ‘retro-reação sensu lato’ como qualquer reação com a massa fundida se cristalizando *in situ*, se caracterizando numa recristalização por re-hidratação e ‘retro-reação sensu stricto’ aquelas reações retrogradadas com uma massa fundida se cristalizando *in situ*, sendo a reação reversa das progradantes que produziram a massa fundida.

Para Kriegsman (2001) há três possibilidades para a origem do melanossoma em migmatitos estromáticos: (i) o melanossoma é o sítio de extração da massa fundida se constituindo no restito; (ii) foi formado por retro-reação entre a massa fundida e o restito; (iii) o melanossoma representa o sítio onde os minerais máficos da massa fundida acumularam-se. Segundo o autor, uma combinação dessas três possibilidades é provavelmente mais realístico para explicar a presença e a razão do volume de leucossoma e melanossoma em migmatitos estromáticos.

4.2.5 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETRs)

Os ETRs possuem propriedades física e químicas muito similares, isso resulta do fato de todos eles formarem íons estáveis com carga 3+ e tamanho apresentando pouca diferença.

Certas diferenças no comportamento químico, quando existe, é consequência de um pequeno decréscimo no tamanho iônico e acréscimo do número atômico. Segundo Rollinson (1993) são muito úteis em todo estudo envolvendo ETRs, sobretudo aplicados na petrologia das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

Segundo Rollinson (1998) os padrões de ETRs de uma rocha ígnea são controlados pela química de ETRs de sua fonte e o equilíbrio fusão-cristal que tenha permanecido durante sua evolução. As anomalias de Eu são controladas, principalmente, pelos feldspatos, particularmente em magmas félsicos, pelo fato de que o Eu no estado divalente é compatível com o plagioclásio e feldspato potássico, já os ETRs trivalentes são incompatíveis. Com isso, a saída dos feldspatos de um magma félsico por cristalização fracionada ou fusão parcial de uma rocha em que o feldspato foi retido na fonte deverá promover uma anomalia negativa no fundido. Em menor extensão, a hornblenda, titanita, clinopiroxênio, ortopiroxênio e granada também podem contribuir para uma anomalia em magmas félsicos, porém com resultados opostos ao dos feldspato.

Enriquecimento em ETRs médio relativos aos leves e pesados é comandado pela hornblenda, pois os ETRs são incompatíveis na hornblenda em líquido félsico e intermediário e os coeficientes de partições mais alto estão entre Dy e Er, portanto a presença de 20 a 30% de hornblenda vai influenciar na forma do padrão de ETRs. O mesmo efeito pode ser observado com clinopiroxênio, embora o coeficiente de partição não seja tão elevado. Titanita também pode afetar o padrão de ETRs de forma similar porque ela está presente normalmente em baixas concentrações, o efeito pode ser mascarado por outras fases.

O empobrecimento extremo de ETRs pesados com relação aos leves é mais provável indicar a presença de granada na fonte, por ter uma grande variação nos coeficientes de partição nos ETRs. Hornblenda em líquidos félsicos também pode contribuir para um extremo enriquecimento de ETRs leves relativo aos pesados, embora a faixa de coeficientes de partição não sejam tão grandes como no caso da granada.

Nos líquidos félsicos, fases acessórias como titanita, zircão, allanita, apatita e monazita podem ter grande influência no padrão de ETRs, embora eles estejam presente somente em pequenas quantidades, geralmente <1% do volume da rocha. Eles têm uma média de coeficiente de partição muito elevado causando uma influencia desproporcional no padrão de ETRs. O zircão também pode ter um efeito similar ao da granada e poderá causar empobrecimento em ETRs pesados; titanita e apatita têm partição em ETRs médio relativo aos leves e pesados, e monazita e allanita causam empobrecimento em ETRs leves. Os

coeficientes de distribuição dos ETRs em mineral/massa fundida apresentada por Hanson (1978) mostrada na Figura 4.7, onde pode-se observar o comportamento dos ETRs e das anomalias de Eu em cada fase mineral.

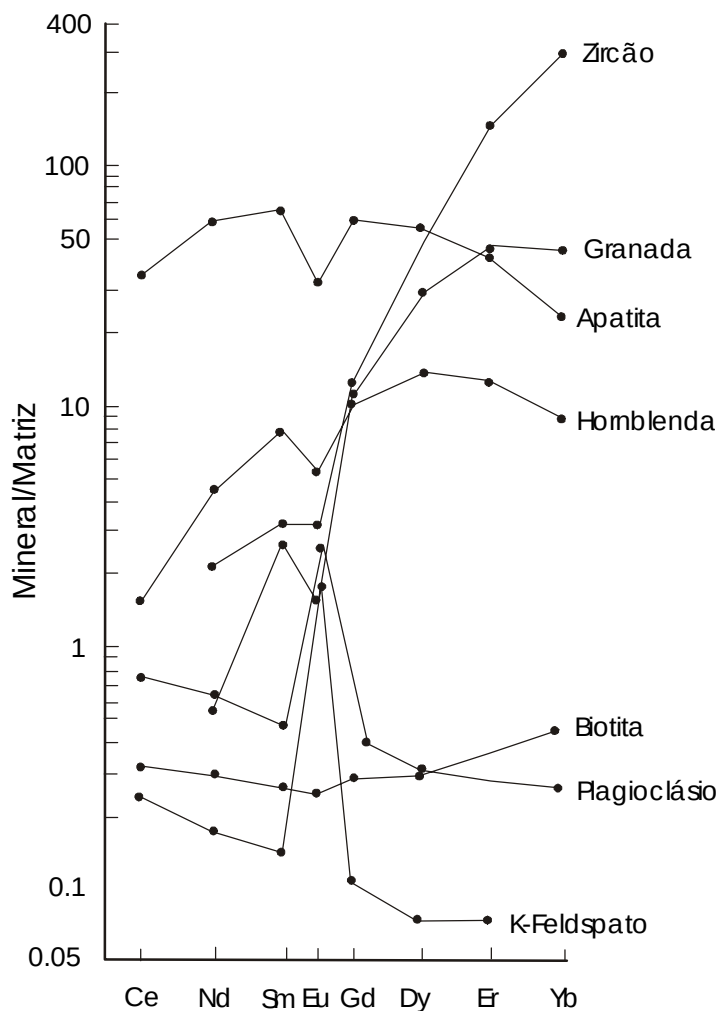


Figura 4.7 – Coeficientes de distribuição dos Elementos Terras Raras (ETR) para Mineral/massa fundida de dacitos e riolitos (Hanson, 1978)

Segundo Chavagnac et al., (1999) os estudos de elementos traços é muito útil para avaliar quantitativamente a extensão do fracionamento, os estudos da distribuição dos elementos traços mostram que nem sempre é atingido o equilíbrio químico entre a massa fundida e o resíduo, mostrando que as fases acessórias como os minerais zircão, monazita, allanita, apatita, titanita e xenotime podem dominar a distribuição dos elementos traços como Zr, Hf, U, Th, Y e ETRs em migmatitos e em rochas granitóides. Esses minerais podem inibir ou retardar o equilíbrio entre a massa fundida e seu resíduo. Para esses autores, no caso em

que os minerais acessórios e os maiores não sofram um completo reequilíbrio químico durante o metamorfismo, eles não darão informações precisas sobre a idade de um evento de migmatização. Por essa razão, é muito importante que se entenda os mecanismos que governam a distribuição dos ETRs durante a migmatização para as interpretações dos estudos petrogenéticos e de geoquímica isotópica.

4.2.6 - MIGMATIZAÇÃO E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Os dados geocronológicas em terrenos migmatíticos sempre foram de difícil interpretação. Os isótopos radiogênicos estão presos em “caixas” que são os minerais. Eventos térmicos ou circulações de fluidos aproveitando as aberturas provocadas pela tectônica podem ou não abrir essas “caixas”. Por exemplo, o zircão em condições “normais” será mais resistente e retém seus “filhos” radiogênicos mais do que uma mica. Desta forma, no caso de um ortogneisse, a idade dependendo do sistema U/Pb-zircão marcará provavelmente a idade da intrusão e o sistema Rb/Sr nas micas indicará a idade do evento tectonometamórfico responsável pela deformação da rocha intrusiva.

Entende-se que em algumas situações para gerar uma fusão parcial precisa-se de água, a quantidade de isótopos contidos no fluido será de grande importância para as interpretações posteriores. O modelamento apresentado aqui trata do sistema Rb/Sr. Essas discussões poderão ser estendidas aos outros sistemas radiogênicos tendo em mente as características geoquímicas e modificações das caixas (minerais) onde os isótopos estão retidos.

Em sistema aberto o sistema isotópico do leucossoma não teria relação com o sistema isotópico do paleossoma, mas a injeção granítica fornecendo calor e fluidos poderia homogeneizar os sistemas isotópicos. Sem homogeneização, os pontos do paleossoma cogenético formariam uma isócrona que daria a idade das intrusões, enquanto os pontos do leucossoma (granito injetado) se alinhariam sobre uma outra isócrona independente, tanto na inclinação quanto na razão inicial. No caso de homogeneização, certos pontos do paleossoma seriam fixados na isócrona do granito injetado. Neste caso, seria necessário amostrar separadamente o neossoma do paleossoma e procurar uma amostra do paleossoma o mais distante possível do leucossoma. Amostras mistas tornariam a interpretação quase impossível. Ao contrário, no caso de migmatitização em sistema fechado, a separação paleossoma-neossoma poderia ser entendida como duas “caixas” distintas ou dois minerais que evoluíram isotopicamente independentes um do outro depois da separação.

Como foi citado anteriormente, sobre o comportamento isotópico da rocha total e os minerais no metamorfismo, os pontos representando amostras grandes, que incluem paleossoma, leucossoma e melanossoma, se distribuirão sobre uma linha que definirá a idade de intrusão do paleossoma, enquanto as medidas realizadas separadamente sobre melanossomas e leucossomas indicarão a idade da migmatização. Essas observações evidenciam a grande importância de paralelizar os estudos isotópicos sobre migmatitos com a definição da origem da migmatização.

No caso de um metassomatismo potássico, devemos entender que junto com o K o fluido necessariamente traz uma quantidade de Rb e provavelmente um pouco de Sr, se o mesmo conter Ca, com razões iniciais próprias. Neste caso, se trata do problema de mistura de sistemas com razões isotópicas diferentes. O produto final dependerá da proporção relativa fluido-rocha atuando durante o desenvolvimento do processo metassomático.

4.2.6.1 - MODELAMENTOS DAS SISTEMÁTICAS NA EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DE ROCHAS

Para as interpretações corretas dos dados isotópicos, é fundamental que se entenda como os isótopos se comportam ao longo do tempo geológico, principalmente em rochas polideformadas. Usaremos exemplos da sistemática Rb-Sr por ser uma das mais sensíveis a eventos metamórficos subsequentes à formação das rochas. Primeiro colocaremos um exemplo hipotético mostrado por Rollinson (1998) para a evolução de uma suíte de rochas ígneas, por ser mais simples (Figura 4.8) e em seguida mostraremos casos mais complexos, como é o caso de migmatização.

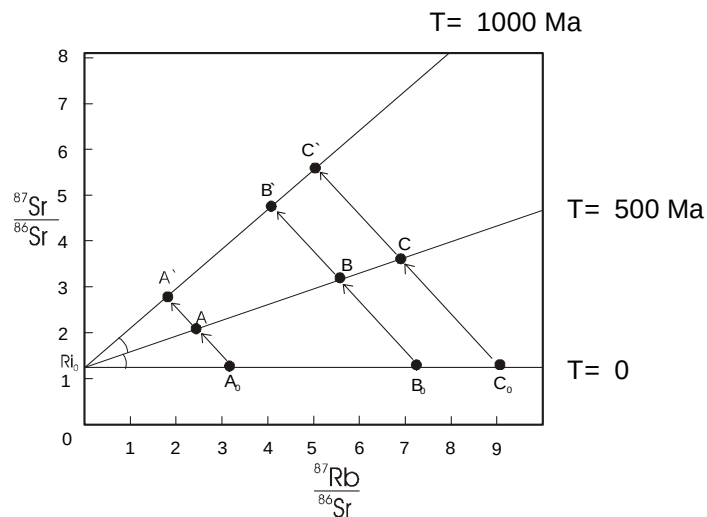


Figura 4.8 - Evolução do sistema isotópico Rb-Sr numa suíte de rochas ígneas cogenéticas com o tempo. A₀, B₀ e C₀ representam as rochas em t = 0. Em t = 500 Ma os pontos A₀, B₀ e C₀ migraram para A, B e C e em t = 1000 Ma para A', B' e C'. R_i = razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Na Figura 4.8, tem-se a evolução de três amostras de rochas cogenéticas A₀, B₀ e C₀ em 500 Ma e 1000 Ma. Em t = 0 todas têm a mesma razão inicial (R_i), mas em função das diferentes composições, cada rocha tem diferentes concentrações de Rb e Sr e consequentemente diferentes razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (A₀ < B₀ < C₀) com seus pontos ficando separados no diagrama isocrônico $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. De t = 0 a t = 500 Ma ou t = 1000 Ma, cada amostra individualmente evolui ao longo de segmentos (ex. A₀ - A - A', B₀ - B - B' e C₀ - C - C') que forma o ângulo α refletindo o decaimento do ^{87}Rb para ^{87}Sr . A inclinação das isócronas (em t = 500 Ma e t = 1000 Ma) é proporcional às idades de cada amostra e não ocorre variação na razão inicial da suíte.

Em casos mais complexos (Fig. 4.9 e 4.10), como em rochas submetidas a anatexia, podemos nos deparar com várias situações, como por exemplo, migmatização formada por injeção de material externo (sistema aberto), fusão parcial *in situ* de um único protólito ou fusão parcial *in situ* de mais de um protólito (sistema fechado).

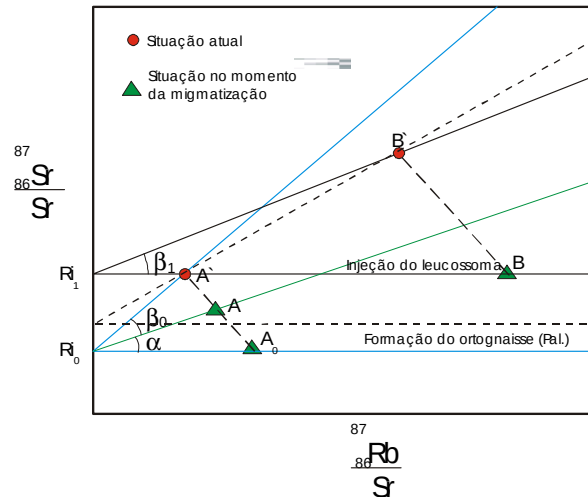


Figura 4.9 - Migmatização em sistema aberto. A trajetória da evolução do paleossoma é descrita pelo segmentos de A_0 para A' e a do leucossoma injetado de B para B' . O resultado da mistura define uma isócrona que passa pelos pontos A' e B' com idade superior à do leucossoma e inferior à do paleossoma (Pal.).

Na figura 4.9, temos a situação para um sistema aberto, nesse caso, é lógico que a evolução do Rb e do Sr será independente no paleossoma e no leucossoma. O primeiro vai evoluir ao longo da trajetória $A_0 - A - A'$, enquanto que o segundo ao longo da trajetória $B - B'$. É evidente que as razões iniciais (R_i) serão diferentes. A análise da mistura fará com que a isócrona obtida seja a que liga $A' - B'$. A variação da inclinação dessa isócrona vai depender da proporção relativa entre o leucossoma e o paleossoma e sua razão terá valor entre R_{i0} e R_{i1} .

Para o caso de migmatização formada por fusão parcial *in situ*, poderemos supor duas situações. (i) fusão parcial de um ortognaisse como mostrado na Figura 4.10A. Nesse caso, em $T=0$ o paleossoma passa a evoluir segundo o segmento $A_0 - A$, ao atingir esse último ponto sofreu um evento de fusão parcial com formação do neossoma representado pelos pontos B (melanossoma) e pelo ponto C (leucossoma). A isócrona do paleossoma passando pelo ponto A registra o momento do evento. O melanossoma e o leucossoma, representados pelos pontos B e C respectivamente sofreram re-equilíbrio isotópico total passando a evoluir segundo as trajetórias $B - B'$ e $C - C'$ com razão inicial (R_i) mais elevada do que a do paleossoma e hoje mostrarão uma isócrona definida pelos pontos $B' - A' - C'$ cujo ângulo (β_1)

formado com a horizontal ($T=0$ para o neossoma) terá mesmo valor do ângulo (β_0) formado entre o momento da fusão e hoje, correspondendo a idade da migmatização. Já a isócrona obtida com o paleossoma registrará a do ortognaisse. (ii) Numa segunda situação como mostra a Figura 4.10B, onde dois ortognaisses cogenéticos (paleossoma 1 e 2) com composições mineralógicas e razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ diferentes passam a evoluir, de $t=0$ com mesma razão inicial (R_i), seguindo a trajetória $A1_0 - A1$ e $A2_0 - A2$ para os paleossomas 1 e 2 respectivamente. Nesse momento ocorre fusão parcial formando os neossomas: B1, C1 que são o melanossoma e leucossoma formados a partir do paleossoma 1 e B2, C2 para o melanossoma e leucossoma do paleossoma 2. Nos dois processos ocorrem um re-equilíbrio isotópico total com razões iniciais (R_{i1} e R_{i2}) distintas. A partir daí os neossomas passam a evoluir seguindo as trajetórias $B1 - B1'$, $C1 - C1'$ e $B2 - B2'$, $C2 - C2'$ gerando as isócronas definidas pelos pontos $B1'$, $A1'$, $C1'$ para o neossoma 1 e $B2'$, $A2'$, $C2'$ para o neossoma 2. Nesse caso, os dois neossomas definem isócronas com mesma inclinação ($\beta_0 = \beta_1 = \beta_2$) indicando a idade da migmatização, enquanto que os dois paleossomas definem a isócrona passando pelos pontos $A1'$ e $A2'$ que define a idade do metamorfismo gerador do ortognaisse.

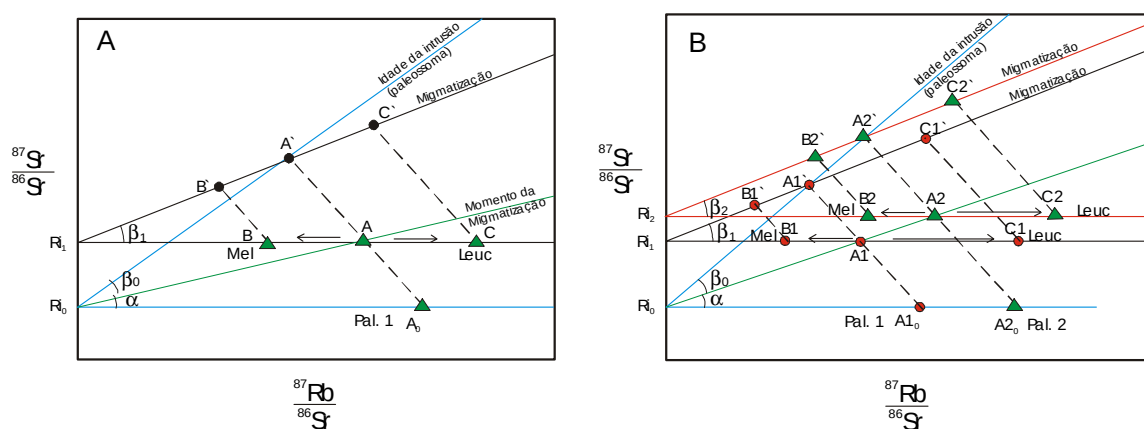


Figura 4.10 - Migmatização em sistema fechado. (A) Fusão parcial *in situ* de um ortognaisse. A evolução do paleossoma é descrita pela trajetória A_0 para A' . Em A o processo de fusão parcial gera um melanossoma que passa a evoluir de B para B' e um leucossoma que evolui de C para C' . O ângulo α dá o momento da fusão, β_0 e β_1 terão o mesmo valor, que será a idade da migmatização (segmento B' , A' , C'). (B) Fusão parcial de dois ortognaisses (Paleossomas 1 e 2) que evoluirão segundo as trajetórias $A1_0$, $A1$, $A1'$ e $B1_0$, $B1$, $B1'$. Os pontos B1 e C1 representam o melanossoma e o leucossoma (neossoma) do paleossoma 1 e B2 e C2 do paleossoma 2. Pal. = paleossoma, Leuc = leucossoma, Mel = melanossoma.

Estes não são os únicos casos que poderemos nos deparar nos estudos isotópicos em migmatitos, como mais um complicador, pode-se estudar unidades geológicas formadas por paleossomas não cogenéticos e intrudidos em épocas distintas, que posteriormente sofreram o

mesmo processo de fusão parcial. Para não correr esse risco é fundamental que selecionemos afloramentos bem estudados geologicamente.

Muitas vezes, a saída do elemento radiogênico é recuperada na mesma rocha por um outro mineral onde este elemento se enquadra melhor. Por exemplo, No sistema biotita-apatita o ^{87}Sr produzido pela desintegração do ^{87}Rb , abundante na biotita, se encontra mal instalado na rede cristalina da mica (problema de raio iônico-número de coordenação). Desta forma, qualquer catalisador de difusão iônica na rede cristalina (deformação, temperatura, fluido) fará sair o ^{87}Sr , que poderá ser recuperado por um mineral cálcico que acomodará melhor seu raio iônico, no caso, a apatita. Neste caso, se os minerais se comportam como um sistema aberto, a rocha para os isótopos radiogênicos é um sistema fechado, e assim a geocronologia baseada sobre rocha total marcará a idade do fechamento do sistema termodinâmico, ou seja, a intrusão (Faure, 1986).

Entretanto, a literatura evidencia também casos onde a rocha se comporta como um sistema aberto. Andre e Deutsch (1985) mostram um “reseting” dos minerais, como das rochas magmáticas a temperaturas abaixo de 250°C. Este “reseting” seria a consequência do impacto tectônico de uma zona de falha onde circulariam fluidos capazes de homogeneizar os sistemas. No caso do metamorfismo regional mais intenso já foram registradas migrações isotópicas que ultrapassam a fronteira das rochas totais. O fenômeno da anatexia é o exemplo mais significativo. Ele é capaz de homogeneizar isotopicamente as rochas sobre distâncias quilométricas. Por outro lado na fácies granulito, que corresponde a condições PT mais elevadas ainda, a homogeneização é muito parcial e é possível muitas vezes reencontrar a linha isotópica da idade de formação das rochas. Essas diferenças de comportamento dos sistemas rochosos em relação sobre tudo ao Sr são causadas pela existência de água com circulação livre na zona anatética e a ausência de água na fácies granulito. O sistema Rb/Sr é justamente mais sensível à rehomogeneização, porque os elementos químicos correspondentes são alojados em minerais muito sensíveis à solubilização.

Se a circulação de água é o fator determinante nos processos de homogeneização isotópica, é óbvio que dependendo do tipo de migmatização (sistema aberto ou sistema fechado), o comportamento isotópico será deferente e as interpretações geocronológicas serão complexas.

O sistema U/Pb dependerá principalmente do comportamento dos zircões durante os diferentes tipos de migmatitização. Por exemplo, no caso de migmatitização de um protólito ígneo por injeção “lit-par lit” (camada por camada), os zircões do paleossoma e do neossoma

serão alinhados em duas discórdias distintas com perda contínua de Pb definindo cada um, um intercepto superior diferente. Se a injeção granítica provoca abertura do zircão do paleossoma, teremos uma discórdia com intercepto inferior correspondente a intrusão “lit-par-lit” e o intercepto superior marcando a idade de intrusão do leucossoma.

O uso dos isótopos do Sm e Nd nos diferentes tipos de migmatitos possibilita que se estabeleçam seus comportamentos nos paleossomas, melanossomas e leucossomas estabelecendo parâmetros para identificar migmatitos formados por diferentes processos. O parâmetro (ϵ_{Nd}) introduzido por DePaolo (1981) pode ser usado como um excelente indicador petrogenético, será de grande valia na identificação de fontes dos paleossomas e mobilizados anatéticos, principalmente se o migmatito for do tipo de injeção, nesse caso os parâmetros ϵ_{Nd} das diferentes partes do migmatito serão distintos.

CAPÍTULO V – MIGMATIZAÇÃO EM ROCHAS METASSEDIMENTARES

5.1 - INTRODUÇÃO

A geração de migmatitos a partir da fusão de rochas metassedimentares já foi reportada por Winkler (1977), Whitney and Irving (1994), Milord et al. (2001), Solar & Brown (2001) e Johannes et al. (1995, 2003) entre outros. Os micaxistos apresentam uma composição mineralógica essencial formada por quartzo, biotita, plagioclásio e muscovita. Essa associação quando submetida a condições metamórficas de pressões e temperaturas elevadas, com a adição de água no sistema ou da água liberada pela quebra da muscovita e/ou da biotita provoca a anatexia nos micaxistos gerando uma massa fundida que se constituirá no leucossoma. Com a ausência de feldspato potássico nessas rochas, a quebra dos minerais muscovita e/ou da biotita é muito importante, pois fornecerá o K necessário para reagir com o quartzo e plagioclásio e gerar líquidos magmáticos que pode tanto se cristalizar *in situ* quanto migrar através dos planos de foliação da rocha se cristalizando e formando veios de leucossomas. O afloramento de micaxistos, objeto desse estudo, pertence à unidade de topo da Formação Seridó localiza-se à aproximadamente 7 km a leste da cidade de Parelhas-RN tendo como coordenadas geográficas 36°48'18" W e 6°49'22" S (ponto 1 na Fig.1). Trata-se de micaxistos quartzo feldspático de cor cinza, médio a grosso com vênulas de quartzo (Fig. 5.1A e 5.1B e Fig.5.2B), deformados em condições metamórficas de fácies xisto verde a anfibolito alto atingindo a isógrada da anatexia. A foliação principal tem atitude média de N65°E e mergulhos variando de 60°SE a vertical. Essa foliação apresenta uma crenulação que evoluiu para dobras com planos axiais variando de N10°E a N10°W com mergulhos variando de 86°SE a verticais (Fig. 5.1A). Ocorrem duas gerações de veios pegmatíticos com espessuras decimétricas, uma concordante com a foliação e uma segunda geração discordante, cuja atitude média é de N30°E vertical. Localmente, o aumento da deformação geradora da crenulação provoca aumento na concentração de veios quartzo-feldspáticos dobrados se constituindo no leucossoma (Fig. 5.1A e Fig.5.1B), em torno dos quais ocorre uma orla rica em biotita se constituindo no melanossoma. Os veios pegmatíticos foram boudinados numa cinemática sinistral, e um processo de deformação subsequente dextral provocou um imbricamento das terminações delgadas dos boudins desses veios. A seguir serão discutidos os dados petrográficos/petroológicos, química mineral e de rocha total, além de geoquímica isotópica com o intuito de se entender o processo de migmatização e da mobilização dos isótopos radiogênicos durante esse processo.

5.2 – PETROGRAFIA

As seções delgadas estudadas foram do paleossoma (PA-01b), do conjunto paleossoma + neossoma (rocha total PA-02b), neossoma = melanossoma + leucossoma (PA-03), do melanossoma (PA-04RE) e do leucossoma (PA-04QF). A localização das amostras, no afloramento, estão na Figura 5.1B. As tabelas 5.1 e 5.2 mostram as composições mineralógicas mesonormativas calculadas com base nos dados químicos mostrados na Tabelas 08A e 08B do APÊNDICE B, e as composições modais estimadas das amostras do afloramento de Parelhas. Uma vez que esta é baseada exclusivamente nas relações estequiométricas entre as composições químicas das rochas e dos minerais normativos preestabelecidos pelo programa Newpet, e geralmente são mais úteis para o uso em diagramas, sem nenhuma vínculo com a composição modal. A composição mesonormativa foi usada na confecção de Diagramas de temperaturas. A composição modal reflete a composição mineralógica observada em seções delgadas sendo mais úteis nas discussões dos dados petrográficos e de isocon.

Tabela 5.1 – Composição mesonormativa calculada pelo programa Newpet para as amostras do afloramento PA.

Amostra	Qz	Cor	Mt	Ilm	Ab	An	Or	Bt	Ap	Rut	Total
PA-01b	39,69	4,71	3,13	0,81	20,50	8,75	1,78	19,08	0,64	-0,78	99,57
PA-02b	35,90	5,61	3,65	0,78	20,50	8,40	1,88	21,77	0,57	-0,88	99,50
PA-03	33,71	6,26	3,93	0,82	20,50	7,90	2,33	22,95	0,57	-0,93	99,36
PA-04RE	24,45	7,04	5,05	1,12	21,68	8,60	3,02	26,70	0,57	-1,07	97,20
PA-04QF	43,58	2,31	2,04	0,46	28,21	9,96	1,47	10,76	0,38	-0,43	98,73

Legenda: PA-01b = Paleossoma, PA-02b = Rocha total, PA-03 = Neossoma, PA-04RE = Melanossoma, PA-04QF = Leucossoma, Qz = Quartzo, Cor = Corindon, Mt = Magnetita, Ilm = Ilmenita, Ab = Albita, An = Anortita, Or = Ortoclásio, Bt = Biotita, Ap = Apatita, Rut = Rutilo.

Tabela 5.2 – Composição modal estimada para as amostras do afloramento PA.

Amostra	Qz	Pl	Bt	Gr	Cd	Mu	Sill	Turm	Ap	Zr	Op	Clor
PA-01b	35-40	20-25	20-25	1	1	-	-	<1	<1	<1	2-4	<1
PA-02b	30-35	20-25	23-27	3-5	1	1-2	1	1	<1	<1	1-2	<1
PA-03	30-35	15-20	23-27	3-5	2-3	3-6	1	1	<1	<1	1-2	<1
PA-04RE	20-25	5-10	45-50	3-5	3-5	1	1	1	<1	<1	1	<1
PA-04QF	45-50	25-30	5-10	<1	1	1	1	1-2	<1	<1	<1	<1

Legenda: PA-01b = Paleossoma, PA-02b = Rocha total, PA-03 = Neossoma, PA-04RE = Melanossoma, PA-04QF = Leucossoma, Qz = Quartzo, Pl = Plagioclásio, Bt = Biotita, Gr = Granada, Cd = Cordierita, Mu = Muscovita, Sill = Sillimanita, Turm = Turmalina, Ap = Apatita, Zr = Zircão, Op = Opacos, Clor = Clorita.

O paleossoma PA-01b é de cor cinza, média a grossa com filetes e vênulas de quartzo. Ainda é possível se observar o acamamento composicional primário, representado pela

alternância de níveis de cores cinza claro quartzo feldspático com níveis ricos em biotita (Fig. 5.1B e 5.2A).

No paleossoma o quartzo é xenomórfico com extinção ondulante, alguns grãos mostram desenvolvimento de subgrãos e bandas de deformação. Seus contatos são curvos, mas localmente ocorrem cristais com contatos retos poligonais (Fig. 5.1C). O plagioclásio ocorre como cristais hipidiomórficos saussuritizados, principalmente a partir dos planos de clivagens, alguns cristais mostram extinção ondulante. A biotita ocorre como placas hipidiomórficas com comprimento de no máximo 2,0 mm. Apresenta pleocroísmo forte de cor castanha avermelhada (Fig. 5.1C). Associada aos níveis biotíticos também ocorrem cristais hipidiomórficos de turmalina, minerais opacos e raros cristais de granada hipidiomórfica e de cordierita xenomórfica (Fig. 5.2C).

A amostra PA-02b (Fig. 5.1B) apresenta um nível homogêneo correspondente ao paleossoma e um nível onde se observa um progressivo aumento de veios de leucossomas ricos em quartzo e plagioclásio correspondendo ao neossoma.

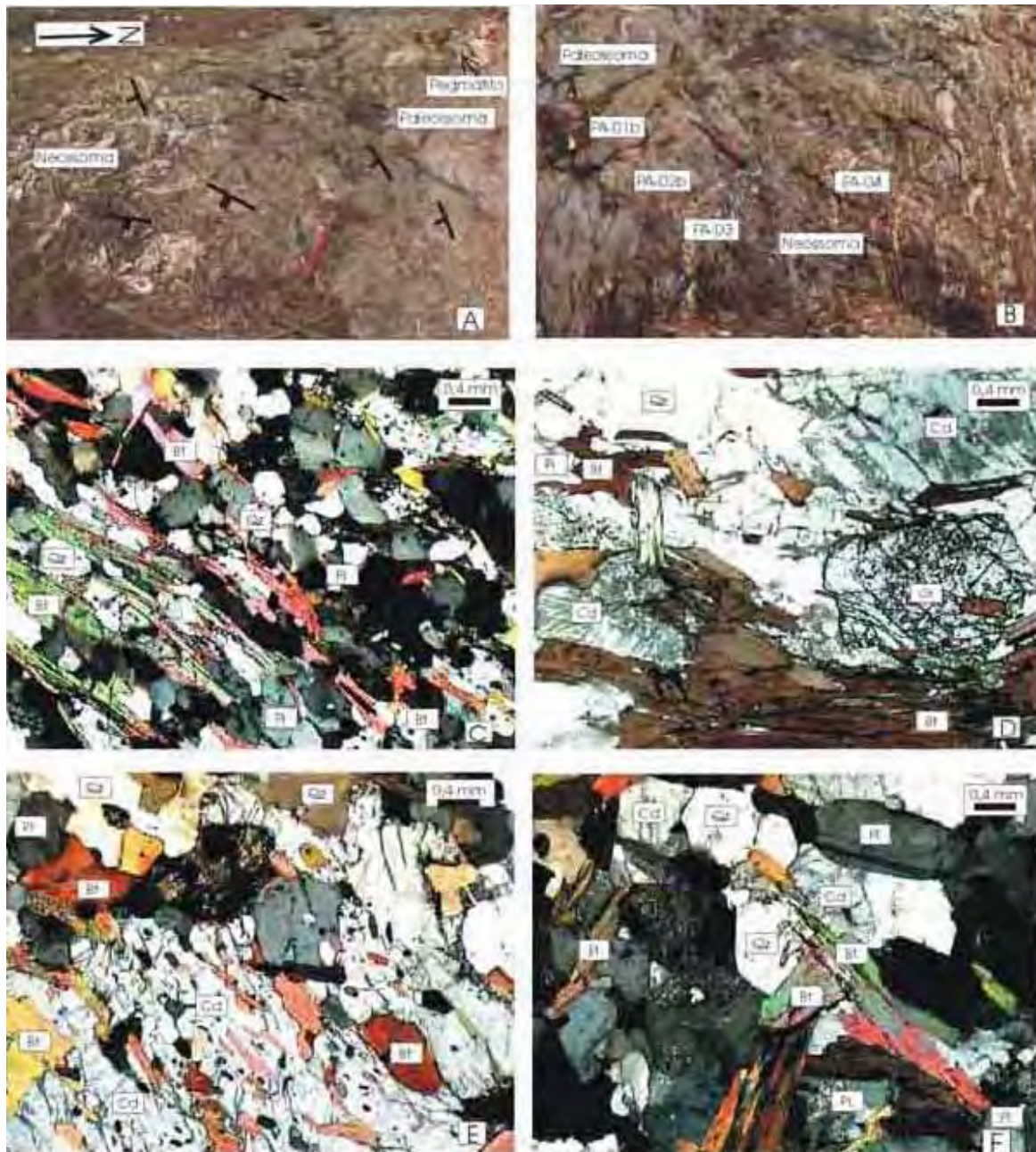
A amostra PA-03 (Fig. 5.1B) representa o neossoma, tem cor cinza claro, grossa apresentando veios quartzo feldspáticos em média com 3 cm de espessura. Nos contatos desses veios ocorre uma orla de melanossoma rico em biotita.

Duas gerações de quartzo estão presentes no neossoma, uma formando a matriz. São xenomórficos, em média com 0,2 mm e agregados de cristais facetados com contatos retos poligonais e uma segunda geração de cristais, em média com 3,0 mm podem ocorrer como cristais xenomórficos ou como cristais com contatos retos poligonais (Fig. 5.1E). Os cristais das duas gerações mostram extinção ondulante e bandas de deformação, migração de limites de grãos. Também ocorre como *ribbons* orientados segundo a foliação principal. O plagioclásio na matriz ocorre como uma geração de cristais hipidiomórficos, pré tectônico a foliação principal, mostram extinção ondulante, bastante saussuritizado, principalmente nos planos de clivagens (Fig. 5.1E e 5.2C). A segunda geração é formada por cristais hipidiomórficos límpidos ou pouco alterado. Localmente ocorrem cristais com contatos retos poligonais com o quartzo. A biotita na matriz ocorre como placas hipidiomórficas, tem pleocroísmo castanho avermelhado. Normalmente mostram bordas de reação com quartzo, plagioclásio e granada, raros cristais apresentam cloritização. Ocorre também uma segunda geração recristalizada com granulometria mais grossa do que na PA-01b, podendo atingir até 8,0 mm de comprimento, as vezes são deformadas com desenvolvimento de *kinks* e apresentar extinção ondulante. A cordierita ocorre como porfiroblastos com tamanho médio de 6,0 mm

em seu eixo maior, com muitas inclusões de quartzo, biotita, plagioclásio e opacos (Fig. 5.1E). Alguns cristais mostram um elevado grau de pinitização na superfície. Podem desenvolver muscovita em sua superfície. Os opacos são xenomórficos, normalmente associados à biotita. A muscovita ocorre como placas hipidiomórficas associada a biotita ou placas xenomórficas quando se desenvolve nas superfície de cordierita e plagioclásio

A amostra PA-04 representa o neossoma com os veios de leucossomas mais espessos, podendo atingir até 5 cm de largura (Fig. 5.1B e 5.2B). Os veios de leucossomas (PA-04QF) são constituídos essencialmente por quartzo e plagioclásio tendo como minerais acessórios a biotita, cordierita, turmalina, cordierita, granada e sillimantia. Também foram identificadas apatita e zircão. Em torno dos veios de leucossomas ocorrem orlas de melanossoma (PA-04RE) compostas essencialmente por biotita, quartzo e quantidades subordinadas de plagioclásio, granada e cordierita e tendo como minerais acessórios muscovita, apatita e zircão (Tab. 5.2).

As características dos minerais na amostra PA-04 são semelhantes às dos minerais da amostra PA-03, porém a granulometria é mais grossa em função de recristalizações em quartzo e biotita (Fig. 5.1F e 5.2E). O quartzo ocorre como cristais xenomórficos, mas também ocorre como cristais com contatos retos poligonalizados (Fig. 5.1F) A granada ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos com uma foliação interna, inclusões opacos e de quartzo, por vezes com bordas sobrecrecidas com pouca e/ou sem inclusões, por vezes apresenta superfície corroída no núcleo com as cavidades preenchidas por quartzo (Fig. 5.2E). A cordierita ocorre como porfiroblastos com comprimento de até 10,0 mm em seu eixo maior. Observam-se muitas inclusões de quartzo, biotita, plagioclásio e opacos. Alguns cristais mostram um elevado grau de pinitização na superfície, também observam-se cristais hipidiomórficos (Fig. 5.1F). Podem desenvolver muscovita em sua superfície. Os opacos são xenomórficos, normalmente associados à biotita. A muscovita, quando associada a biotita são hipidiomórficas e quando se desenvolve nas superfície de cordierita e plagioclásio são xenomórficas. A turmalina ocorre principalmente nas faixas de melanossoma, mas também nas faixas de leucossomas como cristais hipidiomórficos a idiomórficos.



Legenda: PA-01b=Amostra do paleossoma, PA-02b=Amostra de rocha total, PA-03=Amostra de neossoma 1, PA-04=Neossoma 2, Qz=Quartzo, Pl=Plagioclásio, Bt=Biotita, G= Granada, Cd=Cordierita. — Foliação principal. — Plano axial da crenulação.

Figura 5.1 - Fotos do afloramento de Parelhas (PA). A) Visão geral do afloramento de mica-xisto com porções de neossoma e paleossoma. B) Detalhe do afloramento com a localização das amostras estudadas, superfície com aproximadamente 30° de inclinação com a horizontal. C) Fotomicrografia mostrando a foliação principal marcada por biotita, plagioclásio e quartzo. Amostra PA-01b. D) Fotomicrografia mostrando o contato do leucossoma com quartzo, plagioclásio, cordierita e granada com o melanossoma com biotita, granada e cordierita. Notar granada com borda recristalizada e inclusão ativa de biotita. Amostra PA-02b. E) Fotomicrografia mostrando porfiroblasto de cordierita com inclusões ativas de biotitas orientadas. Amostra PA-03. F) Fotomicrografia dos velos de leucossoma e de melanossoma dobrados. Notar cristais de quartzo e cordierita poligonizados. Amostra PA-04.



Legenda: PA-01b=Amostra do paleossoma, PA-04= Amostra de neossoma, PA-04RE=Melanossoma, PA-04QF=Leucossoma, Qz=Quartzo, Pl=Plagioclásio, Bt=Biotita, Gr=Granada, Cd=Cordierita, Cl=Cicrita, Op=Opaco, + = Pontos analisados por microsonda eletrônica.

Figura 5.2 - Fotos das amostras com análise química mineral de Parelhas (PA). A) Foto do paleossoma. B) Foto da mostra de neossoma com veios de leucossoma quartzo feldspático (PA-04QF) e melanossoma rico em biotita (PA-04RE). C) Fotomicrografia com os cristais dos plagioclásios, cordierita e biotitas analisados. Amostra PA-01b. D) Fotomicrografia dos cristais de plagioclásio, biotita e granada. Amostra PA-01b. E) Fotomicrografia mostrando associação de cristais de granada, biotita, plagioclásio analisados. Amostra PA-04. F) Fotomicrografia mostrando porfiroblasto de cordierita com inclusões orientadas de biotita analisados. Amostra PA-04.

5.3 - QUÍMICA MINERAL

Foram selecionadas duas amostras para análises químicas mineral por microsonda eletrônica, as amostras do paleossoma (PA-01b) e a amostra PA-04 composta pelo conjunto melanossoma (PA-04RE) e leucossoma (PA-04QF). Optou-se por analisar os minerais biotita (Bt), granada (Gr), cordierita (Cd), plagioclásio (Pl), e os óxidos (Op) destas amostras. Nos cristais de granada, cordierita e biotita, procurou-se analisar os centros e as bordas (Fig. 5.2E e 5.2F). As Tabelas de 01 a 07 do APÊNDICE B mostram os dados analíticos completos de todos os cristais analisados por microsonda eletrônica do afloramento da região de Parelhas.

5.3.1 – BIOTITA

Foram analisados cristais de biotita das amostras de paleossoma (PA-01b), do melanossoma (PA-04RE) e do leucossoma (PA-04QF). A Tabela 5.3 mostra os valores dos números catiônicos de Mg, Ti, Fe e as razões Mg/Fe dos cristais analisados, as Tabelas 01 e 02 do APÊNDICE B mostram as análises completas de todos os cristais de biotita.

Tabela 5.3 – Valores mínimos e máximos expressos em número de cátions de Mg, Ti, Fe e razões catiônico Mg/Fe com suas médias das amostras PA-01b e PA-04.

Amostra	Mg Média	XMg Média	Ti Média	XTi Média	Fe Média	XFe Média	Mg/Fe Média
PA-01b	2.205-2.297	0.461-0.481	0.163-0.286	0.034-0.059	2.243-2.487	0.473-0.489	0.952-0.994
Paleossoma	2.271	0.470	0.241	0.050	2.325	0.480	0.977
PA-04RE	2.076-2.239	0.446-0.472	0.237-0.287	0.050-0.060	2.256-2.322	0.478-0.498	0.894-0.986
melanossoma	2.140	0.458	0.258	0.056	2.278	0.487	0.939
PA-04QF	2.127-2.260	0.436-0.467	0.216-0.311	0.045-0.062	2.310-2.499	0.489-0.504	0.865-0.955
Leucossoma	2.172	0.450	0.270	0.056	2.383	0.494	0.912

Legenda: X-Mg = Fração molar de Mg, XTi = Fração molar de Ti, XFe = Fração molar de Fe, Mg/Fe = Razão catiônica de Mg e Fe.

Nota-se que as biotitas do paleossoma são mais magnesianas do que as biotitas do leucossoma e do melanossoma, por outro lado são menos titaníferas. Quanto ao ferro as biotitas do paleossoma, mesmo apresentando o valor mínimo mais baixo, na média são mais ferrosas do que as biotitas do melanossoma e menos ferrosas do que as biotitas do leucossoma, com isso observa-se um decréscimo nas razões Mg/Fe do paleossoma para o leucossoma. Já as biotitas do leucossoma são mais magnesianas, titaníferas e ferrosas do que

as biotitas do melanossoma. Porém apesar dessas diferenças, há uma faixa em que os valores se sobrepõem.

Para o caso da biotita do leucossoma ser mais ferrosa deve-se ao fato de que durante a fusão, as mesmas não foram desestabilizadas para produzir feldspato potássico. O decréscimo nas razões Mg/Fe do paleossoma para o leucossoma pode significar que as mesmas perdem Mg ou ganham Fe. Como o sistema é fechado para estes elementos, a biotita deve ter trocado Mg e Fe com a granada, indicando que a biotita do leucossoma é de temperatura mais elevada. Schreurs (1985) mostra relações de valores de Ti e de Al^{VI} com a temperatura de formação da biotita. Para valores de átomos por fórmula unitária de Ti inferiores a 0.3 e Al^{VI} maiores que 0.85 indica temperaturas entre 500°C e 650°C e valores de Ti entre 0.3 e 0.45 e Al^{VI} entre 0.55 e 0.85 indica temperaturas entre 650°C e 750°C. Os dados químicos das biotitas do paleossoma (PA1B) e do melanossoma (PA-04C1) mostram valores dentro dos intervalos de Ti menores que 0.3 e Al^{VI} superiores a 0.85. No leucossoma ocorre três cristais com valores de Ti superiores a 0.3 e de Al^{VI} entre 0.55 e 0.85, indicando também aumento de temperatura (Tabela 01 e 02 do APÊNDICE B) sugerindo formação a partir de produto de fusão.

5.3.2 – PLAGIOCLÁSIO

Os plagioclásios nas duas amostras analisadas estão bastante saussuritizados, alguns cristais já apresentam as superfícies quase que totalmente alteradas. As Tabelas 03 e 04 do APÊNDICE B mostram os dados analíticos completos de todos os cristais de plagioclásio das amostras do paleossoma (PA-01b) e do neossoma (PA-04). Os resultados analíticos de 10 cristais de plagioclásios do paleossoma (Tabela 5.4A), mostram que não ocorrem variações significativas nos valores de albita, ortoclásio e anortita sendo do tipo oligoclásio. Nos 10 cristais a albita tem valores mínimos e máximos de 71.38 e 72.66% de albita, 0.48 e 0.85% de ortoclásio e 26.70 e 27.90% de anortita.

Na amostra do Neossoma (Tabela 5.4B), do cristal Pl 1 ao Pl 4 são do melanossoma (PA-04RE) e os demais do leucossoma (PA-04QF). A média dos valores nos cristais do melanossoma é de 72.28% de albita, 0.59% de ortoclásio e 27.13% de anortita. No leucossoma tem-se a média de 72.71% de albita, 0.65% de ortoclásio e 26.64% de anortita.

Tabela 5.4A – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos plagioclásios da amostra do paleossoma PA-01b.

	Pl 1	Pl 2	Pl 3	Pl 4	Pl 5	Pl 6	Pl 7	Pl 8	Pl 9	Pl 10
Ab	72,41	72,62	72,62	71,66	72,21	71,50	72,44	71,63	71,65	71,38
Or	0,48	0,68	0,74	0,65	0,75	0,60	0,55	0,54	0,63	0,85
An	27,11	26,70	26,64	27,69	27,04	27,90	27,01	27,83	27,72	27,77

Legenda: Pl = Plagioclásio, Ab = Albita, Or = Ortoclásio, An = Anortita.

Tabela 5.4B – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos plagioclásios da amostra do neossoma PA-04. Os cristais Pl 1, Pl 2, Pl 3 e Pl 4 são da amostra do melanossoma (PA-04RE) e os cristais Pl 5, Pl 6, Pl 7, Pl 8, Pl 9 e Pl 10 são da amostra do leucossoma (PA-04QF).

	Pl 1	Pl 2	Pl 3	Pl 4	Pl 5	Pl 6	Pl 7	Pl 8	Pl 9	Pl 10
Ab	70,34	73,22	72,88	72,69	72,58	73,04	73,12	72,06	72,99	72,44
Or	0,67	0,54	0,46	0,67	0,65	0,67	0,68	0,73	0,62	0,55
An	28,99	26,24	26,66	26,64	26,77	26,29	26,20	27,21	26,39	27,01

Legenda: Pl = Plagioclásio, Ab = Albita, Or = Ortoclásio, An = Anortita.

Como mostram os dados analíticos, com relação aos plagioclásios do paleossoma (PA-01b), do melanossoma (PA-04RE) e do leucossoma (PA-04QF) não ocorrem variações significativas nos teores de albita, ortoclásio e anortita. O plagioclásio de todas as amostras é do tipo oligoclásio. A mesonorma (Tabela 5.1) mostrou que o plagioclásio da amostra de leucossoma (PA-04QF) é bem mais albitico, porém a química dos plagioclásios não confirma essa observação. A Tabela 05 do APÊNDICE B mostra que o cálcio (Ca), principal componente da anortita (An), também ocorre em quantidade importante no mineral granada, que na mesonorma não é considerado. Como esse foi um dos minerais que ficou retido no melanossoma (PA-04RE), pode ter sido o principal motivo para a elevação do conteúdo de sódio (Ab) relativo ao cálcio (An) na mesonorma do leucossoma.

5.3.3 – GRANADA

Foram analisados cristais de granada da amostra do paleossoma (PA-01b) e da amostra do neossoma (PA-04) cujos dados analíticos completos estão na Tabela 05 do APÊNDICE B.

Foram analisados dois cristais de granada do paleossoma, na granada 1Gr1 analisou-se o centro e as bordas (Fig. 5.1D e 5.1E). Observa-se que não existem diferenças significativas com relação a XFe, porém verifica-se um pequeno decréscimo na XMg e aumento na XMn do centro para as bordas. Nos cristais do neossoma analisou-se o cristal 4Gr1 no centro, uma porção intermediária e as bordas, aqui também não se verifica diferenças significativas com relação a XMg, XFe e XMn, porém na porção mediana ocorre um pequeno aumento na XFe. Com relação a granada 4Gr2 tem-se um pequeno aumento de XMn do centro para a borda e um pequeno decréscimo das XMg e XFe. Quando se comparam as granadas do paleossoma com as do neossoma, todos os valores de XMg, XFe e XMn não apresentam diferenças gritantes conforme dados apresentados na Tabela 5.5. As granadas do paleossoma e do neossoma são do tipo almandina com um conteúdo importante de moléculas de piropo (Mg) e espessartita (Mn).

Tabela 5.5 – Tabela com os dados químicos expressos em números de cátions das granadas do paleossoma (PA-01b) e do Neossoma (PA-04)

Cátions	PA1B-C1G1C	PA1B-C1G1B	PA1B-C1G1B2	PA-4C1-G1C	PA-4C1-G1M	PA-4C1-G1B	PA-4C1-G1B2	PA-4C1-GB3	PA-4C1-G2B	PA-4C1-G2C	PA-4C1-G2B2	0.000	0.000
Si	5.967	6.019	5.984	6.188	6.027	5.999	6.030	6.014	5.967	6.019	6.056	48.300	6.038
Ti	0.006	0.002	0.001	0.005	0.005	0.000	0.002	0.007	0.000	0.002	0.002	0.023	0.003
Al	3.961	3.934	3.939	3.786	3.886	3.952	3.991	3.880	4.023	3.983	3.913	31.414	3.927
Cr	0.006	0.007	0.002	0.000	0.003	0.005	0.000	0.000	0.004	0.001	0.002	0.015	0.002
Fe	4.194	4.121	4.177	3.949	4.211	4.189	4.191	4.209	4.215	4.205	4.123	33.292	4.162
Mn	0.800	0.823	0.899	0.740	0.728	0.773	0.811	0.805	0.767	0.718	0.776	6.118	0.765
Mg	0.855	0.819	0.741	0.794	0.814	0.852	0.754	0.766	0.865	0.860	0.820	6.525	0.816
Ca	0.204	0.205	0.210	0.202	0.200	0.187	0.191	0.194	0.179	0.185	0.188	1.526	0.191
Fe ³⁺	0.035	0.053	0.062	0.166	0.099	0.044	0.000	0.109	0.000	0.009	0.070	0.497	0.062
Total	16.028	15.983	16.015	15.830	15.973	16.001	15.970	15.984	16.020	15.982	15.950	127.710	15.964
Fetotal	4.229	4.174	4.239	4.115	4.310	4.233	4.191	4.318	4.215	4.214	4.193	33.789	4.224
Uv	0.141	0.171	0.045	0.000	0.082	0.120	0.009	0.001	0.101	0.037	0.056	0.406	0.051
Ad	0.946	1.354	1.561	4.431	2.564	1.094	0.035	2.849	0.000	0.258	1.807	13.038	1.630
Gr	2.228	1.889	1.867	0.000	0.671	1.902	3.151	0.329	2.874	2.789	1.291	13.007	1.626
Py	14.132	13.731	12.293	13.839	13.682	14.198	12.685	12.831	14.347	14.419	13.886	109.887	13.736
Sp	13.227	13.791	14.925	12.899	12.231	12.886	13.638	13.485	12.736	12.037	13.141	103.053	12.882
Al	69.325	69.064	69.309	68.831	70.771	69.800	70.481	70.506	69.942	70.461	69.818	560.610	70.076
Fe+Mg+Mn	5.884	5.816	5.879	5.649	5.852	5.858	5.756	5.889	5.847	5.792	5.789	46.432	5.804
XMg	0.145	0.141	0.126	0.141	0.139	0.145	0.131	0.130	0.148	0.148	0.142	0.141	0.141
XFe	0.719	0.718	0.721	0.728	0.737	0.723	0.728	0.733	0.721	0.728	0.724	0.728	0.728
XMn	0.136	0.142	0.153	0.131	0.124	0.132	0.141	0.137	0.131	0.124	0.134	0.132	0.132
Mg/FeT	0.202	0.196	0.175	0.193	0.189	0.201	0.180	0.177	0.205	0.204	0.196	0.193	0.193

Legenda: Gr1C = análise do centro do cristal, Gr1B = análise da borda do cristal, Gr1M = análise da porção entre o centro e a borda do cristal, Uv = Uvarovita, Ad = Andradita, Gr = Grossularita, Py = Piropo, Sp = Espersartita, Al = Almandina, Mg, Fe, Ti e Mn = cátions desses elementos, X = Fração dos cátions.

5.3.4 – CORDIERITA

Como visto na seção 5.2, a maioria dos cristais de cordierita apresenta um elevado grau de alteração (Fig. 5.1D e 5.2C). Também ocorre como porfiroblastos com muitas inclusões de biotita (Fig. 5.1E e 5.2F). As análises em alguns cristais foram realizadas no

centro e na borda. A Tabela 5.6 mostra apenas os valores de cátions, os resultados analíticos completos estão na Tabela 06 do APÊNDICE B.

Tabela 5.6 – Tabela com os dados químicos expressos em número de cátions das cordieritas do paleossoma (PA-01b) e do Neossoma (PA-04). Os cristais 4C1-CD2 ao 4C1-D3B são do melanossoma e do 4C2-CD1C ao 4C4-CD1 são do leucossoma e do 4C4-D3 ao 4C4-CD4 do contato melanossoma com o leucossoma.

Cátions	1B-C1CD3	1B-C1CD3B	4C1-CD2	4C1-CDB	4C1-CD3C	4C1-CD3B	4C2-CD1C	4C2-CD1B1	4C2-CD1B2	4C3-CD1C	4C4-CD1	4C4-CD3	4C4-CD3B	4C4-CD4
Na	0.07	0.134	0.052	0.077	0.069	0.113	0.066	0.069	0.078	0.074	0.052	0.097	0.081	0.073
Si	4.986	4.975	5.013	4.992	4.99	4.998	4.997	4.99	4.981	4.996	4.983	4.960	4.994	5.004
Al	3.998	3.992	3.976	4.009	4.006	3.988	3.971	3.99	3.998	4.015	4.011	4.013	3.954	3.968
Mg	1.28	1.284	1.253	1.227	1.243	1.24	1.254	1.248	1.244	1.216	1.243	1.263	1.259	1.259
K	0.003	0.133	0.001	0.006	0.002	0.006	0.004	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001
Ti	0.002	0.000	0.092	0.001	0.000	0.001	0.000	0.004	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001
Mn	0.038	0.04	0.000	0.038	0.041	0.043	0.039	0.044	0.043	0.041	0.038	0.046	0.040	0.039
Ca	0.004	0.007	0.000	0.025	0.004	0.003	0.001	0.004	0.000	0.001	0.003	0.002	0.000	0.002
Fe	0.671	0.598	0.636	0.67	0.688	0.675	0.72	0.697	0.71	0.685	0.708	0.697	0.739	0.701
Soma	11.052	11.163	10.387	11.045	11.043	11.067	11.052	11.047	11.059	11.031	11.039	11.08	11.07	11.048
Mg+Fe+Mn	1.989	1.922	1.889	1.935	1.972	1.958	2.013	1.989	1.997	1.942	1.989	2.006	2.038	1.999
XMg	0.644	0.668	0.663	0.634	0.630	0.633	0.623	0.627	0.623	0.626	0.625	0.630	0.618	0.630
XMn	0.019	0.021	0.000	0.020	0.021	0.022	0.019	0.022	0.022	0.021	0.019	0.023	0.020	0.020
XFe	0.337	0.311	0.337	0.346	0.349	0.345	0.358	0.350	0.356	0.353	0.356	0.347	0.363	0.351
Mg/Fe	1.908	2.147	1.969	1.831	1.807	1.837	1.742	1.791	1.752	1.775	1.756	1.812	1.704	1.796

Legenda: Mg+Fe+Mn = Soma dos cátions dos elementos magnésio, Ferro e manganês, X = Fração catiônica de cada elemento.

Os valores do centro e da borda do cristal de cordierita do paleossoma (1BCd3c e 1BCd3B) mostram um acréscimo nos valores de XMg e XMn e decréscimo na XFe do centro para a borda e como consequência razão Mg/Fe mais elevada na borda, mas dentro de uma faixa de valores restrita. Nos cristais do melanossoma, as análises do centro (4C1-CD2) e da borda (4CDB) de um cristal não mostram diferenças nos valores de XMg e aumento de XFe para a borda. XMn no centro não foi detectado, no segundo cristal os valores do centro (4C1-CD3C) e da borda (4C1-CD3B) não apresentam diferenças significativas nos valores das razões de XMg, XFe e XMn mesmo que os valores de Fe no centro seja um pouco superior, com isso a razão Mg/Fe sofre um pequeno decréscimo em direção a borda. O cristal 4C3 na borda (4C3-CD1B) apresenta valor de XMg mais elevadas do que no centro (4C3-CD1C) e ocorre o inverso com o valor de XFe implicando num valor de Mg/Fe mais elevado na borda. Nos cristais do contato melanossoma-leucossoma no centro (4C4-CD3) o valor de XMg é mais baixo do que na borda (4C4-CD3B) enquanto com relação a XFe ocorre o inverso. Como a diferença entre XMg é mais baixa do que entre XFe, a razão Mg/Fe é mais elevada no

centro. Porém, no geral os cristais do paleossoma, melanossoma e leucossoma não apresentam diferenças significativas nas suas composições químicas.

5.3.5 – OPACOS

Foram analisados cristais de opacos da matriz e como inclusões. Os cristais PA-01B-C1OP3 e PA-01B-C2OP1 encontra-se inclusos em granada e cordierita respectivamente. No neossoma, o cristal PA-04C1-OP1 está incluso em granada e os PA-04C1-OP3 e PA-04C4-OP1 estão inclusos em biotita. Observa-se que ocorre um aumento nos teores de Fe nesses últimos. Entre as duas porções não ocorrem diferenças significativas. Com relação ao Mn, nas duas porções ocorrem oscilações nos seus valores. Os dados químicos dos minerais opacos das duas amostras dos micaxistos de Parelhas expressos em número de cátions são mostrados na Tabela 5.7. Os dados analíticos completos estão na Tabela 07 do APÊNDICE B. Os dados mostram que se todos os minerais opacos são ilmenita.

Tabela 5.7 – Tabela com os dados químicos expressos em número de cátions dos minerais opacos do paleossoma (PA-01b) e do Neossoma (PA-04).

Cátions	PA-1B-C1OP1	PA-1B-C1OP2	PA-1B-C1OP3	PA-1B-C1OP4	PA-1B-C2OP1	PA-1B-C2OP2	PA-4C1-OP1	PA-4C1-OP2	PA-4C1-OP3	PA-4C4-OP1
Si	0.017	1.333	0.012	0.005	0.116	0.008	0.006	0.000	0.006	0.002
Al	0.000	0.174	0.011	0.007	0.393	0.006	0.012	0.000	0.009	0.001
Mg	0.004	0.009	0.010	0.014	0.437	0.002	0.013	0.004	0.030	0.004
Ti	10.726	12.219	10.708	10.839	10.295	10.746	10.717	10.783	10.721	10.760
Fe	8.901	2.966	8.860	8.545	8.628	8.545	8.793	9.697	9.247	9.720
Cr	0.014	0.000	0.000	0.000	0.013	0.007	0.001	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.006	0.000	0.000	0.014	0.001	0.000	0.008	0.000	0.000
Zn	0.038	0.009	0.051	0.031	0.010	0.043	0.018	0.030	0.000	0.012
V	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.017	1.117	0.009	0.000	0.001	0.010	0.002	0.001	0.003	0.007
Mn	1.533	0.529	1.615	1.711	1.477	1.873	1.706	0.693	1.253	0.730
Total	21.250	18.362	21.276	21.152	21.384	21.241	21.268	21.216	21.269	21.236

5.3.6 – GEOTERMOBAROMETRIA

Os dados analíticos dos cristais de granada, cordierita, biotita e plagioclásio, acrescentado da sillimanita que foi observada nas lâminas dos micaxistos, foram lançados no programa THERMOCALC de Powell & Holland (2001). Dependendo do número de minerais de uma paragênese em equilíbrio, o thermocalc fornece a opção de se obter os valores de temperatura e pressão rodando os dados numa única operação, outra opção é de que esses dados podem ser obtidos em operações independentes. No primeiro caso é necessário que se tenha, no mínimo cinco fases minerais em equilíbrio o que nem sempre é possível se obter.

Os dados de temperaturas e pressões obtidos em conjunto, na amostra do paleossoma (PA-01b) deram valores de temperaturas e pressões variando de $525^{\circ}\text{C} \pm 62^{\circ}\text{C}$ com pressão de 4.2 ± 1.5 kb e $563^{\circ}\text{C} \pm 71^{\circ}\text{C}$ com pressão de 3.7 ± 1.6 kb. Os dados obtidos em separado variaram de $576^{\circ}\text{C} \pm 59^{\circ}\text{C}$ com pressão de 4.7 ± 1.9 kb e $621^{\circ}\text{C} \pm 66^{\circ}\text{C}$ com pressão de 3.8 ± 1.9 kb. Estes valores de pressão são relativamente mais baixos do que a atribuída para a Faixa Seridó. Nota-se que os dados referentes à pressão mostram um erro muito elevado.

Os dados obtidos na amostra do neossoma (PA-04) mostraram valores de temperatura e pressão variando de $592^{\circ}\text{C} \pm 48^{\circ}\text{C}$ com pressão de 4.0 ± 0.8 kb e $602^{\circ}\text{C} \pm 74^{\circ}\text{C}$ com pressão de 4.0 ± 0.8 kb quando os dados foram rodados para obtenção de pressão e temperatura em conjunto. Com a obtenção dos dados de temperatura e pressão independentes, os valores variaram de $677^{\circ}\text{C} \pm 40^{\circ}\text{C}$ com pressão de 4.0 ± 0.4 kb e $742^{\circ}\text{C} \pm 48^{\circ}\text{C}$ com pressão de 4.1 ± 0.4 kb.

Com os dados obtidos das mesonormas das amostras de paleossoma, melanossoma, leucossoma e da rocha total (todos os componentes do migmatito juntos) lançados nos diagramas com as isotermas de Winkler (1977) para uma pressão d'água de 5 kb, observa-se que os pontos caem acima da isoterma de 730°C e apenas a amostra do melanossoma fica entre as isotermas de 720°C e 730°C para o sistema Qz-Ab-Or-An-água com os teores de anortita projetados sobre as isotermas (Fig.5.3A), no diagrama com os teores de quartzo projetados sobre as isotermas, todos os pontos analíticos caem entre as isoterma de 720°C e 730°C .

Os valores obtidos com o diagrama da Figura 5.3A novamente, a exemplo dos observados nas biotitas, são incoerentes com o esperado para o restito (melanossoma) e a massa fundida (leucossoma), nesse caso, também o valor de temperatura para o leucossoma é mais elevado do que a do melanossoma (que é a sobra da fusão). Já na Figura 5.3B, os valores de temperatura para ambos variam entre 720°C e 730°C .

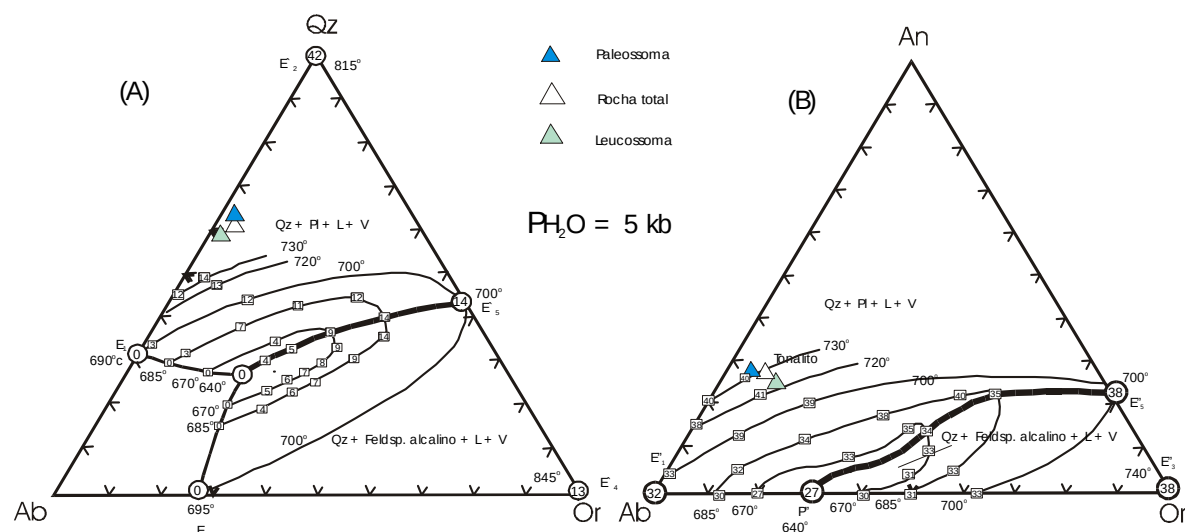


Figura 5.3 – Dados de porcentagens em peso recalculados para 100% de Quartzo (Qz), Albita (Ab), Anortita (An) e Ortoclásio (Or) das amostras do afloramento de Parelhas no Diagramas com a projeção da linha cotética P-E₅ e isothermas situadas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-H₂O (Winkler, 1977).

Os valores obtidos com o geotermobarômetro thermocalc são inferiores e estes, ficando na média em torno de 620°C. Os dados obtidos por Luiz-Silva (2000) nos micaxistos da Formação Seridó, com associações cordierita-andaluzita e sillimanita-muscovita mostraram valores de temperatura e pressão que variaram de 605°C a 675°C e pressões entre de $4.4 \pm 0.3 \text{ kb}$ e $3.4 \pm 0.8 \text{ kb}$. Estes últimos dados somados ao fato de biotita e granada não terem se desestabilizados mostram que não se deve sugerir temperaturas na faixa entre 670 e 710°C.

Com isso, a migmatização nessas rochas deve ter se dado em condições de fácies anfibolito por exsudações (já que esse processo não requer temperaturas muito elevadas) através da solubilização de quartzo e plagioclásios individualizados em camadas, aproveitando planos favoráveis gerados pela tectônica.

Os valores da amostra do leucossoma, que representa a massa fundida, acima da média observada nos cálculos obtidos com o programa THERMOCALC de Powell & Holland (2001), também pode sugerir que o conjunto das fases minerais analisadas devem ter sido reequilibradas em temperatura abaixo da do pico metamórfico.

5.4 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

5.4.1 – MOBILIDADE DE ELEMENTOS QUÍMICOS

Para a determinação da mobilidade dos elementos químicos durante o processo de migmatização nos micaxistos do afloramento de Parelhas, utilizou-se o método da isocon. Os dados químicos das amostras estão na Tabela 08 do APENDICE B. Em todos os gráficos abordados na Tese, mostrou-se um envoltório na reta isocon representado por duas linhas tracejadas. Essas linhas limitam uma faixa de erro de $\pm 10\%$ da reta isocon. Adotou-se esse valor com base em observações de gráficos obtidos com amostras coletadas em pontos distintos de um mesmo afloramento e que, teoricamente, todos os seus pontos analíticos deveriam cair sobre a reta de 45° , que é a isocon que representa a conservação de volume e de massa da rocha. Como foi verificado que, mesmo se tratando de amostras de uma mesma litologia, alguns elementos apresentaram variação de perda e/ou ganho de massa de até 10% (Trindade, 2000). Para que uma reta isocon tenha uma inclinação de 45° , a rocha transformada não deve apresentar variação de densidade com relação a rocha original, pois quando isso ocorre, naturalmente tem-se variação de volume e a reta isocon terá inclinação menor que 45° se houve aumento do volume, indicando que com a entrada de material externo os elementos imóveis terão uma perda relativa de massa em função do aumento no volume total dos elementos que entraram no sistema, e do contrário a reta terá inclinação superior a 45° . Logo a variação de inclinação da reta isocon está relacionada com variações volumétricas das rochas. Quanto ao ganho ou perda de massa dos elementos químicos, está ligado à posição do elemento com relação à reta isocon, se estiver acima da isocon, ganhou massa e se estiver abaixo perdeu massa.

Os gráficos isocon construídos com os dados analíticos das amostras do paleossoma (PA-01b) vs mistura de paleossoma + neossoma, denominada de rocha total (PA-02b), mostram que os elementos maiores que permaneceram imóveis durante a migmatização, definindo a isocon, foram o Mg, K, Fe e o Al, além dos voláteis representados pela perda ao fogo (PF), os elementos que perderam massa foram p Ti (11%), Na (11%), e Ca (12%) e Si (12%) perderam massa (Fig. 5.4A). Com relação aos elementos traços (Fig. 5.4B) perderam massa o Th (11%), Zr (19%), Pb (22%) e o Sr (22%). Os elementos que caíram na faixa de imobilidade foram o Ni, Ba, Nb, Nd, Sm e Rb.

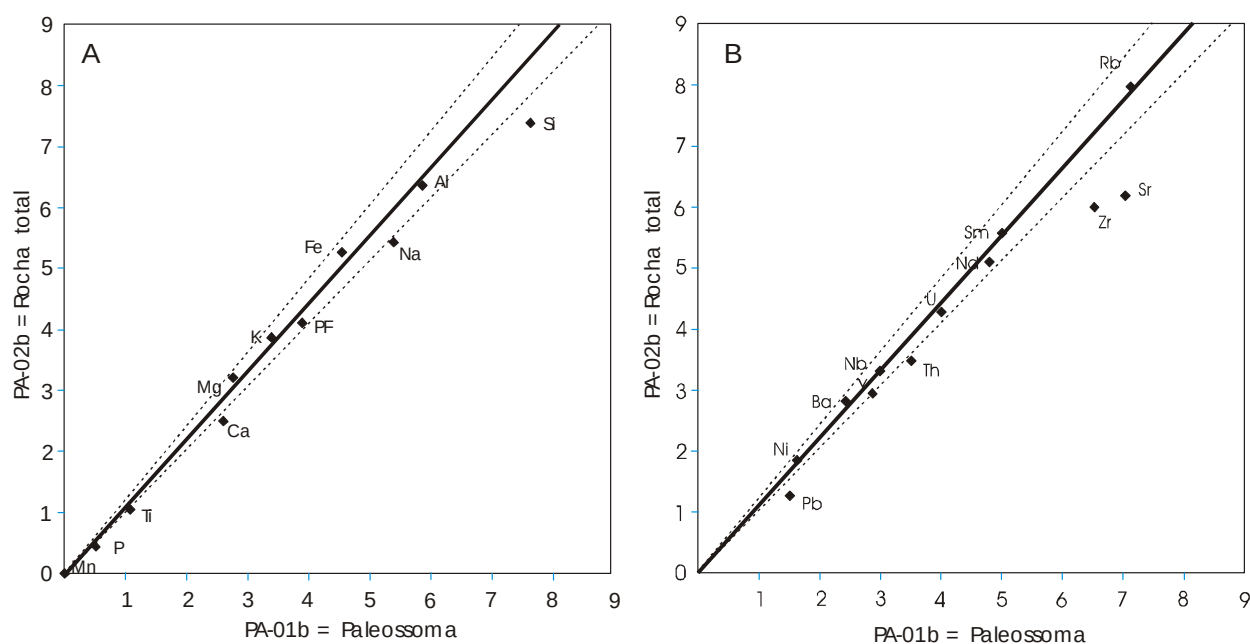


Figura 5.4 – Gráficos isocon do paleossoma vs rocha total do migmatito do afloramento de Parelhas. (A) Diagrama com os dados de elementos maiores. (B) Diagrama com elementos traços.

Com os dados químicos do paleossoma (PA-01b) com os do neossoma (PA-03) construiu-se os gráficos da figura 5.5. No Diagrama com os elementos maiores (Fig. 5.5A) os elementos que tiveram comportamento imóvel definindo a isocon foram o Ti, Mg, K, Fe, Al e os voláteis (PF). Os elementos que apresentaram perda de massa foram: o Na (16%), Si (20%) e o Ca (22%).

Já na isocon com os dados dos elementos traços (Fig. 5.5B) observa-se que os elementos que permaneceram imóveis foram o Ni, Ba, Y, Nb, U, Nd, Sm e Rb. Os elementos que apresentam perda de massa foram o Pb (18%), Zr (18%), Th ((28%) e Sr (27%).

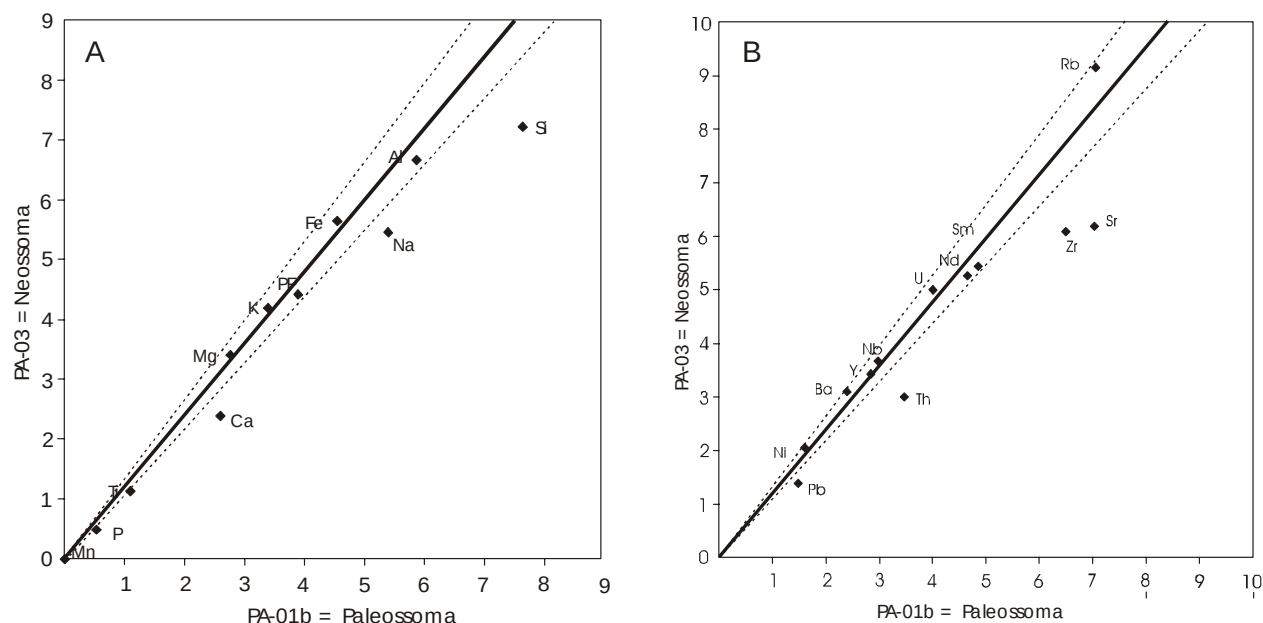


Figura 5.5 – Gráfico isocon do paleossoma vs neossoma do migmatito do afloramento de Parelhas. (A) Diagrama com os dados de elementos maiores com a reta isocon definida pelo alinhamento médio dos pontos. (B) Diagrama com os dados de elementos traços com a reta isocon definida pelo alinhamento médio dos pontos. Diagrama com os dados de elementos maiores com a reta isocon definida pelo alinhamento médio dos pontos.

Nos Diagramas isocon com os dados da amostra do paleossoma (PA-01b) com as amostras do melanossoma (PA-04RE) e do leucossoma (PA-04QF) a reta isocon foi definida pelo alinhamento dos pontos dos elementos Fe, Mg e K, uma vez que os estudos petrográficos sugerem que esses elementos foram fixados na biotita que é o principal mineral refratário do melanossoma durante o processo de formação do leucossoma.

No Diagrama com os dados do paleossoma (PA-01b) vs melanossoma (PA-04RE) os dados dos elementos maiores (Fig. 5.6A) mostram que os elementos que permaneceram imóveis foram o Ti, Mg, K e Fe além dos voláteis (PF). Ocorre uma perda de massa dos elementos Al (18%), Ca (35%), Na (30%), Si (43%). No Diagrama isocom com os elementos traços (Fig. 5.6B) mostra que apenas o Ba (39%) ganhou massa e o Nb que caiu sobre o limite da faixa de erro. Os elementos traços com perda de massa foram Ni (11%), Zr (21%) e o Sr (40%). Os elementos Nb, Rb, Sm e Nd se comportaram como imóveis.

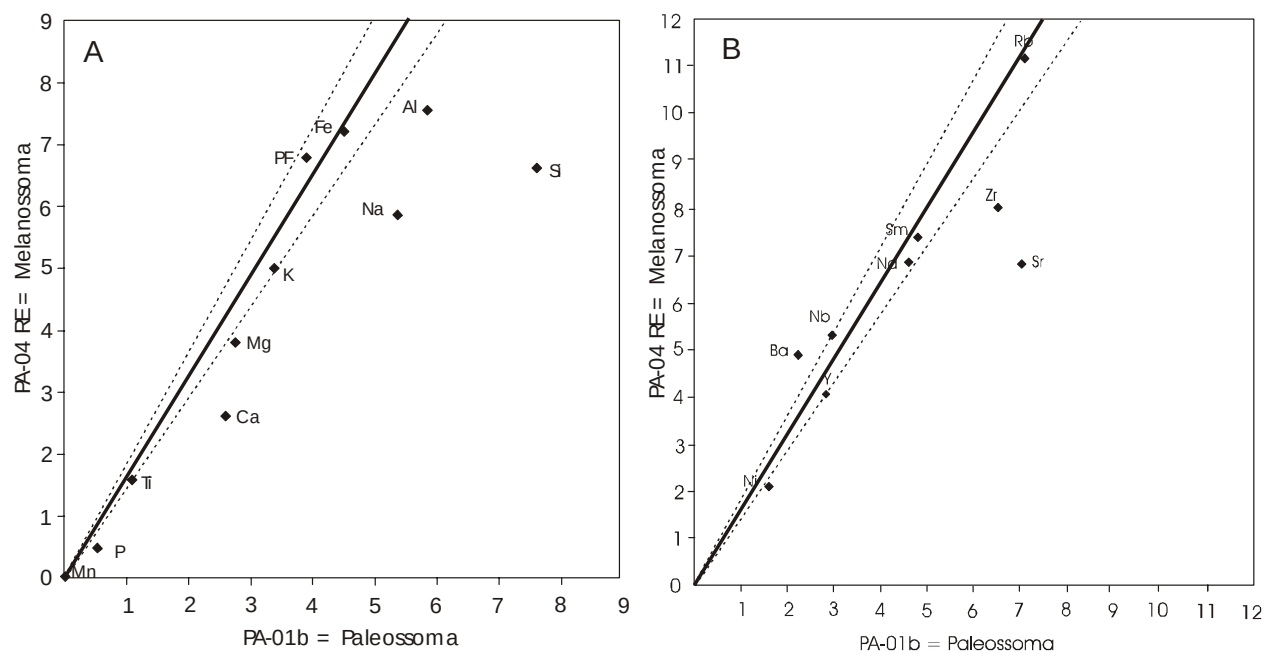


Figura 5.6 – Gráfico isocon do paleossoma vs melanossoma do migmatito do afloramento de Parelhas. (A) Diagrama com os dados de elementos maiores com a reta isocon definida pelos elementos Ti, Mg e K. (B) Diagrama isocon com os elementos traços.

No Diagrama com os dados de paleossoma vs leucossoma (Fig. 5.7) mantendo-se a isocon definida pelo Ti, Mg, K e Fe. Os elementos que ganharam massa foram o Al (50%), Ca (72%), Si (81%) e Na (125%) além dos voláteis (35%) representados pela perda ao fogo (PF). Dos elementos traço com ganho de massa tem-se o Nb (42%) e o Sr (68%). O Ba, Y, Nd, Sm, Zr e Rb permaneceram na faixa dos elementos imóveis.

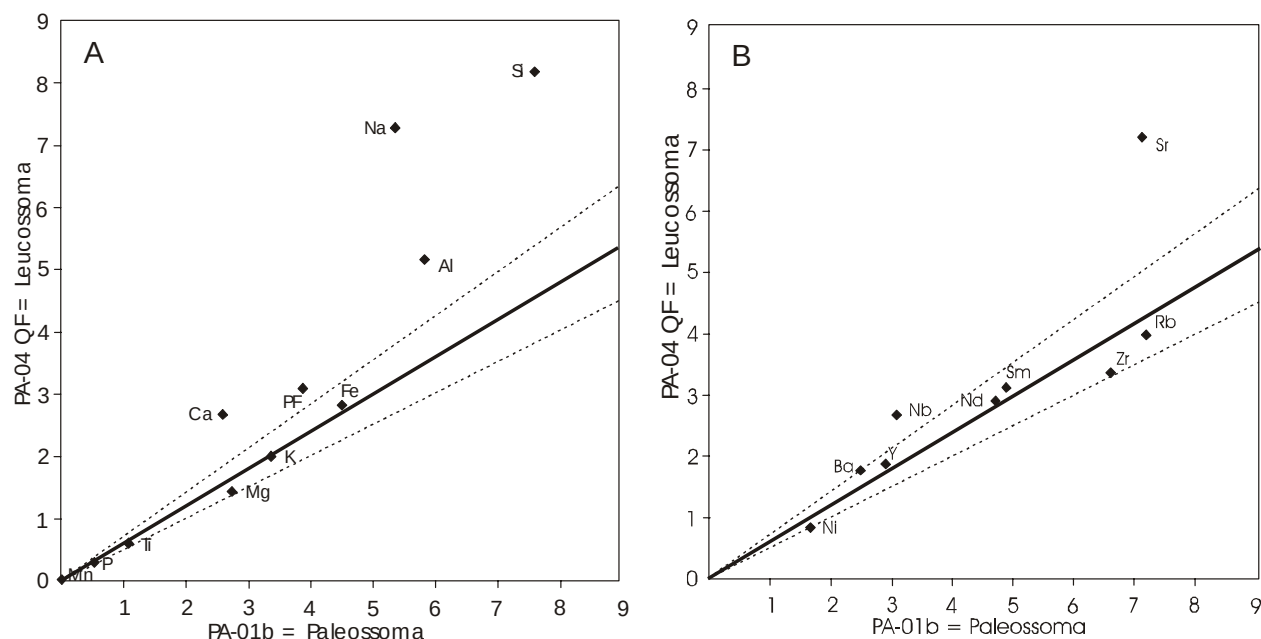


Figura 5.7 - Gráficos isocon do paleossoma vs leucossoma do migmatito do afloramento de Parelhas. (A) Diagrama com os dados de elementos maiores com a reta isocon definida pelos elementos Ca e Si. (B) Diagrama isocon com os elementos traços.

Os Diagramas isocon com os dados das amostras dos micaxistos da região de Parelhas mostram que a evolução do paleossoma até a rocha com maior quantidade de veios desenvolveu-se com perda de Na, Ca e Si (Fig. 5.6), sendo que estes dois últimos em quantidades maiores. Essa observação justifica os teores mais elevados de Albita na mesonorma do leucossoma. O comportamento destes elementos também é coerente com a petrografia que sugere a exsudação de quartzo e plagioclásio para a formação dos veios de leucossoma. Depois da dissolução e da exsudação e precipitação, parte do Ca e da sílica solubilizada deixaram o sistema e a parte mais anortítica do plagioclásio não precipitou completamente, provavelmente foi dissolvida, mas o Al ficou retido na formação de cordierita que deve ter se dado através da reação plagioclásio + biotita $\Leftrightarrow$ cordierita. Sendo essa reação em sistema aberto, com liberação de Na, Ca e o K ficando retido para formação de muscovita.

Os elementos traços Sm e Nd e Rb permaneceram imóveis no sistema durante a migmatização enquanto que o Sr perdeu massa a exemplo do que ocorreu com o elemento Ca, confirmando a relação de afinidade entre estes dois elemento no ciclo geoquímico. A perda do U, Th e Pb deve estar diretamente relacionada a perda de zircão (Zr) durante o processo de migmatização.

5.4.2 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETRs)

As amostras analisadas do afloramento de micaxisto de Parelhas foram do paleossoma (PA-01b), da rocha total formada pelo conjunto paleossoma + neossoma (PA-02b), do neossoma (PA-03) do melanossoma (PA-04RE) e do leucossoma (PA-04QF) cujos dados são mostrados na Tabela 09 do APÊNDICE B. Os padrões de ETRs das amostras do paleossoma (PA-01b), rocha total (PA-02b) e do neossoma (PA-03) são similares, apresentam enriquecimento de ETRs leves com relação aos ETRs pesados e anomalias negativas de Eu (Fig. 5.8). A amostra do melanossoma apesar de apresentar um padrão com inclinação similar as amostras de paleossoma e neossoma, não apresenta uma anomalia negativa de Eu, e mostra-se com concentração em ETRs superior as demais.. Observa-se que a média da soma das concentrações de ETRs da rocha total dá aproximadamente os valores da amostra do paleossoma. Os padrões evidenciam pequeno fracionamento de ETRs leves com relação aos pesados quando normalizados pelo condrito. A causa provável é a presença da granada e zircão nas amostras que são minerais que retêm ETRs pesados. A causa mais provável para a ausência de anomalia negativa de Eu na amostra do melanossoma foi a saída de plagioclásio para formar o leucossoma ou o enriquecimento em granada.

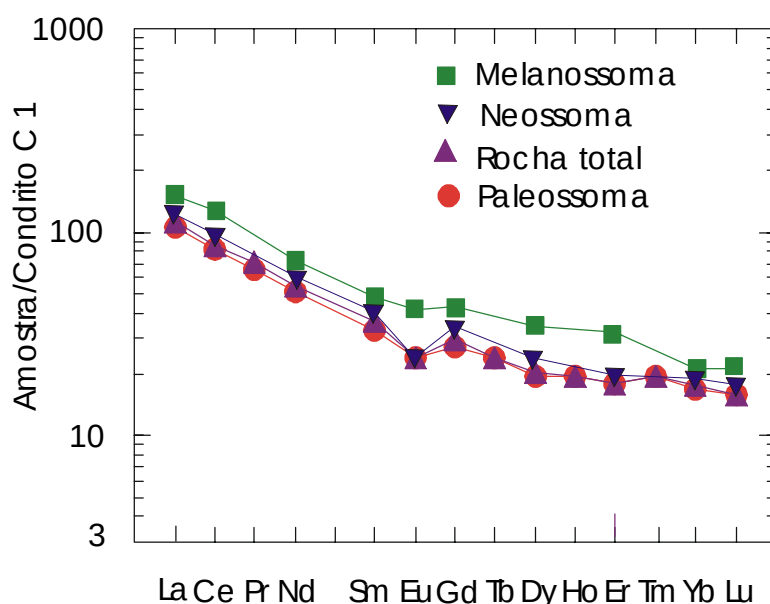


Figura 5.8 – Padrões de elementos terras raras (ETRs) normalizados pelo condrito 1 de Boynton (1984).

As amostras do afloramento de Parelhas apresentam um padrão geral similar ao padrão apresentado pelas fusões parciais em equilíbrio (Barbey et al., 1989, Chavagnac et al., 1999). Outro critério para se determinar processos de fusão parcial é através de diagramas com elementos traços com Kd semelhantes. Se tivermos a atuação desse processo, os pontos desses elementos tendem a configurar uma reta que passa pela origem, se essa reta não passar pela origem, fica caracterizada uma mistura (Koester, et al., 2001). O Diagrama La vs Ce e Yb vs Lu das amostras do afloramento de Parelhas (Fig. 5.9A e 5.9B), apesar de contar apenas com cinco amostras, os pontos das amostras de melanossoma com o leucossoma nos dois casos tendem a definir uma reta que passa pela origem. Já com relação às amostras do paleossoma (PA-01b), rocha total (PA-02b) e do neossoma (PA-03), no Diagrama La vs Ce (Figura 5.9A) seus pontos definem uma reta que passa pela origem, o mesmo não ocorre com relação ao Yb vs Lu (Fig. 5.9B).

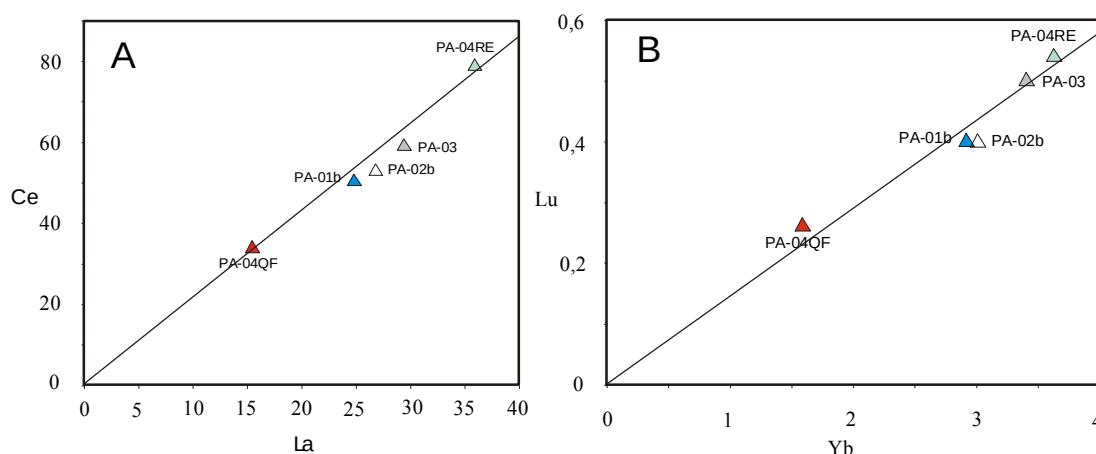


Figura 5.9 – Diagramas de variação de elementos terras raras com Kd semelhantes. (A) Diagrama La vs Ce. (B) Diagrama Yb vs Lu (adaptado de Koester, et al., 2001).

5.4.3 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Rb-Sr e Sm-Nd

As análises isotópicas de Rb-Sr e Sm-Nd foram realizadas em quatro amostras do afloramento de Parelhas, onde foram selecionadas amostras do paleossoma, neossoma, melanossoma e leucossoma com o intuito de se estabelecer as relações petrogenéticas das porções do migmatito. Os dados são apresentados nas Tabelas 5.9 e 5.10.

Tabela 5.9 – Dados analíticos de Rb-Sr das amostras do afloramento de Parelhas. O erro das medidas foi de 2-sigmas.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{144}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$T_{\text{DM}}\text{Sr (Ga)}$
PA-01b	85.12	212.00	0.40	1.1618	0.718325	1.01
PA-03	109.26	186.33	0.59	1.6968	0.720311	0.77
PA-04RE	133.93	205.17	0.65	1.8889	0.720690	0.70
PA-04QF	47.48	244.54	0.19	0.5618	0.713313	1.49

Legenda: PA-01b = Paleossoma, PA-03 = Neossoma, PA-04RE = Melanossoma, PA-04QF = Leucossoma.

Tabela 5.10 – Dados analíticos de Sm-Nd das amostras do afloramento de Parelhas. O erro das medidas foi de 2-sigmas.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0.6\text{Ga})}$	$T_{\text{DM1}}(\text{Ga})$	$f_{\text{Sm/Nd}}$
PA-01b	4.78	23.06	0.20728	0.12530	0.512302 (± 5)	-6.6	-0.73	1.27	-0.36
PA-03	5.38	25.96	0.20724	0.12527	0.512320 (± 5)	-6.2	-0.38	1.24	-0.36
PA-04RE	7.18	36.06	0.199	0.13083	0.512213 (± 5)	-8.3	-2.07	1.35	-0.39
PA-04QF	3.39	16.58	0.204	0.13154	0.512229 (± 5)	-8.0	-2.02	1.37	-0.07

Os dados apresentados nas Tabelas 5.9 e 5.10 foram utilizados na confecção da figura 5.10 que correlaciona a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$. Verifica-se que as amostras caem no campo de paragneisses e das rochas enriquecidas, entre as curvas de tendências da crosta inferior e da crosta superior tanto em $t = 0.6$ Ga como $t = 0$ (no presente). Observa-se que os pares dos pontos analíticos das amostras do paleossoma (PA-01b) com o do leucossoma (PA-04QF) não apresentam diferenças no valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e que os pontos do neossoma (PA-03) com o do melanossoma (PA-04RE) apresentam um pequeno espalhamento (Fig. 5.10A). Já em $t = 0$ (Fig. 5.10B) o ponto da amostra do leucossoma (PA-04QF) caiu distante das demais em função de sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ser mais baixa e os pontos das amostras do neossoma, paleossoma e melanossoma não apresentam espalhamento significativo. Já com relação aos valores ϵ_{Nd} , em função da homogeneidade dos valores, todos os pontos caem numa faixa

restrita tanto em $t = 0.6$ Ga como em $t = 0$ (no presente). Essa homogeneidade fica evidenciada também na Figura 5.11 com os valores de TDM e de ϵ_{Nd} para $t = 0.6$ Ga e $t = 0$ (no presente).

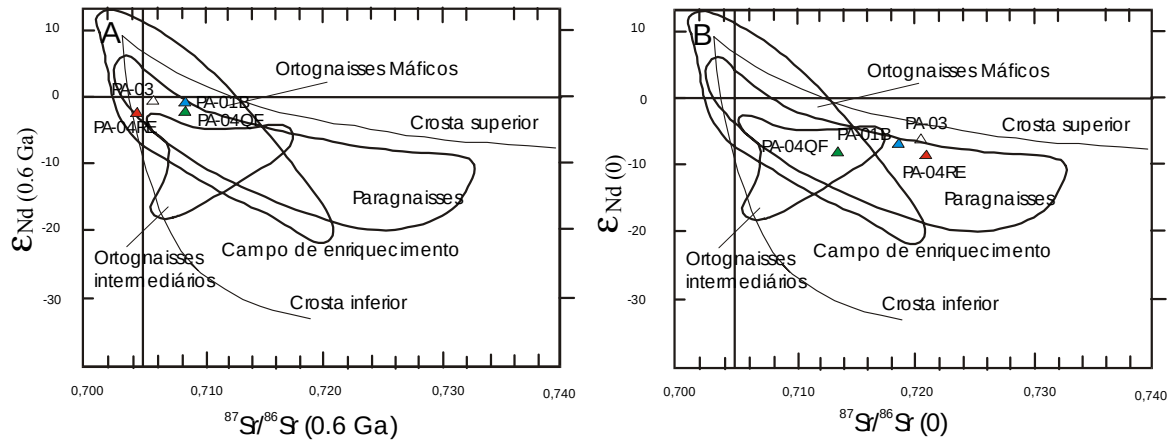


Figura 5.10 – Diagrama isotópico $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs ϵ_{Nd} das amostra do afloramento de Parelhas (A) em $t = 0.6$ Ga. (B) em $t = 0$. (Dickin, 1995). As curvas dos *trends* de tendências são de Faure (1986). Legenda: PA-01b =Paleossoma, PA-03 = Neossoma, PA-04RE = Melanossoma, PA-04QF = Leucossoma

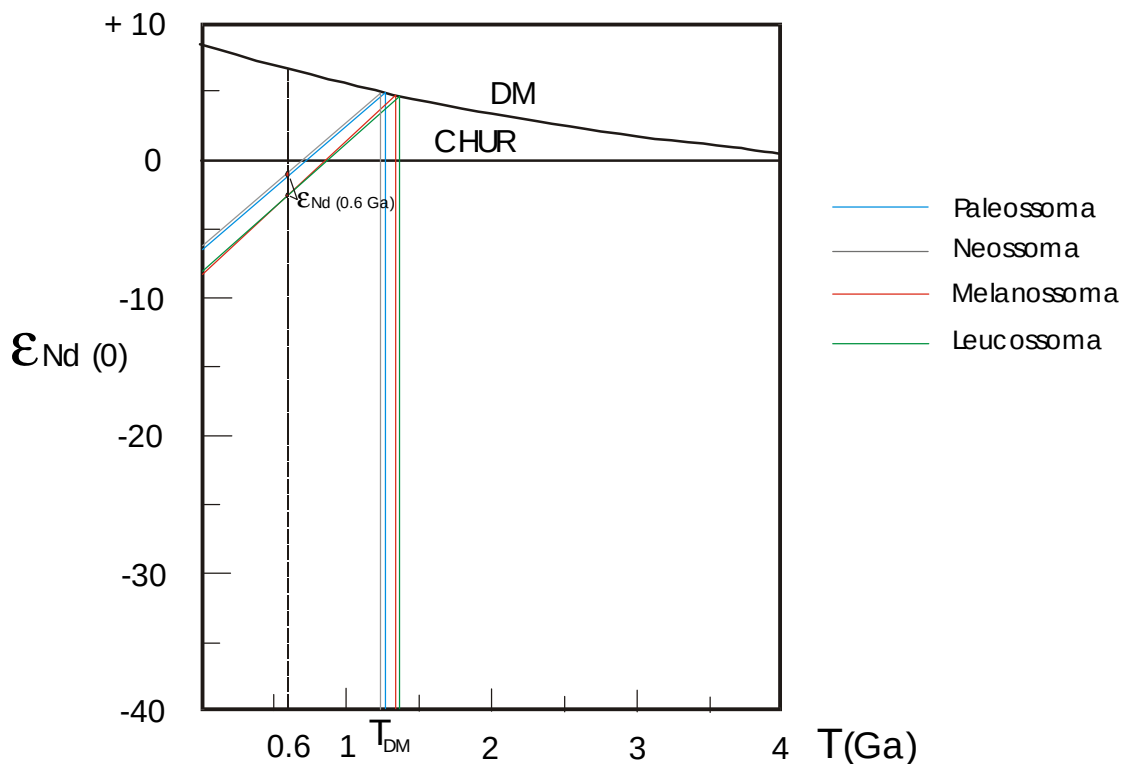


Figura 5.11 – Diagrama de evolução com os valores de TDM em Ga e de $\epsilon_{Nd} (0)$ das amostras de micaxistos do afloramento da região de Parelhas.

Mesmo com as evidências de forte perturbações na sistemática Rb-Sr, foram construídos diagramas isocrônicos para efeito de discussões. Os diagramas com os dados das quatro amostras do afloramento da região de Parelhas (Fig. 5.12A) define uma errócrona com idade de 389 ± 280 Ma, Ri de 0.7108 e valor de MSWD extremamente elevado.

Em função do espalhamento dos pontos das amostras do paleossoma (PA-01b), neossoma (PA-03 e do melanossoma (PA-04RE) foram construídos diagramas independentes destas amostras com a amostra do leucossoma (PA-04QF) que pelas baixas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ caíram distantes das demais. O diagrama com a amostra PA-04QF com a PA-04RE mostra uma idade de 390 ± 5 Ma e Ri de 0.71019 (Fig. 5.12B). O diagrama com a amostra PA-04QF com a PA-03 deu uma idade de 433 ± 0.5 Ma e Ri de 0.70985 (Fig. 5.12C) e com a amostra PA-04QF com a PA-01B mostra uma idade de 586 ± 0.9 Ma e Ri de 0.708620 (Fig. 5.12D). Essa última idade é compatível com a idade da principal deformação regional relacionada ao evento orogenético brasileiro, porém essa idade foi obtida apenas com dois pontos envolvendo paleossoma e leucossoma o que invalida essa idade, podendo se tratar de uma pseudoisócrona.

Os estudos de mobilidade dos elementos químicos mostraram que o Rb foi retido enquanto que o Sr perdeu massa durante o processo de migmatização. Como consequência, aconteceu uma perda de Sr radiogênico (Sr^*) fazendo com que as idades obtidas com a sistemática Rb/Sr sejam inferiores a do evento. Os diagramas isocrônicos mostram claramente o quanto as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram afetadas. Com isso os resultados mostrados com as quatro amostras e com as amostras do melanossoma e leucossoma deram idades bem mais baixas do que a do evento orogenético brasileiro que atuou nessas rochas, com exceção da isócrona com as amostras do leucossoma com a do paleossoma, que apresenta ganho de massa do Sr no gráfico isocon.

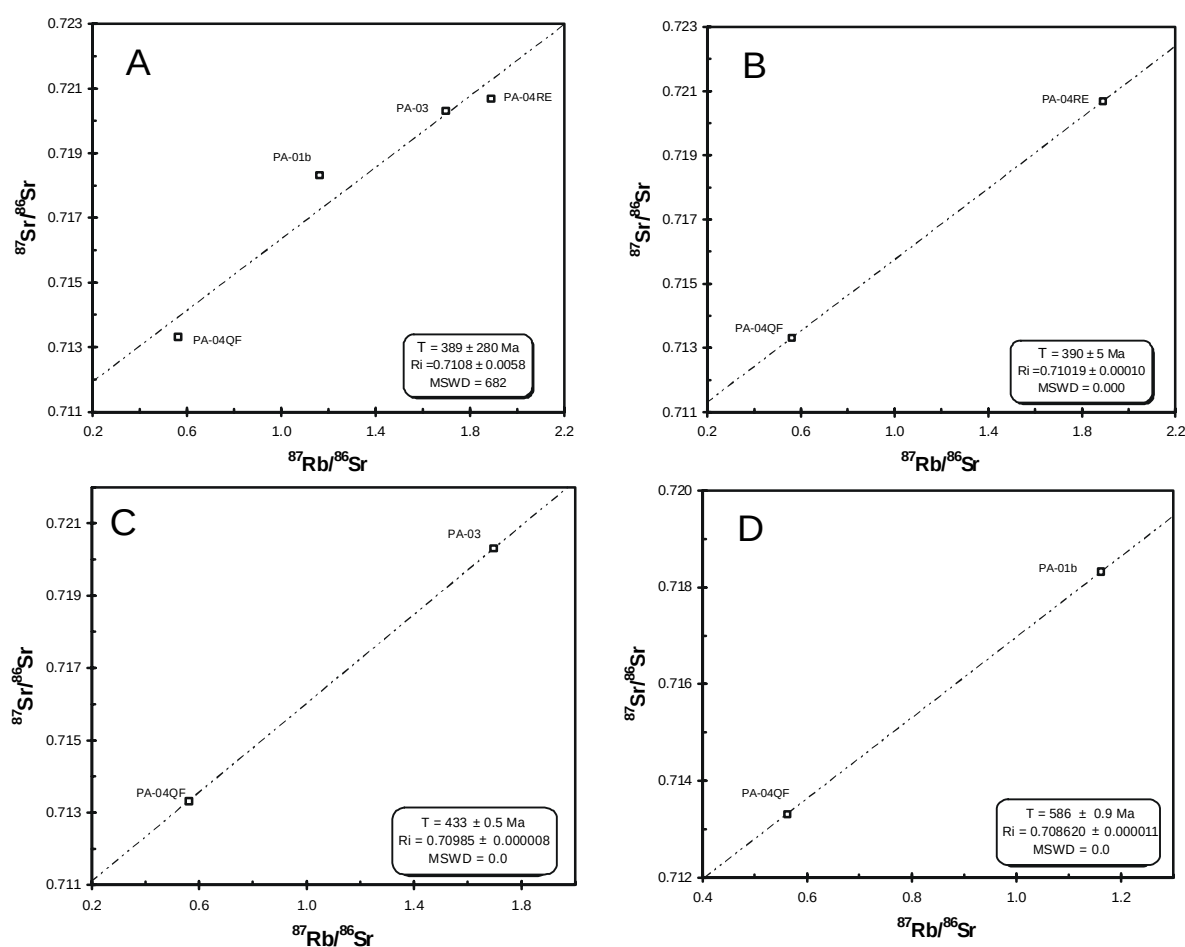


Figura 5.12 – Diagramas isocrônicos $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com as amostras do afloramento de micaxistos da região de Parelhas. (A) com as amostras do paleossoma (PA-01b), neossoma (PA-03), melanossoma (PA-04RE) e leucossoma (PA-04QF). (B) Diagramas com as amostras PA-04QF e PA-04RE. (C) Diagrama com as amostras PA-04QF e PA-03. (D) Diagrama com as amostras PA-04QF e a PA-01b.

Com relação aos dados de Sm-Nd, apesar de menos afetado do que o sistema Rb-Sr, sabe-se que é muito difícil se obter isócronas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ com rochas, em função das razões Sm/Nd pouco diferenciadas independente do tipo de rocha que se queira datar (Faure, 2001). Mesmo assim foram construídos Diagramas isocrônicos com os dados Sm-Nd, e a exemplo do que ocorreu com os Diagramas Rb-Sr, os valores obtidos não podem ser correlacionados a nenhum evento conhecido na região.

O diagrama construído com os dados das quatro amostras definiu uma isócrona com idade de $2123 \pm 1300 \text{ Ma}$ e R_i de 0.5105 (Fig. 5.13A). Aqui também foram construídos diagramas isocrônicos com pares de amostras. O diagrama com as amostras do paleossoma

PA-01b) e o neossoma (PA-03) forneceu uma idade de 771 ± 23 Ma e Ri de 0.511671 (Fig. 5.13B), o diagrama com as amostras do melanossoma (PA-04RE) e leucossoma (PA-04QF) mostra uma idade de 789 ± 26 Ma e Ri de 0.511592 (Fig. 5.13C) e com as amostras do melanossoma (PA-04RE) e a do neossoma (PA-03) a idade foi de 1945 ± 33 Ma (Fig. 5.13D).

O valor de 1945 Ma deve refletir a idade de algumas das rochas do embasamento que foram fontes dos sedimentos que deram origem aos micaxistos. Os valores de 789 Ma com as amostras do melanossoma e leucossoma e de 771 Ma com as amostras do paleossoma e neossoma, dentro da faixa de erros são similares, podendo ser indicativas de que durante o processo de migmatização não ocorreu um reequilíbrio isotópico completo na sistemática Sm-Nd.

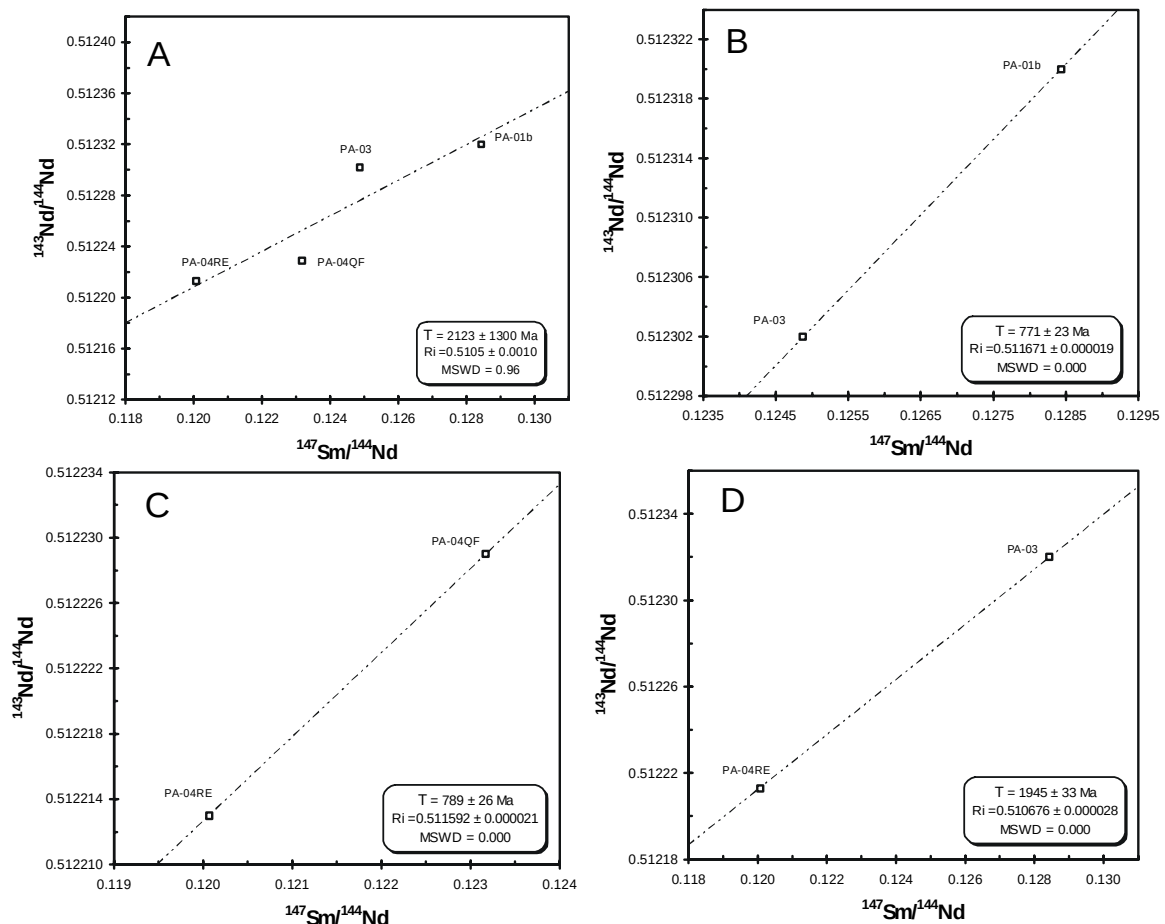


Figura 5.13 - Diagramas isocrônicos $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com as amostras do afloramento de micaxistos da região de Parelhas. (A) com as amostras do paleossoma (PA-01b), neossoma (PA-03), melanossoma (PA-04RE) e leucossoma (PA-04QF). (B) Diagramas com as amostras PA-01b e PA-03. (C) Diagrama com as amostras PA-04QF e PA-04RE. (D) Diagrama com as amostras PA-04RE e PA-03.

5.5 - DISCUSSÕES

QUÍMICA MINERAL, ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

As principais diferenças petrográficas nas amostras de neossomas com relação a amostra do paleossoma, observadas em seções delgadas, foram o aumento de veios quartzo feldspáticos, recristalização de biotita com aumento na sua granulometria, a presença de alguns cristais de plagioclásio com um nível de alteração muito baixo a límpidos, a aumento de porfiroblastos de granada e de cordierita. Também observa-se cristais de muscovita que se desenvolveram a partir de biotita, sobre cristais de cordierita e plagioclásio.

As análises químicas por microsonda eletrônica dos cristais de biotita mostraram que as biotitas do paleossoma são ligeiramente mais magnesianas e menos titaníferas do que as biotita do melanossoma e do leucossoma. Também são mais ferrosas do que as biotitas do melanossoma, mas menos ferrosas do que as do leucossoma. Porém, apesar destas diferenças, uma larga faixa de valores destes elementos se sobrepõem. Uma das causas prováveis para que as biotitas do leucossoma sejam mais ferrosas, é o fato da biotita não ter se desestabilizado para produzir feldspato potássico ou ainda ter ocorrido troca de Mg por Fe com a granada.

Os cristais de granadas do paleossoma e do neossoma não apresentam diferenças importantes nas suas composições, todas são do tipo almandina com quantidade relevantes de moléculas de piropo (Mg) e essartita (Mn).

Os cristais de cordierita das amostras do paleossoma e do neossoma, no geral não apresentam diferenças significativas nas suas composições químicas. Porém com relação ao centro e bordas os cristais mostraram algumas diferenças. O cristal do paleossoma apresenta o centro um pouco mais ferroso do que a borda. Os cristais do melanossoma são mais magnesianos e menos ferrosos no centro com relação a borda, já os cristais do leucossoma são mais magnesianos e mais ferrosos no centro do que nas bordas.

Os opacos das amostras de paleossoma e neossoma, mesmo os que ocorrem como inclusões em granada, cordierita e em biotita, são todos do tipo ilmenita.

As análises nos cristais de plagioclásios mostram que não ocorrem variações significativas nos valores de albita, ortoclásio e anortita nas amostras de paleossoma, melanossoma e leucossoma todos são do tipo oligoclásio. O fato de na mesonorma da amostra do leucossoma, o teor de albita ser bem mais elevada do que nas outras amostras, deve estar relacionado ao fato do cálcio observado em granada que tem teor bem mais elevado nas amostras de melanossoma, neossoma e paleossoma e por ser um mineral não considerado na

mesonorma, nesse caso todo o cálcio foi usado para formar anortita nessas amostras, deixando-as relativamente menos albiticas com relação ao leucossoma.

Os diagramas quartzo-albita-ortoclásio-anortita-H₂O com a projeção da linha cotética e das isotermas de Winkler (1977) revelaram uma temperatura superior a 700°C para o leucossoma (a massa fundida), esse é um valor considerado elevado, levando-se em consideração que biotita e granada não se desestabilizaram. Os valores de temperaturas com o geotermobarômetro thermocalc variaram de 576°C a 621°C e pressão em torno de 4.0 kb para a amostra do paleossoma e de 592°C a 602°C e pressão em torno de 4.0 kb para a amostra do neossoma. A migmatização nessas rochas deve ter se dado em condições de subsolidus (fácies anfibolito) por exsudações através da solubilização de quartzo e plagioclásios. Posteriormente ocorreram reações retrógradas incompletas nas fases minerais entre o restito representado pelo melanossoma (desenvolvimento de muscovitas sobre cordierita e plagioclásio e cloritização de biotita) e o leucossoma (segundo o modelo de Kriegsman, 2001).

Os diagramas isocon mostraram que a massa fundida (leucossoma) se deu com a saída dos elementos Na, Ca e Si do paleossoma que se individualizaram na forma de veios quartzo-feldspático aproveitando planos gerados pela deformação. E parte do Ca e de Si solubilizados deixaram o sistema e o Al ficou retido na formação de cordieritas. Os elementos Rb, Sm e Nd não foram mobilizados durante o evento e Sr perdeu massa, enquanto que U, Th e Pb apresentaram perda de massa compatível com a saída do Zr da rocha do paleossoma para a massa fundida.

Os padrões de elementos terras raras (ETRs) evidenciam pequeno fracionamento de ETRs leves com relação aos pesados em função da presença da granada e zircão. A ausência de anomalia negativa de Eu na amostra do melanossoma se deve a perda de plagioclásio para formar o leucossoma, quando este mineral é retido na fonte provoca uma anomalia negativa e também ao enriquecimento em granada e titanita que apresentam um efeito contrário ao dos feldspatos neutralizando a anomalia de Eu.

QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Rb-Sr

Os diagramas da Figura 5.14 que relacionam o Rb e o Sr com os cátions principais que formam os minerais biotita e plagioclásios foram construídos para se estabelecer as influências destes minerais no comportamento do Rb e do Sr. No diagrama K vs Rb observa-se uma correlação positiva entre o K e o Rb e o aumento nos teores de biotita (Fig. 5.14A) e no diagrama Ca vs Sr observa-se uma correlação positiva entre o Ca e o Sr e o aumento no

teor de plagioclásio (Fig. 5.14B). Os diagramas com Fe + Mg vs Rb (Fig. 5.14C) e Fe + Mg vs Sr (Fig. 5.14D) mostram que com o aumento nos teores de biotita nas amostras, também ocorre uma correlação positiva com o Rb e uma correlação negativa com o Sr. Já com os diagramas com Na + Ca vs Rb (Fig. 5.14E) mostra uma correlação negativa com a amostra mais rica em plagioclásio com a concentração mais baixa em Rb e no Diagrama Na + Ca vs Sr (Fig. 5.14F) ocorre uma correlação positiva com a amostra mais rica em plagioclásio apresentando a concentração de Sr mais elevada. Estas figuras mostram que a concentração de Rb nas amostras é dependente principalmente do mineral biotita e do Sr do mineral plagioclásio.

Com a soma dos óxidos $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ com a razão Rb/Sr (Fig. 5.15A) e $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ com a razão Ba/Sr (Fig. 5.15B) mostra que ocorre uma correlação positiva nos dois casos, com aumento das razões em ambos os casos. Nota-se também que as amostras com maiores concentrações em biotita também são as que possuem maiores razões. Nos dois diagramas todas as amostras caem no campo da fusão controlada pelo plagioclásio, com a amostra do melanossoma caindo próximo ao limite com o campo da fusão controlada pela biotita.

Utilizando-se a soma dos cátions Fe + Mg vs K/Ca (Fig. 5.15C) também ocorre uma correlação positiva com a amostra mais rica em biotita com a razão mais elevada. No diagrama com a soma dos cátions Na + Ca vs K/Ca (Fig. 5.15D) observa-se uma correlação negativa com a amostra com maior concentração em plagioclásio apresentando a menor razão K/Ca.

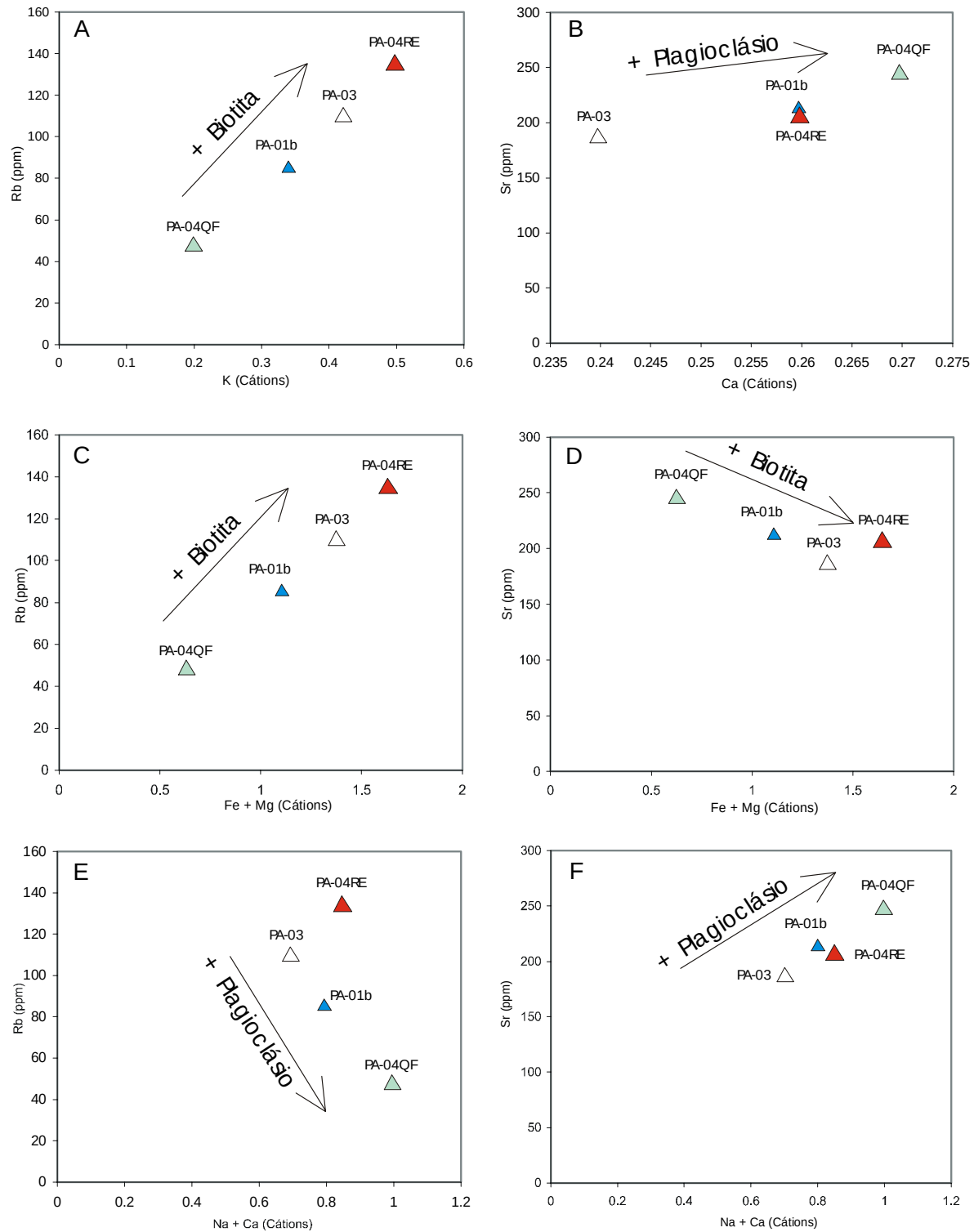


Figura 5.14 - Diagramas de correlações dos cátions K, Ca, Fe + Mg e Na + Ca com o Rb e o Sr das amostras do afloramento da região de Parelhas. As setas mostram as tendências de aumento (+) dos minerais nas amostras. Legenda: PA-01b =Paleossoma, PA-03 = Neossoma, PA-04RE = Melanossoma, PA-04QF = Leucossoma

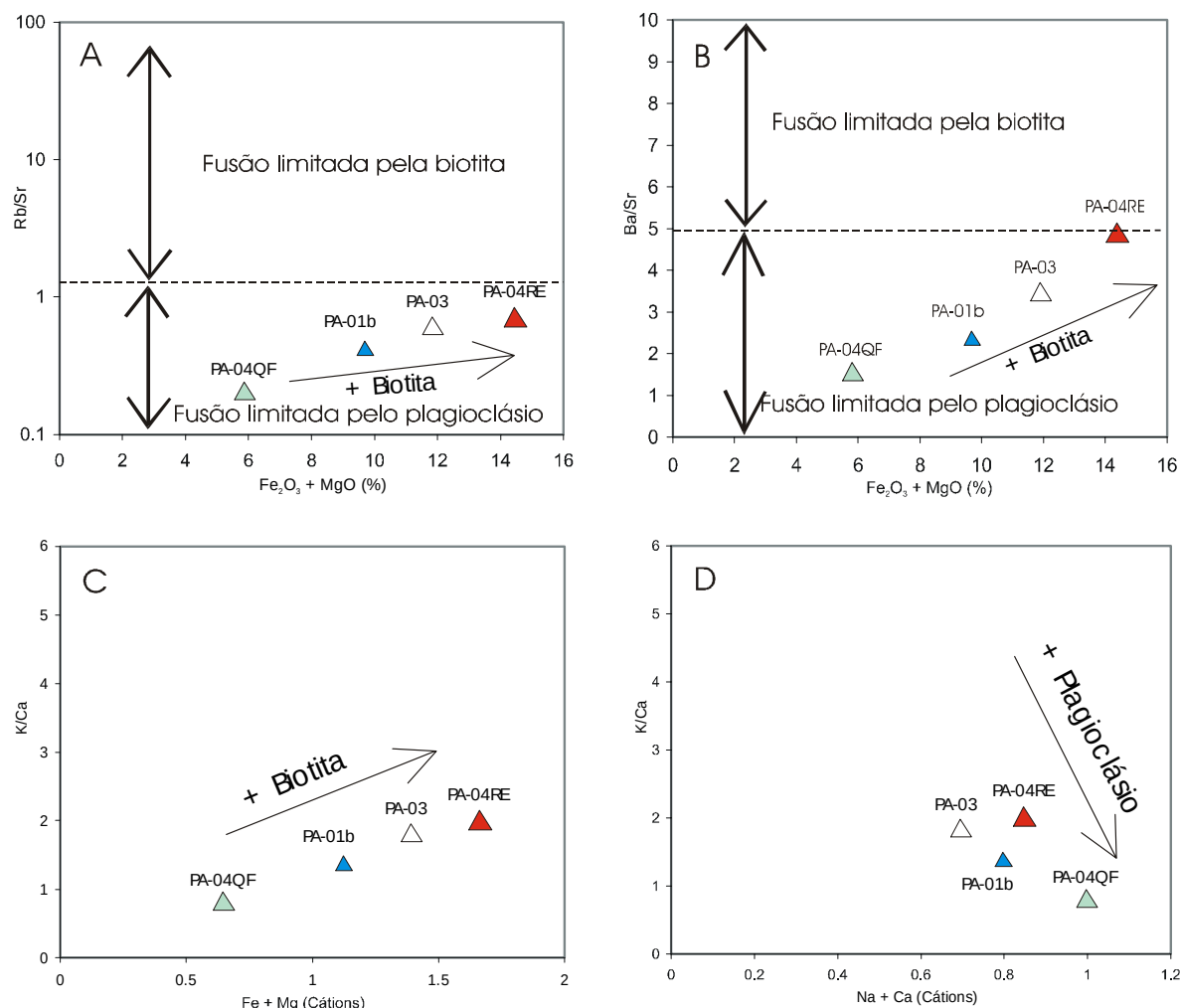


Figura 5.15 - Diagramas com concentrações combinadas das amostras do afloramento da região de Parelhas. (A) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Rb/Sr. (B) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Ba/Sr com os campos dos valores de fusão controlada pela biotita e o da fusão controlada pelo plagioclásio das amostras do afloramento da região de Parelhas. Adaptado de McDermont et al. (1996). (C) Fe + Mg vs K/Ca. (D) Ca + Na vs K/Ca. A seta indica o aumento do teor do mineral indicado no Diagrama.

Segundo Janasi (1999) o Rb e o Sr são excelentes traçadores do comportamento dos feldspato e das micas na evolução de magmas graníticos, pelo fato desses elementos estarem quase que exclusivamente nos minerais desses grupos. Segundo esse autor, massas fundidas derivadas da quebra de muscovita em rochas metapelíticas sob condições de equilíbrio deve exibir razões Rb/Sr bem mais elevadas do que as razões de sua área fonte, se a fusão for por quebra da biotita essa razão é mais baixa do que as razões da área fonte. Na fusão em disequilíbrio, nas reações de fusão incongruentes da muscovita e da biotita, as razões Rb/Sr são

mais baixas do que as razões na fusão em equilíbrio. Segundo Harris & Inger (1992) na fusão de metapelitos pela quebra de muscovita na presença de vapor, a massa fundida deverá apresentar razões Rb/Sr entre 0.6 e 1.6 e uma razão Ba/Sr entre 0.5 e 1.6.

No caso das amostras do afloramento de Parelhas, as razões Rb/Sr variam entre 0.19 e 0.65 com o valor mínimo no leucossoma e máximo no melanossoma. As razões Ba/Sr variam de 1.45 a 4.70 aqui também o valor mínimo é do leucossoma e o máximo do melanossoma. No caso, a massa fundida (leucossoma) só satisfaz a segunda condição. Segundo McDermont et al. (1996) razões baixas de Rb/Sr e Ba/Sr na massa fundida indicam que a fonte tinha teor de biotita superior ao de plagioclásio.

Os dados Rb-Sr também podem ser usados para se determinar se ocorreu mistura de materiais de fontes diferentes. Para o caso de migmatização de injeção, quando se lançam os dados nos Diagramas com dados analíticos Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, segundo Faure (2001), se as amostras representarem mistura, os pontos definem uma hipérbole. No Diagrama da Figura 5.16 os pontos analíticos das amostras não caracterizam uma hipérbole, no caso não sugere mistura de fontes diferentes para o conjunto de amostras do afloramento da região de Parelhas.

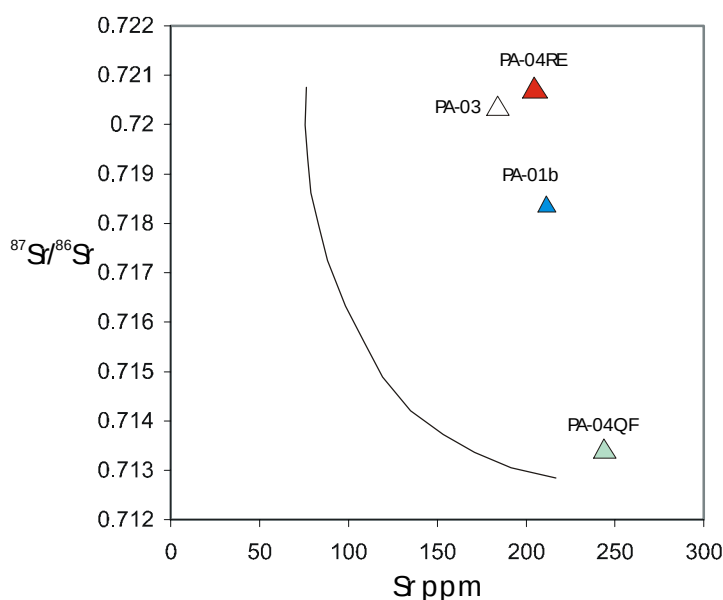


Figura 5.16 – Diagramas de mistura Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com os dados analíticos Rb-Sr do afloramento de Parelhas. (Faure, 2001).

QUÍMICA DOS ELEMENTOS TRAÇOS Sm-Nd

Também para o caso de Sm e Nd, foram construídos diagramas com os cátions Fe, Mg, Na e Ca. No diagrama com a soma dos cátions Fe + Mg vs Sm (Fig. 5.17A) e Fe + Mg vs Nd (Fig. 5.17B) os comportamentos de Sm e Nd são iguais nos dois casos, ocorrendo uma correlação positiva e os valores mais elevados nas concentrações de Sm e Nd nas amostras com maiores concentrações de biotita. No caso dos diagramas com a soma de Na + Ca vs Sm (Fig. 5.17C) e Na + Ca vs Nd (Fig. 5.17D), aqui também os dois diagramas são semelhantes, com as amostras do neossoma (PA-03), paleossoma (PA-01b) e do leucossoma (PA-04QF) definem uma correlação negativa com os valores das concentrações diminuindo nessa ordem, de acordo com o aumento de plagioclásio nas amostras. Já a amostra do melanossoma (PA-04RE) caiu acima do alinhamento das outras três amostras, com as maiores concentrações em Sm e Nd, mas com a somatória Na + Ca praticamente igual a da amostra do paleossoma (PA-01b).

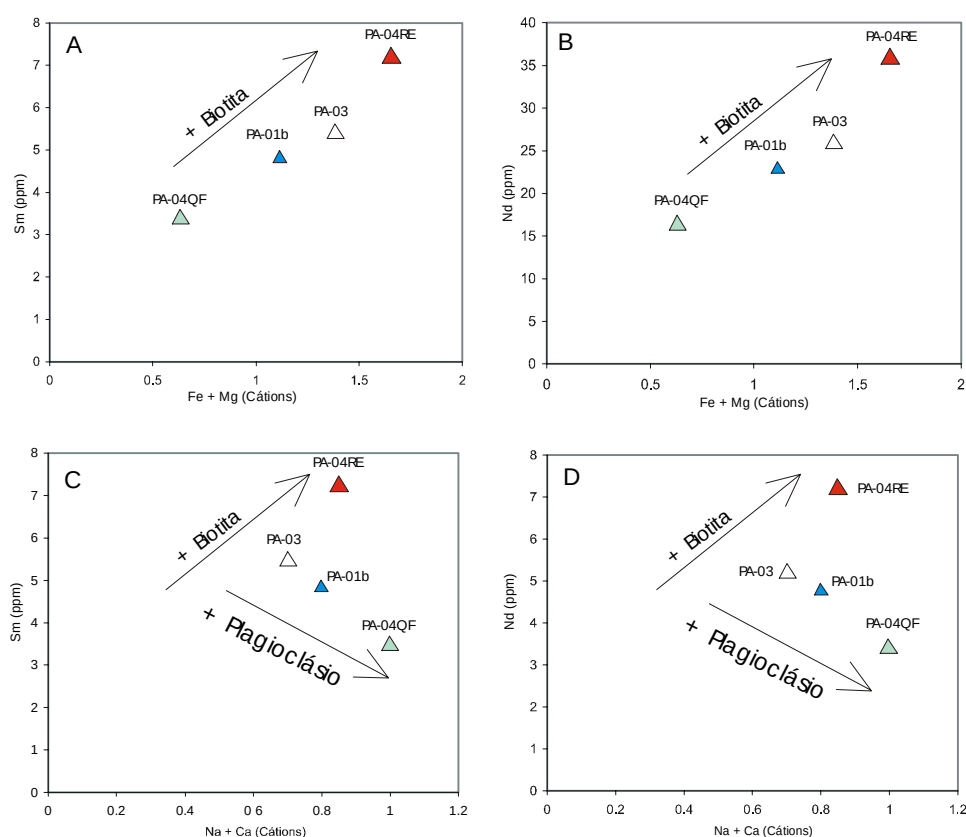


Figura 5.17 - Diagramas de correlações de cátions com Sm e Nd do afloramento da região de Parelhas. (A) Soma dos cátions Fe + Mg vs Sm. (B) Soma dos cátions Fe + Mg vs Nd. (C) Soma dos cátions Na + Ca vs Sm. (D) Soma dos cátions Na + Ca vs Nd. As setas mostram o aumento das concentrações dos minerais nas amostras.

Nos diagramas com os valores de épsilon neodímio e do fracionamento Sm/Nd para o tempo de 0.6 Ga referente à idade do evento orogenético brasileiro e os valores atuais, ϵ_{Nd} vs $f(\text{Sm/Nd})$ para $t = 0.6$ Ga (Fig. 5.18A) e ϵ_{Nd} vs $f(\text{Sm/Nd})$ para $t = 0$ (Fig. 5.18B) mostram que não ocorreu variações nos valores de ϵ_{Nd} e do $f(\text{Sm/Nd})$ nesse intervalo de tempo, e que as diferenças nos valores de ϵ_{Nd} das amostras do paleossoma (PA-01b) com a do neossoma (PA-03) e das amostras do melanossoma (PA-04RE) com a do leucossoma (PA-04QF) já existiam antes de 0.6 Ga.

A homogeneidade nos valores de ϵ_{Nd} já tinha sido caracterizada nas Figuras com os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵ_{Nd} (Fig. 5.10), T_{DM} vs ϵ_{Nd} (Fig. 5.11) e $T_{\text{DM}}(\text{Sr})$ vs $T_{\text{DM}}(\text{Nd})$, além dos estudos de mobilidade química através de isocon que mostrou que o Sm e o Nd foram conservados no sistema durante o evento de migmatização.

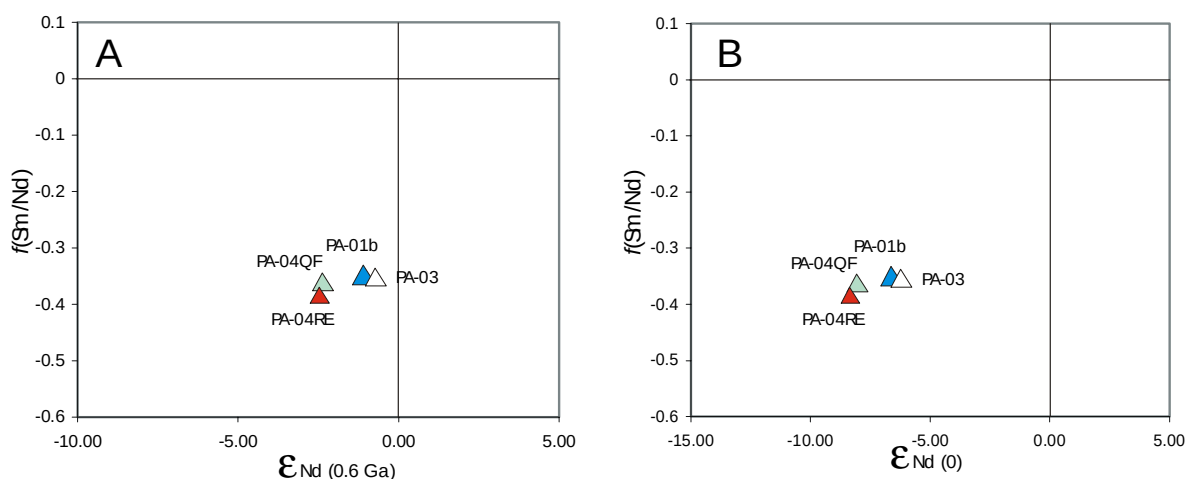


Figura 5.18 - Diagramas de evolução de ϵ_{Nd} vs $f(\text{Sm/Nd})$ das amostras do afloramento de micaxistos da região de Parelhas . (A) ϵ_{Nd} em $t = 0.6$ Ga. (B) ϵ_{Nd} atual. Adaptado de Chavagnac et al. (1999).

DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os estudos de mobilidade dos elementos químicos mostraram que o Rb foi retido enquanto que o Sr perdeu massa durante o processo de migmatização. Como consequência, aconteceu uma perda de Sr radiogênico (Sr^*) fazendo com que as idades obtidas com a sistemática Rb/Sr sejam inferiores à do evento. Os diagramas isocrônicos mostram claramente que as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram afetadas. Com isso os resultados mostrados com as

quatro amostras e com as amostras do melanossoma e leucossoma deram idades bem mais baixas do que a do evento orogenético brasileiro que atuou nessas rochas, em função da $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentarem valores mais baixos com a perda de Sr durante o evento, com exceção da isócrona com as amostras do leucossoma com a do paleossoma, que apresenta recuperação de massa do Sr como visto no gráfico isocon.

Idades isocrônicas obtidas com dados Sm-Nd com qualquer tipo de rocha são muito raro, pois as razões Sm/Nd variam muito pouco no diversos tipos de rochas. Mesmo assim foi construído o diagrama com os dados das quatro amostras definindo uma isócrona com idade de 2123 Ma, mas com um erro extremamente elevado. O valor de 1945 Ma com as amostras do melanossoma e do neossoma deve refletir a idade de algumas das rochas do embasamento que foram fontes dos sedimentos que deram origem aos micaxistos. Os valores de 789 Ma com as amostras do melanossoma e leucossoma e de 771 Ma com as amostras do paleossoma e neossoma, dentro da faixa de erros são similares, indicando que não ocorreu um reequilíbrio isotópico completo na sistemática Sm-Nd durante o evento, uma vez que os estudos de mobilidade química mostraram que estes elementos não permaneceram imóveis durante o evento, porém não ocorreu modificações nas suas razões Sm/Nd.

CAPÍTULO VI – MIGMATIZAÇÃO EM ORTOGNAISSES GRANÍTICOS NO MACIÇO RIO PIRANHAS.

Uma das principais características observada no Complexo Caicó, no Maciço Rio Piranhas, é a associação de rochas ortoderivadas com migmatitos e granitos. Nesse complexo ocorrem gnaisses de alto grau com composições diversas que localmente apresentam-se migmatizados. A associação de quartzo, plagioclásio e microclínio, mineralogia comum na maioria dos ortognaisses aqui estudado, é uma associação típica para geração de massa fundida em condições de alto grau, bastando para isso, a adição de água no sistema para desencadear uma anatexia.

6.1 – ORTOGNAISSES MIGMATÍTICOS DO COMPLEXO CAICÓ

O afloramento IL-11 (Fig.6.1) localiza-se à aproximadamente 6 Km a NE da Cidade de Caicó-RN com coordenadas geográficas 37°12'02" W e 6°25'51" S (ponto 2 na Fig. 1). Nesse afloramento foram estudados quatro pontos, o primeiro representa o paleossoma, trata-se de um ortogneisse cinza (Amostras 12a), médio. No segundo ponto a rocha apresenta-se mais grossa com desenvolvimento de magnetita orientada (Fig. 6.1C) e aparecem veios de leucossoma quartzo-feldspáticos (Figs. 6.1A e 6.1B). No terceiro ponto, o gneisse apresenta um aspecto bandado com alternâncias de faixas de leucossomas quartzo feldspáticos róseo com faixas ricas em biotita, mostram níveis com granulometria grossa com aspecto porfirítico (Fig. 6.2A e 6.2B). No quarto ponto a rocha apresenta um estágio de migmatização avançado com faixas de neossomas dobrados (Fig. 6.1B) apresentando padrões de interferências com uma foliação regional (S_2) dobrada e desenvolvendo foliação de plano axial (S_3) com direção geral N60°E.

O afloramento ocorre numa área de aproximadamente 130 m x 200 m e todos os pontos onde foram coletadas as amostras são isolados, com isso não foi observado a progressividade da fusão do paleossoma até a geração do migmatito. Porém a semelhança da amostra 12a com as porções de paleossoma observadas no ponto da Figura 6.1B e 6.2A optou-se por considerá-la como sendo a amostra do protolito dos migmatitos.

6.2 – PETROGRAFIA

No afloramento IL-11 foram coletadas amostras do paleossoma e do neossoma (Figs. 6.1 e 6.2). Os contatos entre leucossomas e paleossomas são difusos na maioria das vezes, localmente podemos identificar faixas delgadas ricas em minerais máficos se caracterizando como o melanossoma. As tabelas 6.1 e 6.2 mostram a mesonorma calculada a partir dos dados das Tabelas 05A e 05B do APÊNDICE C e as composições modais estimadas das amostras analisadas. Aqui novamente a mesonorma foi utilizada nos diagramas de Winkler (1977) com os valores de quartzo, albita, anortita e H₂O recalculados para 100% e a projeção das linhas cotética e isothermas. A composição modal foi usada nas discussões petrográficas e de mobilidade química.

Tabela 6.1 – Composição mesonormativa calculada pelo programa Newpet para as amostras do afloramento IL-11.

Amostra	Qz	Cor	Mt	Ilm	Ab	An	Or	Bt	Ap	Rt	Total
IL-12a	35,03	0,85	1,62	0,28	26,77	9,16	21,16	4,63	0,22	-0,19	99,83
IL-12b	36,93	1,16	1,75	0,28	24,05	8,65	21,28	5,39	0,15	-0,21	99,78
IL-11MS1	45,71	0,99	1,20	0,14	21,60	3,41	23,46	3,32	0,02	-0,13	99,92
IL-11MG	45,81	1,50	1,33	0,23	31,08	5,32	9,86	4,55	0,08	-0,18	99,81
IL-11a	34,86	2,13	0,65	0,07	41,42	7,03	11,35	2,12	0,02	-0,08	99,56
IL-11c	53,13	1,59	1,25	0,22	21,60	4,20	12,67	4,96	0,02	-0,2	99,44
IL-11d	55,49	2,10	1,54	0,30	16,35	4,00	14,93	5,01	0,02	-0,19	99,55

Legenda: IL-11a = leucossoma, IL-11c = melanossoma, IL-11d = Neossoma biotítico, IL-12a = Paleossoma, IL-12b = Rocha total, IL-11MS1 = migmatito, IL-11MG = neossoma com leucossoma de granulometria grossa, róseo com cristais hipidiomórficos de magnetita.

Tabela 6.2 – Composições modais estimadas das amostras do afloramento IL-11.

Amostra	Qz	Pl	Mc	Bt	Ep	All	Tit	Ap	Zr	Mu	Op
IL-12a	30-35	10-15	20-25	10-15	-	<1	1-2	<1	<1	<1	3-5
IL-12b	25-30	15-20	20-25	10-15	-	<1	1-2	<1	<1	-	3-5
IL-11MS1	35-40	8-10	30-35	3-8	-	<1	-	<1	<1	-	1-2
IL-11a	20-25	15-20	45-50	1	-	<1	-	<1	<1	<1	-
IL-11c	35-40	15-20	10-15	10-15	-	<1	<1	<1	<1	<1	1

Legenda: Qz = Quartzo, Pl = Plagioclásio, Mc = Microclínio, Bt = Biotita, Ep = Epidoto, All = Allanita, Tit = Titanita, Ap = Apatita, Zr = Zircão, Mu = Muscovita, Op = Opacos.

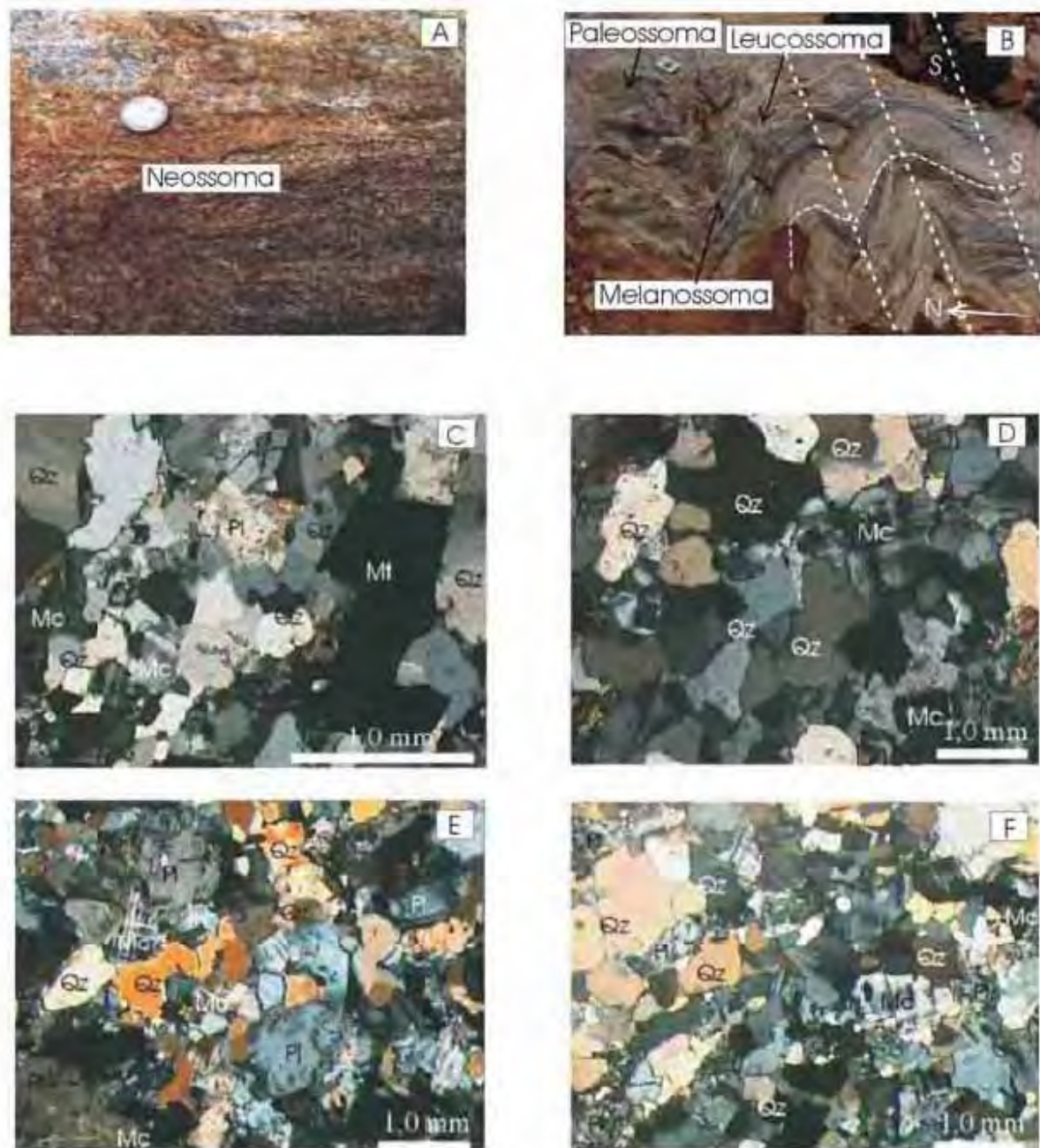
A amostra 12a (paleossoma) é um gnaisse de cor cinza, fino a médio e a amostra 12b foi coletada no mesmo ponto e se diferencia da 12a por apresentar um veio de leucossoma com 1 cm em média apresentando uma orla fina (2 mm) de melanossoma se constituindo numa rocha total. A amostra 11MS1 é do migmatito bandado podendo ser considerada como sendo uma rocha total, porém não se observa a porção de paleossoma na mesma. A amostra

11MG é do neossoma com veios de leucossoma grosso róseo (Fig. 6.1A). As amostras 11a, 11c e 11d são do leucossoma, melanossoma e de neossoma retiradas da mesma amostra (Fig.6.2B).

Na amostras do paleossoma (IL-12a) os cristais de quartzo na matriz são xenomórficos com extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos, alguns agregados mostram contatos poligonais. Também ocorrem fenocristais com contatos irregulares e curvos com alguns suturados, poucos destes grãos mostram contatos poligonais incipientes (Fig. 6.1C). Os cristais de plagioclásio são xenomórficos a hipidiomórficos apresentando-se parcialmente saussuritizados e desenvolvem muscovita e microclínio na superfície de alguns desses cristais e mostram bordas de reação com o quartzo, biotita e microclínio e mostram extinção ondulante (Fig. 6.1C). O microclínio ocorre como cristais xenomórficos na matriz e como fenocristais intersticiais com contatos curvos com quartzo e/ou plagioclásio (Fig. 6.2C). No microclínio correm inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo e formação de muscovita e mica branca sobre sua superfície. A biotita é hipidiomórfica marrom (Fig. 6.2C) mostrando bordas de reação com plagioclásio e quartzo e microclínio (Fig. 6.2C). Alguns cristais se transformam parcialmente em muscovita ou clorita. A titanita é xenomórfica associada a opacos e biotita. Os opacos são hipidiomórficos e xenomórficos e alguns cristais desenvolvem coroa de titanita. A allanita é hipidiomórfica muito alteradas e com inclusões de titanita. A clorita é xenomórfica a hipidiomórfica associada a biotita e opacos.

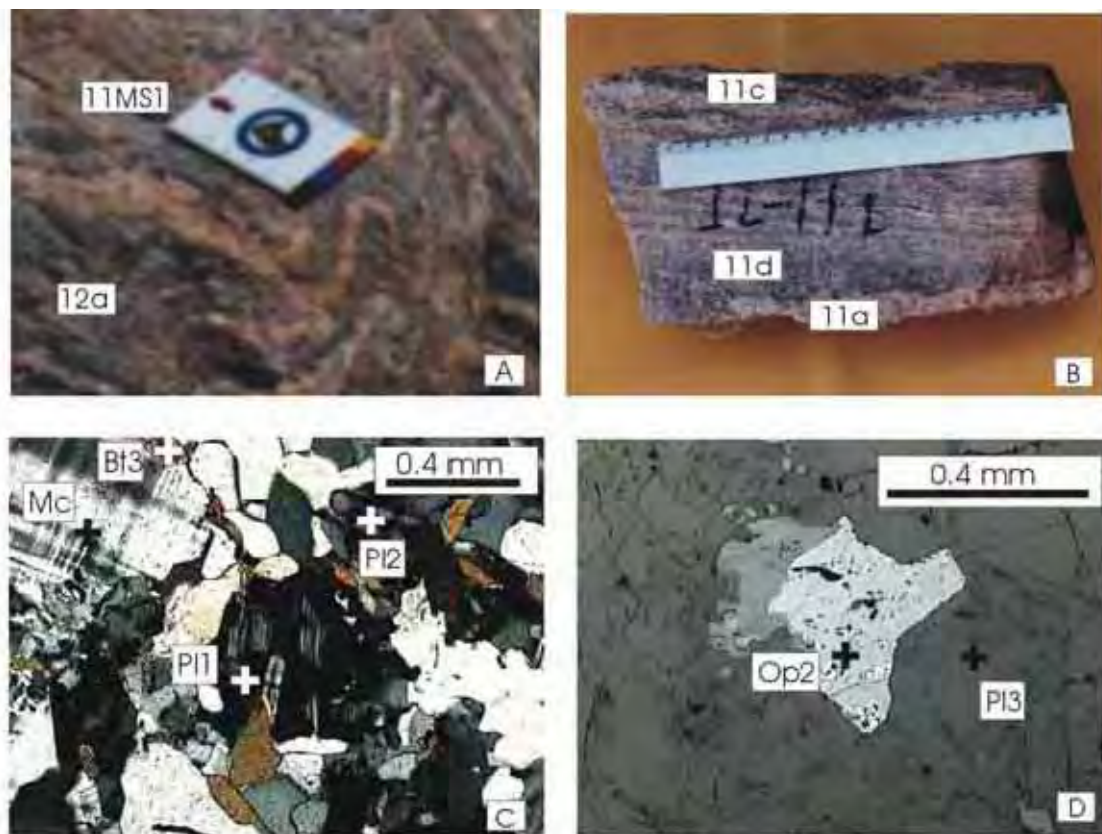
Na amostra da rocha total (IL-11MS1) o quartzo ocorre como cristais xenomórficos, alguns grãos mostram extinção ondulante, formação de subgrãos e banda de deformação. Também observa-se agregados de cristais com contatos retos poligonais. O plagioclásio, no geral é xenomórfico constituindo a matriz, mas também ocorrem fenocristais com extinção ondulante. Apresentam-se saussuritizados com formação de muscovita e microclínio em sua superfície. Nos contatos com o microclínio desenvolve mirmequita. O microclínio, na matriz, é xenomórfico e intersticial em alguns casos ocorrendo como infiltrações entre grãos de quartzo (Fig. 6.1D). Também ocorrem como fenocristais pertíticos com inclusões ativas de biotita, muscovita e plagioclásio. Alguns podem mostrar extinção ondulante. A biotita é marrom, hipidiomórfica. Mostram bordas de reação com plagioclásio, quartzo e microclínio. A muscovita é hipidiomórfica quando associada a biotita e xenomórfica quando desenvolvida sobre plagioclásio e microclínio. Os opacos são principalmente xenomórficos associados a biotita ou como inclusões. A allanita ocorre como cristais bastante alterados associada a biotita nas faixas de melanossoma ou como cristais isolados nas porções de leucossoma.

No leucossoma (IL-11-L) O quartzo ocorre como cristais xenomórficos constituindo a matrix da rocha. Apresenta extinção ondulante desenvolvimento de subgrãos e bandas de deformação. Também ocorre como fenocristais recristalizados com contatos poligonais (Fig. 6.1E e 6.1F)) e como *ribbons*. O plagioclásio ocorre como cristais saussuritizados, alguns mostrando bordas sobrecrecida sem alteração e uma segunda geração de cristais límpidos ou pouco alterados. Alguns cristais apresentam geminação deformada e extinção ondulante. No contato com o microclínio desenvolve mirmequita. O microclínio ocorre como cristais xenomórficos intersticial (Fig. 6.1E e 6.1F). Mostra bordas de reação com quartzo, plagioclásio e biotita. A biotita, no geral, ocorre como cristais xenomórficos mas também observam-se cristais hipidiomórficos. Mostram pleocroísmo marrom esverdeado. Alguns cristais estão cloritizados. As cloritas são xenomórficas associadas a biotita e opacos. Ocorrem predominantemente nas faixa de melanossoma da lâmina.



Legenda: Qz = Quartzo, Pl = Plagoclásio, Mc = Microclínio, Mt = Magnetita

Figura 6.1 - Fotos do afloramento IL-11. A) Foto em planta de neossoma quartzo feldspático grosso. Ponto da Amostra IL-11MG. B) Foto em planta do gnaiss migmatítico com paleossoma e neossoma dobrados, mostrando padrão de interferência em laço. C) Fotomicrografia do paleossoma com associação de quartzo, microclínio, plagoclásio e magnetita. D) Fotomicrografia mostrando evidência de fusão como a infiltração de microclínio nos contatos de quartzo. E) Fotomicrografia mostrando especto textural e de microclinização de plagoclásio. Leucossoma. F) Fotomicrografia mostrando o aspecto geral de recrystalização dinâmica de quartzo. Notar alguns cristais com contatos poligonizados (recrystalização estática). Porção do leucossoma.



Legenda: 11a=Leucossoma, 11c=Neossoma 1, 11d=Neossoma 2, 11MS1=Gnaiss migmatítico, 12a=Paleossoma, + = Pontos analisados por microsonda eletrônica. Pl=Plagioclásio, Bt=Biotita, Op=Opaco, Mc=Microclínio.,

Figura 6.2 - Fotos das amostras com análises química mineral do afloramentos IL-11 de Caicó. A) Detalhe do Afloramento com a localização das amostras 12a e 11MS1. B) Amostra de mão com as porções do migmatito analisadas. C) Fotomicrografia dos cristais de plagioclásio, biotita e microclínio analisados. Amostra 12a. D) Fotomicrografia com luz refletida de cristais de opaco e plagioclásio analisados. Amostra IL-11L.

6.3 – QUÍMICA MINERAL

As amostras selecionadas para análise química em minerais por microsonda eletrônica, foram a IL-12a (paleossoma) e a IL-11 (leucossoma). Foram analisados cristais de biotita, plagioclásio, microclínio e minerais opacos.

6.3.1 – BIOTITA

Foram analisados cristais de biotita das amostras de paleossoma (IL-12a) e do neossoma (11L). A Tabela 6.3 mostra as concentrações catiônicas de Mg, Ti e Fe com suas frações molares e as razões Mg/Fe. A Tabela 01 do APÊNDICE C traz os dados completos das análises por microsonda.

Tabela 6.3 – Dados das amostras de paleossoma e do neossoma do afloramento IL-11. Faixas de valores expressos em números de cátions de Mg, Ti e Fe e suas médias, e as faixas dos valores das frações molares de XMg, XT_i e XFe com suas médias.

Amostra	Mg Média	XMg Média	Ti Média	XT _i Média	Fe Média	XFe Média	Mg/Fe Média
12a	1.974-2.146	0.384-0.417	0.218-0.347	0.043-0.068	2.713-2.904	0.536-0.551	0.701-0.774
Paleossoma	2.076	0.403	0.285	0.055	2.793	0.542	0.744
11L	1.995-2.038	0.382-0.397	0.329-0.422	0.064-0.082	2.744-2.836	0.530-0.544	0.710-0.742
Leucossoma	2.017	0.390	0.383	0.074	2.779	0.537	0.726

Nota-se que as biotitas do paleossoma, na média são mais magnesianas e ferrosas e menos titaníferas do que as biotitas do leucossoma, como consequência apresentam maior razão média Mg/Fe. Porém os valores mínimos são mais baixos e os máximos mais elevados no paleossoma definindo uma faixa mais larga, em todos os casos, do que as faixas de valores no leucossoma. A faixa de valores de Mg e Fe do leucossoma estão totalmente inseridas nas faixas de valores dos cristais do paleossoma, apenas os valores de Ti do leucossoma apresentam valores mínimo e máximo superiores aos valores do paleossoma.

Usando as faixas de valores de Ti e Al^{VI} relacionadas com as temperaturas de formação de Schreurs (1985), no paleossoma 12a um cristal analisado apresenta valores de átomos por fórmula unitária de Ti na faixa entre 0.30 e 0.45 e de Al^{VI} entre 0.55 e 0.85 condição de formação entre 650°C e 750°C. Dois cristais apresentam valores de Al^{VI} de 0.49 e 0.51 mas com Ti entre 0.3 e 0.45 átomos por fórmula unitária. Os quatro cristais analisados na

amostra do leucossoma apresentam valores de Ti entre 0.30 e 0.45 átomos por fórmula unitária e um cristal com valor de Al^{VI} entre 0.55 e 0.85 indicando temperatura de formação entre 650°C e 750°C. Três cristais apresentam valores de Al^{VI} entre 0.48 e 0.55 ficando numa faixa de valores abaixo dos apresentados por Schreurs (1985) para a faixa de temperatura anterior.

6.3.2 – FELDSPATOS

Os dados químicos completos dos feldspatos das amostras do afloramento são mostrados no APÊNDICE B. Nas Tabelas 6.4 e 6.5 são mostrados os valores dos conteúdos de albita, ortoclásio e anortita dos cristais de plagioclásios (Pl) e microclínios (Mc) do paleossoma e neossoma do afloramento IL-11. A Tabela 02 do APÊNDICE C mostra os dados analíticos completos.

Tabela 6.4 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos plagioclásios das amostras de paleossoma (12a) e leucossoma (11L) do afloramento IL-11.

	12aC1Pl3	12aC3Pl1	12aC4Pl1	11LC2Pl2	11LC2Pl3B	11LC2Pl3	11LC2Pl5	11LC1Pl1	11L1C1Pl3
Ab	75.43	77.94	78.47	84.89	85.52	85.17	85.48	85.69	88.38
Or	1.16	0.71	0.74	1.19	1.51	1.06	0.72	0.64	0.50
An	23.41	21.35	20.79	13.92	12.97	13.76	13.81	13.68	11.15

Os plagioclásios de ambos, paleossoma e leucossoma são todos oligoclásios, porém no paleossoma são menos albiticos com uma média de 21.85% de anortita, enquanto que no neossoma essa média é de 13.22%. As moléculas de ortoclásio estão presentes em concentrações variáveis.

Tabela 6.5 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) dos cristais de microclínio das amostras de paleossoma (12a) e neossoma (11L) do afloramento IL-11.

	12aC1Mc2	12aC1Mc4	12aC1Mc5	12aC1Mc6	12aC3Mc4	12aC4Mc2	11C1Mc2
Ab	5.26	6.64	3.86	4.80	6.76	5.11	4.63
Or	94.74	93.36	96.14	95.21	93.24	94.90	95.38

Nota-se que os microclínios não apresentam composições com diferenças significativas nas amostras do paleossoma que tem média no conteúdo de Ab de 5.25%. O cristal do leucossoma (11C1Mc2) tem Ab de 4.63% ficando na faixa de valores dos cristais do paleossoma.

6.3.3 – MINERAIS OPACOS.

O mineral opaco presente nas duas amostras analisadas é uma magnetita típica. Os valores de Mn do paleossoma são superiores aos valores no leucossoma. Porém os valores de Mn e Ti são muito baixos. Os dados dos números de cátions são mostrados na Tabela 6.6. Os valores dos dados analíticos completos estão na Tabela 05 do APÊNDICE C.

Tabela 6.6 – Dados químicos de cristais de magnetita expressos em número de cátions do paleossoma (12aOp) e do leucossoma (11LOp).

Cátions	12AC1-OP1	12AC1-OP2	12AC1-OP3	12AC3-OP1	12AC3-OP	11L1-C1OP1	11L1-C1OP1B	11L1-C1OP2	11L1-C1OP3
Si	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01
Al	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
Mg	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
FeT	23.85	23.80	23.82	23.88	23.91	23.89	23.94	23.89	23.88
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Zn	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01
V	0.03	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.06	0.07	0.04	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
Soma	23.97	23.98	23.98	23.98	23.99	23.97	23.98	23.99	24.00

6.3.4 – GEOTERMOBAROMETRIA

A mineralogia das amostras analisadas por microsonda eletrônica é essencialmente quartzo, biotita, plagioclásio e microclínio. No caso não temos minerais tipomórficos úteis para uso como geotermobarômetros. Com isso lançamos os dados da mesonorma (Tab. 6.1) das amostras do afloramento nos diagramas com as isothermas de Winkler (1977) para uma pressão d'água de 5 Kb e 7 Kb (Fig. 6.3) e no Diagrama ternário de feldspatos para 8 Kb (Fig. 6.4).

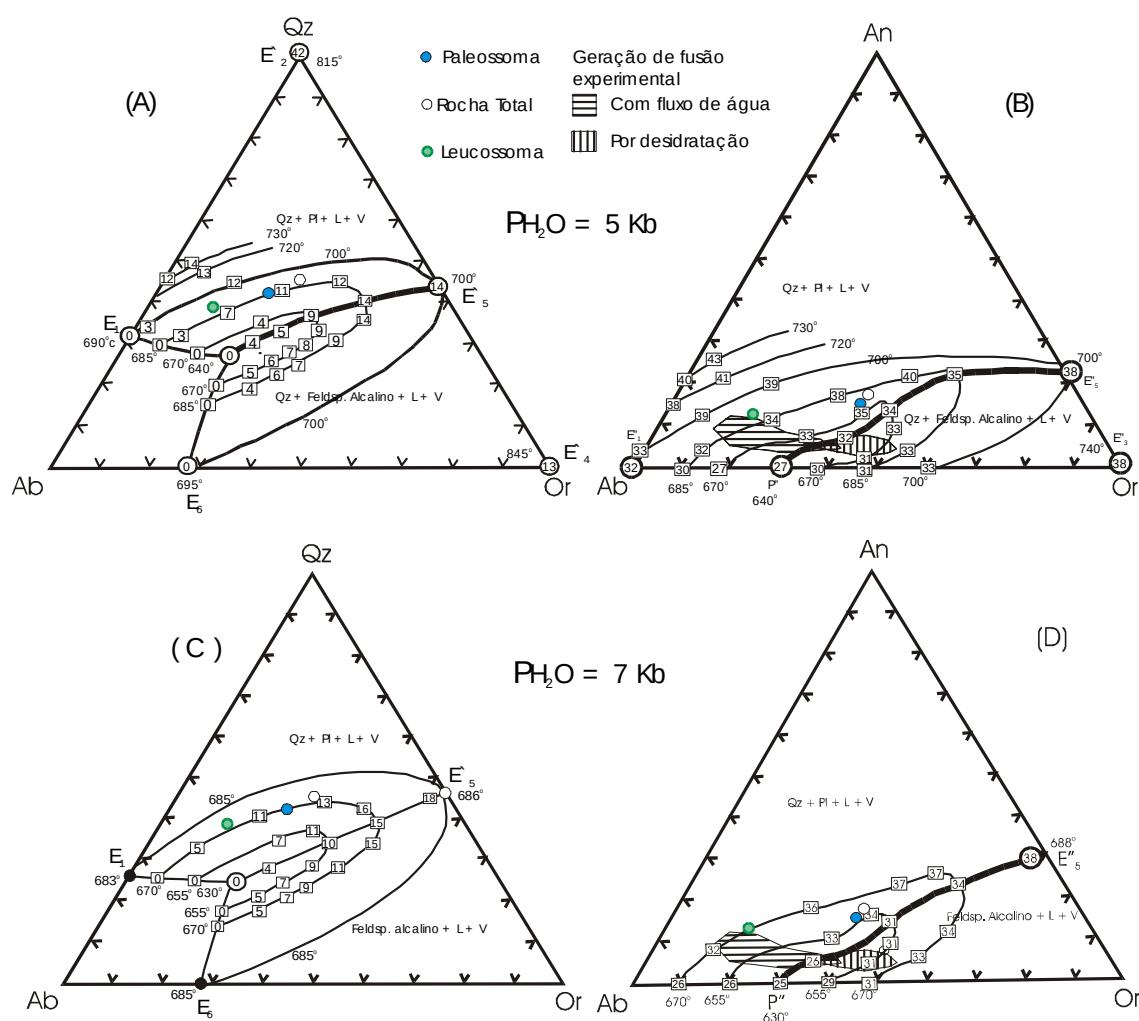


Figura 6.3 – Dados de porcentagens em peso recalculados para 100% de Quartzo (Qz), Albita (Ab), Anortita (An) e Ortoclásio (Or) das amostras do afloramento IL-11. (A) e (C) Diagramas com a projeção da linha cotética P-E₅ e isothermas situadas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-H₂O, com os teores de anortita projetados sobre as isothermas. Na Figura (B) e (D) os teores projetados sobre as isothermas é de quartzo (adaptado de Winkler, 1977).. Também é projetado os campos de fusões experimentais com fluxo de água e por desidratação mostrado por Patiño Douce & Harris (1998).

Observa-se na Figura 6.3A para pressão d'água de 5 Kb que o ponto do paleossoma 12a caiu sobre a isoterma de 685°C e os pontos das amostras da rocha total (12b) e do leucossoma (11a) caíram acima mas muito próximos a isoterma 685°C. Na Figura 6.3B, na mesma pressão, as amostras do paleossomas e da rocha total caem entre as isotermas de 670°C e 685°C e a amostra de leucossoma caiu entre as isotermas de 685°C e 700°C muito próximo ao campo de fusão experimental com fluxo de água de Patiño Douce & Harris (1998). Já para uma pressão d'água de 7 Kb o ponto do paleossoma 12a caiu sobre a isoterma de 700°C e os pontos das amostras da rocha total (12b) e do leucossoma (11a) caíram muito próximos dessa mesma isoterma (Fig. 6.3C), já na Figura 6.3D os pontos das amostras do paleossoma e da rocha total caíram próximo a isoterma de 655°C e o ponto da amostra do leucossoma caiu sobre a isoterma de 670°C.

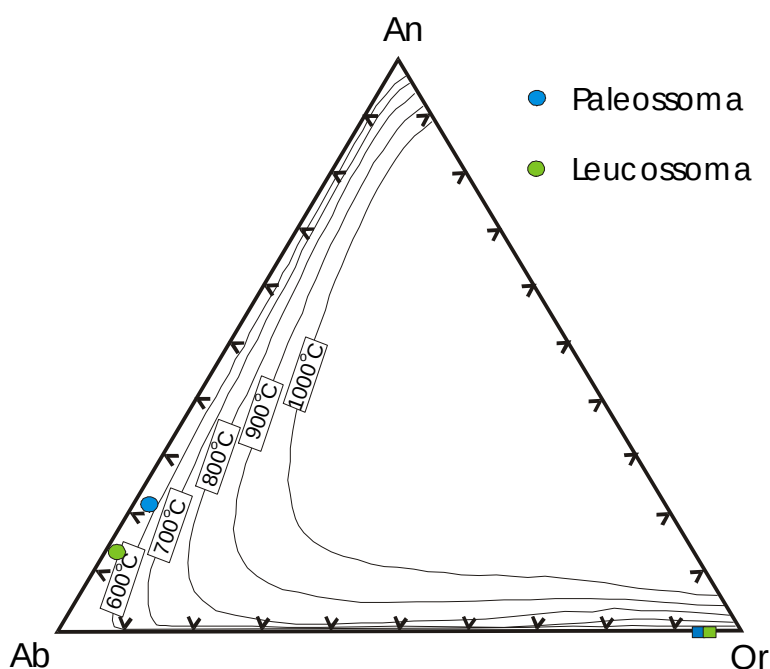


Figura 6.4 – Dados de porcentagens em peso recalculados para 100% de Albite (Ab), Anortita (An) e Ortoclásio (Or) das análises de microclínios (quadrados) e de plagioclásios (círculos) do afloramento IL-11 lançados no Diagrama ternário de feldspatos com as isotermas calculadas em 8 Kb usando o modelo de atividade de Fuhrman & Lindsley (1988).

Na Figura 6.4, observa-se que a média dos valores de ortoclásio e albite dos microclínios das amostras do paleossoma e do leucossoma, em função da ausência de moléculas de anortita no microclínio, todas as amostras caíram sobre um mesmo ponto um pouco abaixo de 600°C. Os dados de plagioclásio destas amostras, também caíram abaixo da

isoterma de 600°C, com a do paleossoma mais próximo dessa isoterma. Porém esse diagrama não foi útil para diferenciar as temperaturas de paleossoma e de massa fundida.

Os valores de temperaturas obtidas nos diagramas Quartzo-Albita-Anortita-Ortoclásio-H₂O para pressões de 5 kb e 7 kb variaram de cerca de 570°C a 700°C com a massa fundida (leucossoma) mostrando os valores de temperaturas mais elevados em cerca de 20°C caindo próximo ao campo de fusão com fluxo de água de Patiño Douce & Harris (1998) nos diagramas das figuras 6.3B e 6.3D.

As biotitas do leucossoma são mais titaníferas do que as biotitas do paleossoma, indicando temperaturas mais elevadas e a faixa dos valores de Al^{VI} do leucossoma também indica temperaturas de formação superiores destas com relação as biotitas do paleossoma.

A química dos plagioclásios mostrara que estes no paleossoma são mais cálcicos do que no leucossoma. As razões Ab/An dos plagioclásios do paleossoma, na média, é de 3.6 e as razões no leucossoma em média 6.4. Segundo Winkler (1977) e Johannes (1985) quanto maior a razão Ab/An mais baixa será a temperatura do mínimo da massa fundida.

Se um leucossoma for oriundo de fusão anatética sua temperatura será igual à temperatura do paleossoma e o processo envolve a fusão incongruente do plagioclásio. Como consequência, o melanossoma deverá ter plagioclásios mais cálcicos do que os plagioclásios do paleossoma e estes serão mais cálcicos do que os plagioclásios do leucossoma. Se o leucossoma representar injeções graníticas aproveitando os planos de foliação do paleossoma, as temperaturas de ambos serão aproximadamente iguais.

6.4 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

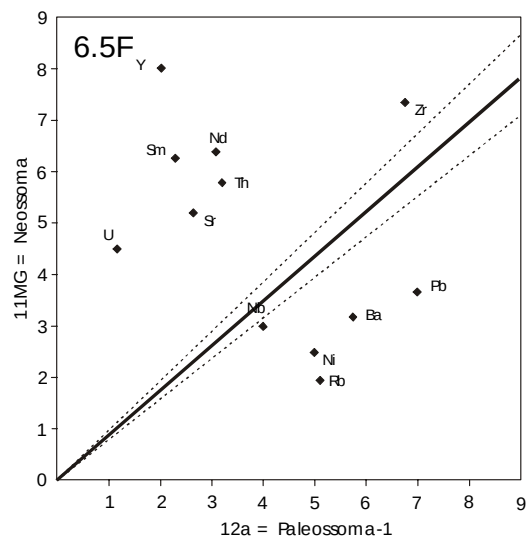
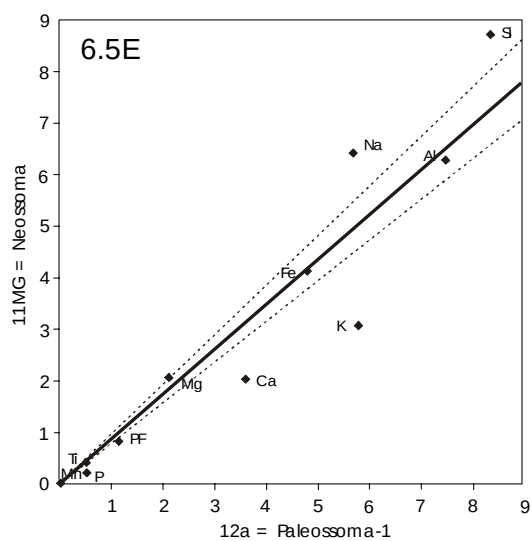
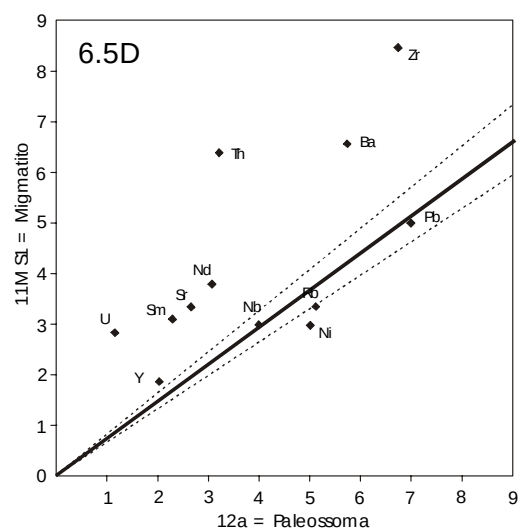
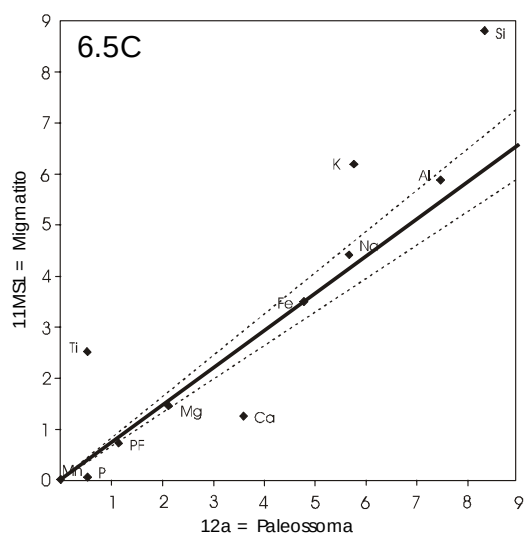
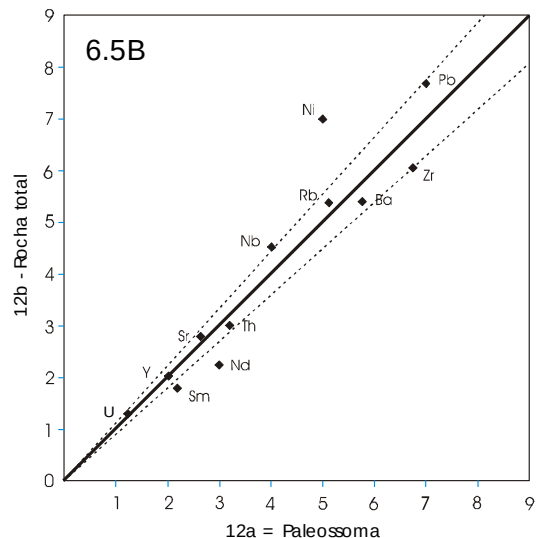
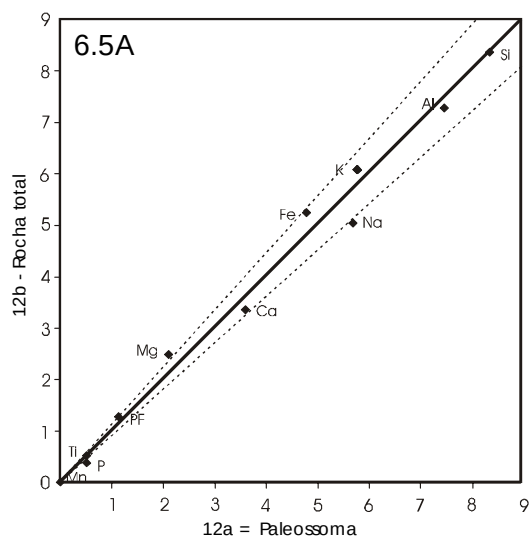
No afloramento IL-11 optou-se por analisar as amostras de paleossoma, melanossoma e leucossoma individualmente, e amostras de neossomas e de um migmatito que pode ser considerado uma rocha total. Os gráficos da Figuras 6.5 foram confeccionados com os dados analíticos apresentados na Tabela 06 no APENDICE C. O fator é um número que divide ou multiplica os valores das análises para adequá-los a escala dos gráficos.

Nos gráficos isocon usamos os dados analíticos do paleossoma (12a) vs rocha total (12b) e com a amostra do paleossoma (12a) vs migmatito (11MS1), paleossoma (12a) vs neossoma (11MG), do paleossoma (12a) vs neossoma biotítico (11d), paleossoma (12a) vs melanossoma (11c) e paleossoma (12a) vs leucossoma (11a), cujas características foram citadas na seção 6.2.

Nota-se que os gráficos do paleossoma (12a) vs rocha total (12b) com relação aos elementos maiores (Fig. 6.5A) que a maioria das amostras caem na faixa de imobilidade com exceção do Mg (18%) que caiu na região de ganho de massa. Com perda de massa tem-se o Na (11%) e o P (27%). Já os elementos traços U, Y, Sr, Th, Rb, Ba, Zr e Pb não foram mobilizados (Fig.6.5B), o Nb (11%) e Ni (40%) ganharam massa. Na região de perda de massa tem-se apenas os elementos Sm (20%) e Nd (24%).

Nos diagramas com o paleossoma (12a) vs migmatito (11MS1) verifica-se que os elementos maiores que permaneceram imóveis definindo a isocon foram o Mg, Fe, Na, Al e os voláteis (PF) (Fig. 6.5C). Com ganho de massa tem-se o K (48%) e Si (46%). Na região de perda de massa tem-se o Ca (53%) e o P (98%). O diagrama com os elementos traços (Fig. 6.5D) mostra a mobilização de praticamente todos os elementos, com exceção do Pb e do Nb que caíram na região de imobilidade. Na região de ganho de massa tem-se o Y (20%), Ba (59%), Sr (71%), Zr (75%), Nd (70%), Sm (85%), Th (178%) e o U (210%). Já na região de perda de massa apenas o Ni (20%).

Nos diagramas com o paleossoma (12a) vs neossoma (11MG) a isocon foi definida pelos elementos Ti, Mg, Fe, Al e os voláteis (PF) (Fig. 6.5E), com ganho de massa tem-se o Si (20%) e o Na (30%). Com perda de massa tem-se o Ca (35%) e o K(39%). Nos elementos traços (Fig. 6.5F) todos foram mobilizados. Na região de ganho de massa tem-se o Zr (25%) Th (102%), Sr (122%), Nd (130%), Sm (192%), U (329%) e Y (338%). Com perda tem-se o Ba (36%), Pb (40%), Ni (42%) e Rb (56%).



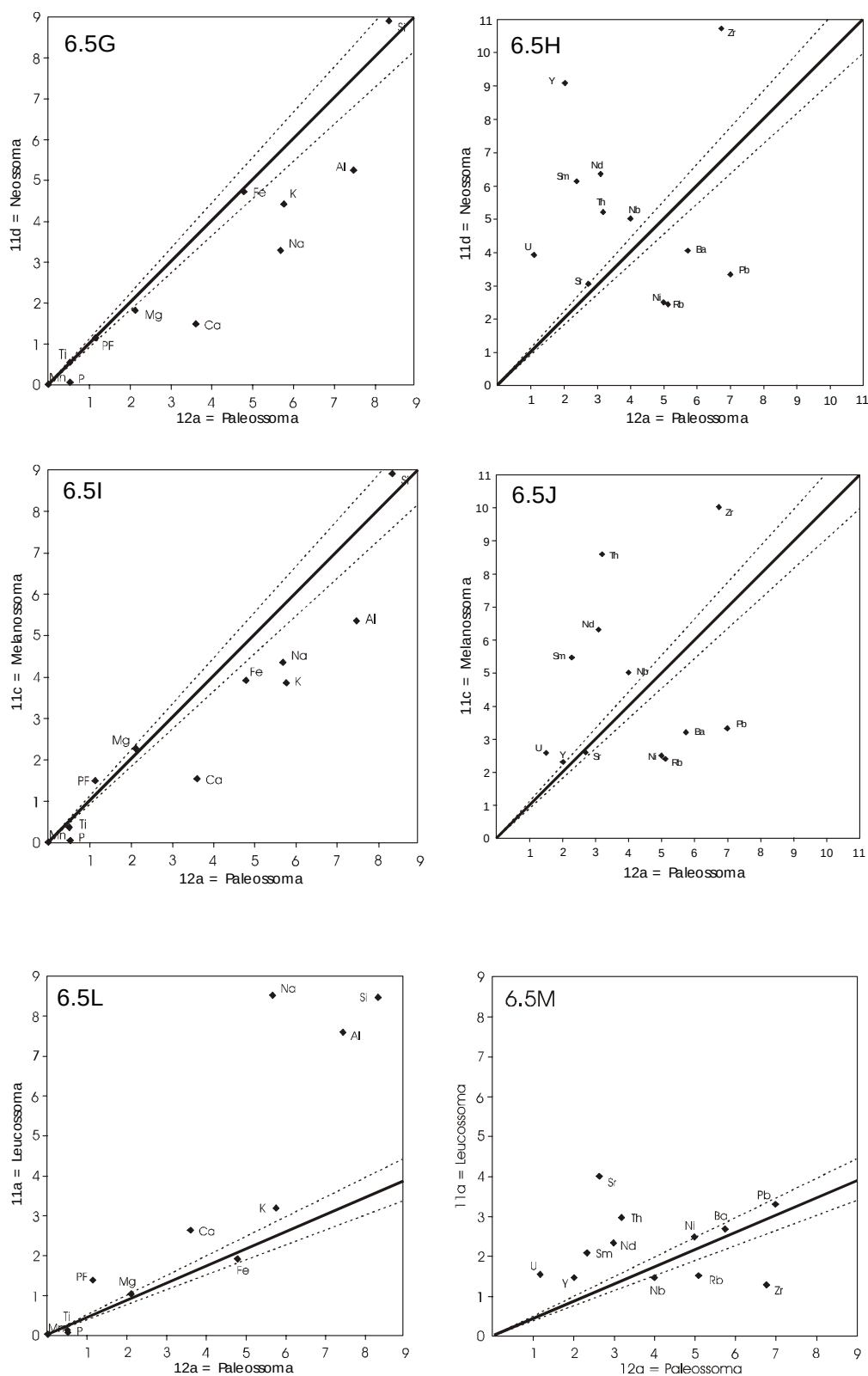


Figura 6.5 – Graficos isocon do afloramento IL-11 com os dados de elementos maiores e traços do paleossoma vs rocha total, paleossoma vs neossomas, paleossoma vs melanossoma, paleossoma vs leucossoma.

Com o paleossoma (12a) vs neossoma (11d) os elementos Si, Fe, Ti e os voláteis (PF) caem na região de imobilidade (Fig. 6.5G). Os demais elementos caem na região de perda de massa com o Mg (14%), K (23%), Al (29%), Na (42%), Ca (59%) e P (89%). Todos os elementos traços foram mobilizados (Fig. 6.5H), na região de ganho de massa temos o Sr (12%), Nb (25%), Zr (59%), Th (63%), Nd (116%), Sm (179%), U (233%) e Y (348%). Com perda de massa temos o Ba (29%), Rb (48%), Ni (50%) e o Pb (52%).

Nos diagramas com o paleossoma (12a) vs melanossoma (11c) os elementos maiores que caem na região de imobilidade (Fig. 6.5I) são o Si e o Mg. Na região de ganho de massa temos apenas os voláteis (PF com 31%). Já na região de perda de massa temos o Fe (18%), Na (23%), Ti (25%), Al (28%), K (33%), Ca (57%) e P (89%). Dos elementos traços apenas o Sr não foi mobilizado (Fig. 6.5J). Na região de ganho de massa temos o Y (13%), Nb (25%), Zr (49%), U (108%), Nd (114%), Sm (149%), e Th (169%). Na região de perda de massa temos o Ba (44%), Rb (49%), Ni (50%) e o Pb (52%).

No caso dos diagramas com o paleossoma (12a) vs leucossoma (11a) com a reta isocon traçada entre os elementos Fe e Mg (Fig. 6.5L), os elementos que ganharam massa foram o K (25%), Ca (65%), Al (130%), Si (130%), Na (239%) e os voláteis (PF com 171%). Na região de perda de massa tem-se o Ti (47%) e o P (75%). Com relação aos elementos traços (Fig. 6.5M) apenas o Ba e o Pb caíram na região de imobilidade. Na região de ganho de massa temos o Ni (12%), Y (67%), Nd (76%), Sm (106%), Th (112%), U (182%) e Sr (243%). Na região de perda de massa temos o Nb (15%), Rb (33%) e Zr (%).

Nota-se que nos diagramas do paleossoma com a rocha total a maioria dos elementos maiores não se mobilizaram. Apenas o Mg ganhou massa e o Na e P perderam massa. Quanto aos elementos traços, U, Y, Sr, Rb, Pb, Th e Ba não foram mobilizados e o Nb caiu próximo ao limite da faixa de erro (11% de ganho de massa) e apenas o Sm e Nd perderam massa. Na comparação entre o paleossoma com o migmatito os elementos K e Si ganharam massa e o Ca perdeu massa e os elementos traços Sr, Sm, Nd, Zr, U, Th ganharam massa e o Rb e Pb permaneceram imóveis.

Os estudos petrográficos das amostras do paleossoma (12a) e da rocha total (12b) mostraram que, mesmo com a rocha total apresentando um veio com 1 cm de espessura de neossoma, suas composições modais não apresentam diferenças significativas, como consequência, a maioria dos elementos maiores não apresentaram grandes mudanças de massas. Já a composição modal do migmatito (11MS1), mostra que ocorrem aumento nos percentuais de quartzo e microclínio, refletindo na entrada de K e Si no sistema. A perda de Ca está

relacionada à diminuição no teor de plagioclásios. Quanto aos elementos traços ocorre um comportamento distinto entre elementos normalmente afins, caso do Rb com o K que caem na região de ganho e de imobilidade respectivamente e do Sr que caiu na região de ganho de massa enquanto que o Ca caiu na região de perda de massa. O elementos U, Th e Zr ganharam massa enquanto que o Pb permaneceu imóvel. O Sm e o Nd ganharam massa, com o primeiro com valor superior.

No diagrama isocon do paleossoma com o neossoma (11MG), com relação aos elementos maiores, observa-se a perda de massa de Ca e K e o ganho de massa do Na e de Si e no diagrama do paleossoma com o neossoma (11d) nenhum elemento ganhou massa e os elementos K, Al, Ca e Na perderam massa. O Ti, Fe, Si e os voláteis permaneceram imóveis. Com relação aos elementos traços ocorre uma mobilização mais expressiva do que os elementos maiores. O Rb, Pb, Ni e Ba perderam massa e o Sr, U, Th, Zr, Sm, Nd e Y ganharam massa nos dois casos. No caso do neossoma 11MG (Fig. 6.1a) observa-se recristalização com aumento na granulometria de magnetita e de biotita, justificando a fixação de Fe, Ti e Mg. As entradas de Si e Na estão relacionados ao aumento de quartzo em função do Si liberado pela quebra de microclínio e ao fato do plagioclásio ter perdido Ca se tornando mais albitico no neossoma e a perda em K ao decréscimo de microclínio.

Com relação ao diagrama do paleossoma com o melanossoma (11c) o comportamento dos elementos Ti, Fe, Ca, Na, K, e Al é compatível com a saída desses elementos para o leucossoma, porém o Si foi mantido no sistema. Os elementos traços aqui mostraram comportamento semelhante ao observado na amostra do neossoma 11d.

A comparação entre o paleossoma e o leucossoma (11a), com uma isocon definida com o Fe e o Mg, mostra um ganho expressivo de massa dos elementos maiores Ca, Al, Si e Na e dos voláteis (PF) com o K com ganho de massa menor. Esse ganho de massa é coerente com a composição do leucossoma em relação ao paleossoma e da saída destes elementos observada no caso do melanossoma. Com relação aos elementos traços, foi mantida a tendência observada nos Diagramas anteriores, com uma alta mobilização da maioria dos elementos, porém nesse último caso os elementos Ni, Ba e Rb se comportaram como imóveis.

O diagrama com o melanossoma mostra que houve perda de Na, K, Ca e Al com relação ao paleossoma. O diagrama isocon mostrou que as quantidades dos elementos maiores Ca, Na e K, que entraram no sistema no processo final de formação da massa fundida, foram bem maior do que a saída destes elementos do melanossoma, indicando que houve a entrada desses elementos no sistema. Quando houve a “injeção” do líquido magmático nos planos de

foliação do paleossoma, ocorreu metamorfismo de contato provocando fusão parcial no paleossoma que retirou Na, K e Ca que foram incorporados no leucossoma e o material residual se constitui nas faixas de melanossoma. Com isso se caracterizando num processo de migmatitização em sistema aberto, com o leucossoma representando injeções de magma tonalítico predominantemente albitico (entrada em excesso de sódio)

6.4.2 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS NO AFLORAMENTO IL-11

Os dados analíticos de Elementos Terras Rara (ETRs) por ICP-MS das amostras usados na confecção da Figura 6.6 estão na Tabela 07 do APÊNDICE C. As amostras analisadas foram do paleossoma (12a), de rocha total (12b), do migmatito (11MS1), do neossoma (11MG), do neossoma (11d), do melanossoma (11c) e do leucossoma (11a).

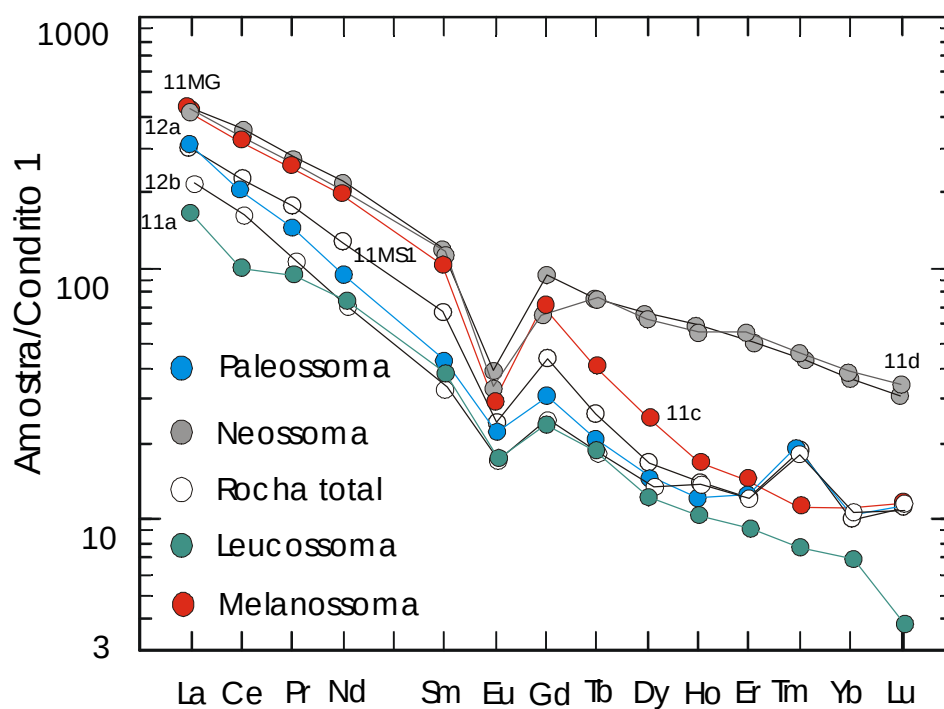


Figura 6.6 – Dados dos elementos terra raras (ETRs) normalizados pelo condrito 1 de Boynton (1984).

A Figura 6.6 das amostras do afloramento IL-11 mostra padrões similares com relação aos ETRs leves com anomalias negativa de Eu bem marcante. O leucossoma (11a) apresenta as mais baixas concentrações em ETRs e na razão La_N/Yb_N (23.91), e sua concentração em Lu caindo bruscamente. As concentrações de ETRs leves da amostra do melanossoma (11c) são

praticamente iguais as concentrações das amostras de neossoma (11d e 11MG), já as concentrações em ETRs pesados são bem inferiores com relação as mesmas. Essa observação significa que no processo de fusão parcial sofrido pelo paleossoma, os ETRs ficaram retidos preferencialmente no melanossoma.

Já com relação aos ETRs pesados, as amostras de neossomas 11MG e 11d são mais enriquecidas e apresentam padrões semelhantes com valores de La_N/Yb_N de 10.8 e 12.9 respectivamente. Ainda com relação aos ETRs pesados, as amostras de paleossoma (12a), de rocha total (12b) e do migmatito (11MS1) são as únicas que apresentam anomalias positivas de Tm, essas anomalias deve ter relação com problemas analíticos.

O comportamento dos ETRs pesados nas amostras de neossoma deve-se a concentração de minerais ricos em ETRs pesados nessas amostras, tipo o zircão como confirmam os diagramas isocon com as amostras de neossoma (Fig. 6.5F e 6.5H) que mostram os pontos de Zr, U e Th acima da reta isocon indicando o enriquecimento em zircão nessas amostras. Estas observações também significaram que a mobilização não foi na forma de ions, mas do próprio mineral. Tratando-se de uma transferência maciça dos zircões durante a migmatização, pelo fato deste ser um mineral dominantemente incluso em feldspatos e quartzo, durante a fusão o zircão é levado junto com o líquido.

Koester et al. (2001) chamam a atenção para o uso de diagramas com os pontos de elementos traços com Kd semelhantes, tipo La vs Ce que no processo de fusão parcial ou cristalização fracionada definiriam uma reta que passaria pela origem, uma vez que esses elementos seriam constantes durante a evolução de um magma. No caso de uma mistura de magmas a reta não passaria pela origem, uma vez que as razões entre materiais distintos seriam diferente. Para diferenciar se o processo foi fusão fracionada em equilíbrio (*batch melting*) ou fusão parcial fracionada (*fractional melting*), estes autores sugerem o uso de Diagramas X/Y vs X/V, com Y e V com Kd diferentes e X e V com Kd similares, como por exemplo La/Yb vs La/Ce. Para fusão fracionada os pontos definiriam uma reta e na fusão parcial fracionada os pontos definiriam uma curva.

As tendências definidas no diagrama La vs Ce e La/Yb vs La/Ce do afloramento IL-11 (Fig. 6.7A) mostra que uma reta (tracejada) definida com as amostras 11MG, 11MS e 12b passa pela origem e duas reta definidas com os pontos das amostras 12b, 11MS1 e 11d e com os pontos das amostras do leucossoma 11a, paleossoma 12a, melanossoma 11c e neossoma 11MG são paralelas e não passam pela origem, indicando uma mistura de material. No diagrama La/Yb vs La/Ce (Fig. 6.7B) os pontos se espalham com possibilidades de se traçar

pelo menos quatro retas distintas passando por conjuntos independentes de amostras sugerindo para cada um desses conjuntos, o processo de fusão fracionada em equilíbrio (*batch melting*). O fatos das amostras não definirem uma única reta, também sugere uma mistura de material.

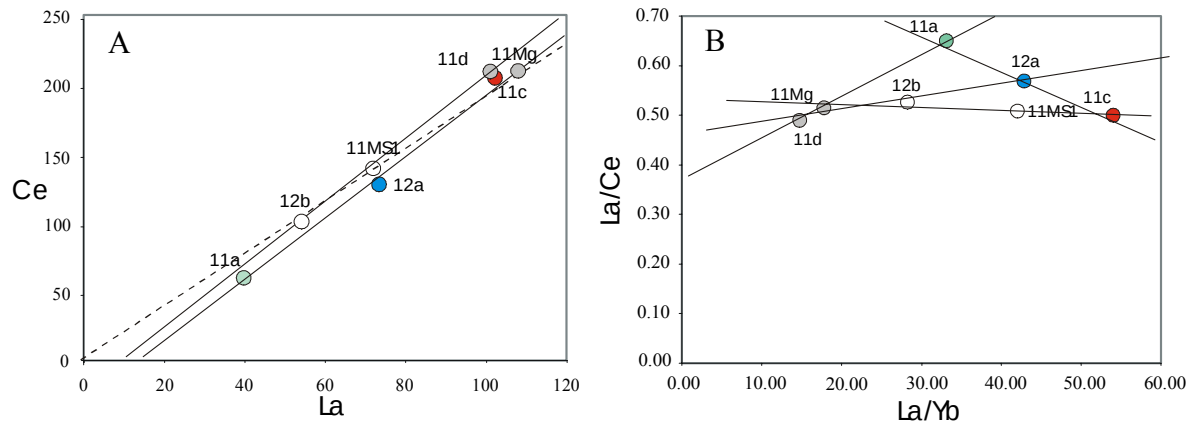


Figura 6.7 – Diagramas de variação de elementos terras raras. (A) Diagrama com Kd semelhantes La vs Ce. (B) Diagrama La/Yb vs La/Ce (adaptado de Koester, et al., 2001). Legenda: IL-11a = leucossoma, IL-11c = melanossoma, IL-11d = Neossoma biotítico, IL-12a = Paleossoma, IL-12b = Rocha total, IL-11MS1 = migmatito, IL-11MG = neossoma com leucossoma de granulometria grossa, róseo com cristais hipidiomórficos de magnetita.

6.4.3 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

6.4.3.1 – DADOS Rb-Sr E Sm-Nd

Foram realizadas análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd nas amostras de paleossoma (12a), de leucossoma (11a e 11G), de neossoma (11H) e do migmatito (11MS1). Todos os dados Rb-Sr e Sm-Nd estão respectivamente nas Tabelas 6.7 e 6.8.

Tabela 6.7 – Dados isotópicos de Rb-Sr das amostras do afloramento IL-11. Erro das análises de 2-sigmas.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$T_{\text{DM}}^{\text{Sr}}(\text{Ga})$
12a	128.15	216.97	0.59	1.7091	0.754292	2.17
11a	37.99	331.96	0.11	0.3312	0.730032	-
11G	71.26	316.76	0.23	0.6510	0.731759	3.37
11MS1	83.62	264.13	0.32	0.9161	0.733841	2.52
11H	64.49	238.39	0.27	0.7828	0.732905	2.88

Legenda: 12a = paleossoma, 11a = leucossoma 11G = leucossoma, 11H = neossoma, 11MS1 = migmatito.

Tabela 6.8 – Dados isotópicos de Sm-Nd das amostras do afloramento IL-11. Erro das análises de 2-sigmas.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(2.2\text{Ga})}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$f_{\text{Sm/Nd}}$
12a	6.93	46.61	0.149	0.0899	0.511023 (± 05)	-31.5	-1.53	2.50	-0.54
11a	6.22	18.00	0.345	0.2090	0.511277 (± 62)	-26.5	-30.19	-	0.06
11G	4.66	24.26	0.192	0.1161	0.511408 (± 05)	-24.0	-1.38	2.57	-0.41
11MS1	9.21	56.75	0.162	0.0981	0.511190 (± 06)	-28.2	-0.58	2.45	-0.50
11H	11.76	65.03	0.181	0.1093	0.511353 (± 07)	-25.1	-0.54	2.48	-0.44

Legenda: 12a = paleossoma, 11a = leucossoma 11G = leucossoma, 11H = neossoma, 11MS1 = migmatito.

Os valores das razões Rb/Sr mais baixas (0.11 – 0.23) apresentados na Tabela 6.7, são das amostras do leucossoma (massa fundida) enquanto que o valor apresentado na amostra do paleossoma foi de 0.59. As amostras de neossoma (11H) e do migmatito (11MS1) são de 0.27 e 0.32 respectivamente. Em um processo de fusão parcial a razão Rb/Sr aumenta na massa fundida se o plagioclásio fica preferencialmente no resíduo e essa razão decresce se a biotita for o principal mineral no resíduo (Hanson, 1978). Como ficou evidente no estudo de mobilidade química no melanossoma (Fig. 6.5I) ocorreu uma perda de Ca, Na e Al, que são os elementos químicos constituintes do plagioclásio, indicando que a biotita ficou

preferencialmente no melanossoma. Sendo esse um dos principais fatores para as baixas razões Rb/Sr nas amostras de leucossomas (massa fundida). Os resultados de $T_{DM}Sr$ mostram valores mais elevados na amostra do leucossoma 11G com valor de 3.37 Ga, o valor do leucossoma 11a foi extremamente elevado com resultado fora da realidade. Os valores das amostras do neossoma e do migmatito foram respectivamente 2.88 Ga e 2.57 Ga. Estes valores podem indicar fonte Arqueana para estas rochas.

Com os dados apresentado nas Tabelas 6.7 e 6.8 construiu-se a Figura 6.8 (Nd vs Sm/Nd) e a Figura 6.9 de ($^{87}Sr/^{86}Sr$ vs ϵ_{Nd}). Na Figura 6.8 fica evidente que, ao contrário do que se observou com os dados Rb-Sr, o Nd tem menores concentrações com relação ao Sm na massa fundida, implicando em razões Sm/Nd mais elevadas nas amostras do leucossoma 11a com valor de 0.345 e no leucossoma 11G com valor de 0.192. O valor da razão Sm/Nd no paleossoma é de 0.149, sendo a mais baixa nas amostras do afloramento IL-11. Essas observações são contrárias ao que se observa na fusão do manto, onde o Nd sendo ligeiramente mais incompatível do que o Sm (Faure, 1988), num processo de fusão parcial, a massa fundida deverá ter maiores concentrações em Sm e Nd do que o manto, mas em função do Nd ser mais incompatível, implica que a razão Sm/Nd na massa fundida será mais baixa do que a razão de sua rocha fonte (Sato e Tassinari (1997).

Os valores das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ com os valores de ϵ_{Nd} (t) foram lançados no Diagrama de Dickin (1995) em 2.2 Ga, 2.0 Ga e 0.6 Ga respectivamente as idades de cristalização da rocha, do evento orogenético Paleoproterozóico (Trasamazônico) e do evento orogenético Neoproterozóico (Brasiliano), e com isso se determinar em que época os sistemas isotópicos foram perturbados. No diagrama para o tempo de 2,2 Ga (Fig. 6.9A), nota-se que os valores das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ já apresentava um espalhamento e os valores de ϵ_{Nd} das amostras de paleossoma, migmatito (rocha total e de neossoma não apresentavam diferenças importantes com valores variando de -0.36 a -1.32. A única exceção foi a amostra do leucossoma (11a) que apresentou valores de razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ mais elevada do que das demais amostras e de ϵ_{Nd} muito negativo. Em 2.0 Ga os valores não variaram muito com relação ao caso anterior (Fig.6.9B). Já em 0.6 Ga (Fig.6.9C) nota-se que ocorre um espalhamento nos valores de ϵ_{Nd} das amostras, numa faixa entre -17 a -27. Com relação as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ ocorre uma inversão da amostra do leucossoma com a do paleossoma, com essa última apresentando valor de razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ mais elevado e o conjunto formado com as amostras de leucossomas, rocha total e neossoma apresentam uma faixa restrita de valores entre 0.72600 e 0.72719.

O leucossoma 11a apresenta um valor de razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0.2090, extremamente elevada, em função do fracionamento Sm/Nd. Os valores médios para rochas crustais não fracionadas variam entre 0.090 a 0.125 (Sato e Tassinari 1997). O estudo de mobilidade de elementos químicos mostrou que na comparação entre a amostra do paleossoma com as amostras do migmatito, neossoma, melanossoma e leucossoma o Sm e o Nd ganharam massa, mas o Sm com valores mais elevados do que o Nd evidenciando um fracionamento.

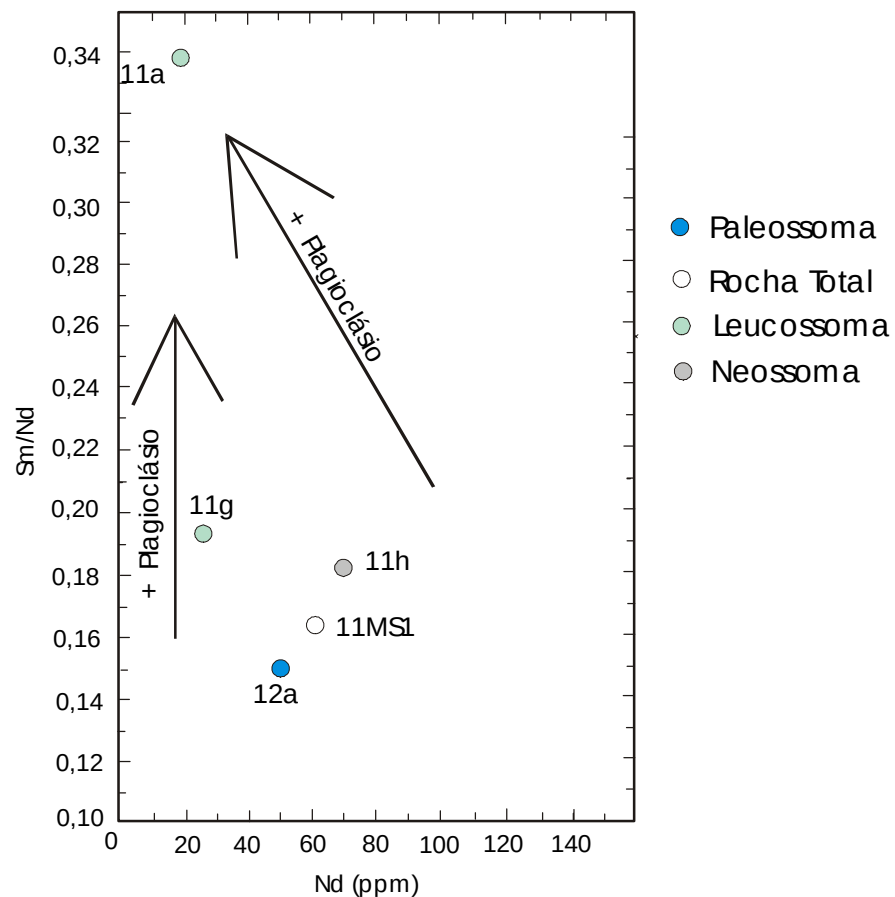


Figura 6.8 – Dados de Nd vs Sm/Nd para as rochas do afloramento IL-11. Adaptado de Faure (1988).

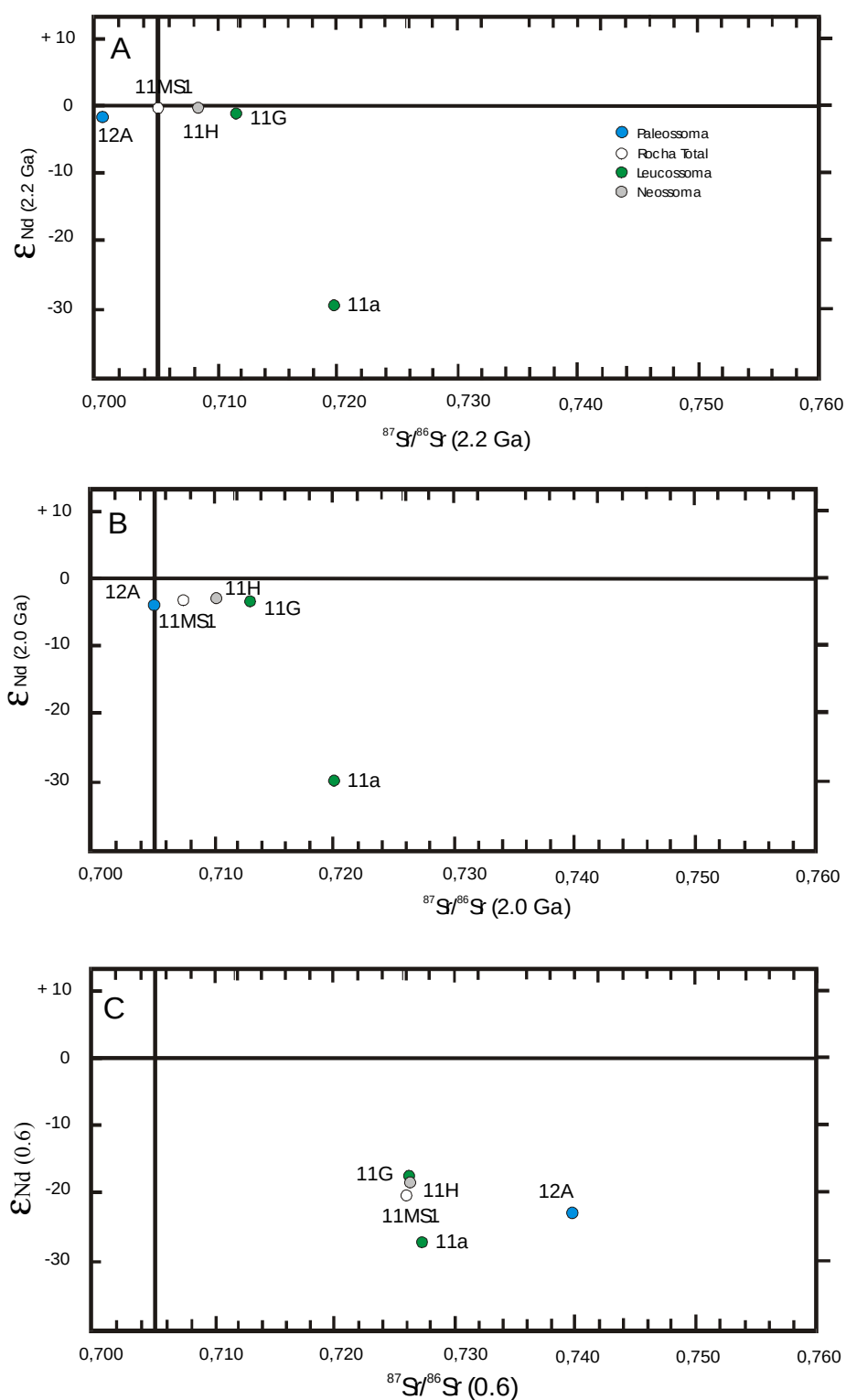


Figura 6.9 – Diagrama isotópico $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $\epsilon_{Nd(t)}$ das amostras do afloramento IL-11 (Dickin, 1995). *Legenda: IL-11a = leucossoma, IL-12a = Paleossoma, IL-11MS1 = migmatito, IL-11MG = neossoma com leucossoma de granulometria grossa, róseo com cristais hipidiomórficos de magnetita.*

O Diagrama T_{DM} vs ϵ_{Nd} (Fig. 6.10) sem a amostra de leucossoma 11a, em função de seu valor de T_{DM} superestimado, ilustra as faixas de valores de T_{DM} das amostras e dos valores de ϵ_{Nd} em 2.2 Ga (idade de cristalização), 2.0 Ga (evento Paleoproterozóico) e em 0.6 Ga (evento Neoproterozóico). Nota-se que o valor de ϵ_{Nd} da amostra do paleossoma (12a) é o mais elevado e do leucossoma (11G) é o mais baixo, apesar do valor de T_{DM} da última ser o mais elevado. Os valores de ϵ_{Nd} do leucossoma (11G) com o do paleossoma (12a), e do neossomas (11H) com o da rocha total (11MS1 = migmatito) se cruzam em torno de 2.0 Ga. Já os valores de ϵ_{Nd} do leucossoma (11G) com o do neossoma (11H) se cruzam em torno de 0.8 Ga. Mas em 0.6 Ga ocorreu uma maior dispersão nos valores de ϵ_{Nd} . Essas observações sugerem que a sistemática isotópica Sm-Nd pode ter sido afetada no evento paleoproterozóico, mas foi principalmente afetada nesse evento orogenético, mas também no evento neoproterozóico (Brasiliano).

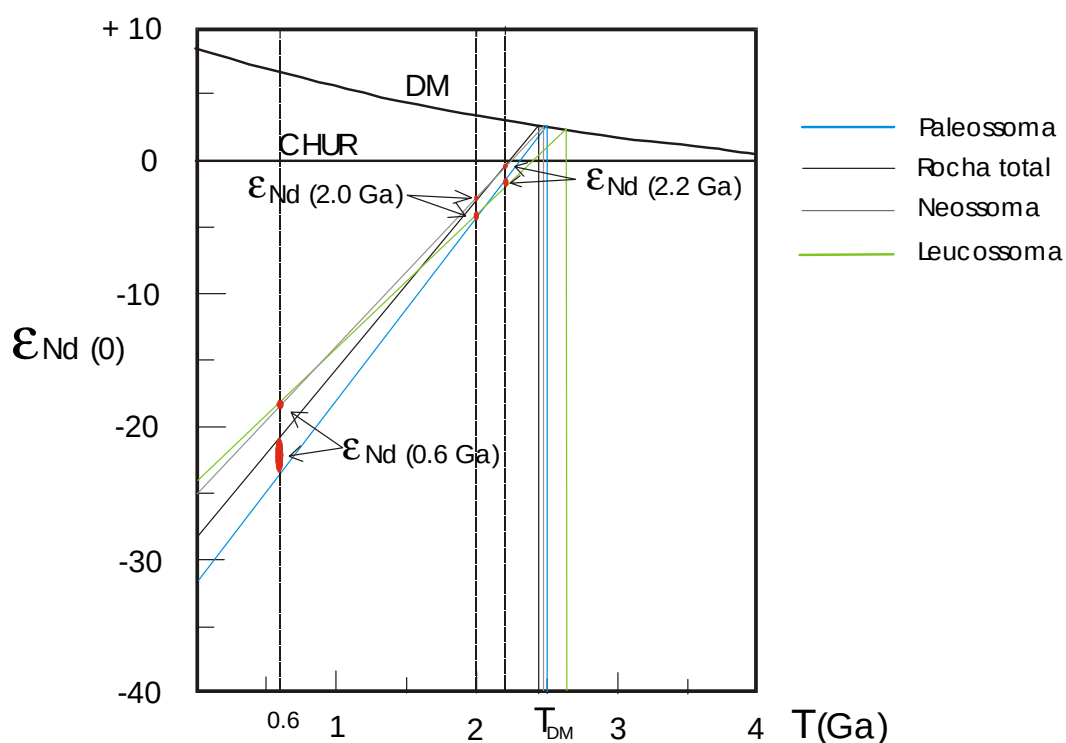


Fig. 6.10 - Diagrama com os valores de T_{DM} vs $\epsilon_{Nd}(t)$ das amostras do afloramento IL-11. As linhas tracejadas são nos valores da idade de cristalização da rocha em $t = 2.2 \text{ Ga}$, calculada pelo método U/Pb, do evento transamazônico em $t = 2.0 \text{ Ga}$ e do evento brasileiro em $t = 0.6 \text{ Ga}$.

No Diagrama com os valores de $T_{DM}Sr$ vs $T_{DM}Nd$ (Fig. 6.11) mostra que a sistemática isotópica Rb-Sr foi afetada com muito maior rigor do que a sistemática Sm-Nd, como mostra a faixa de valores muito larga de $T_{DM}Sr$ (entre 2.17 Ga e 3.37 Ga). Os valores de $T_{DM}Nd$ variam entre 2.45 Ga e 2.57 Ga. O fato da amostra de leucossoma (11G) e do neossoma (11H) apresentarem os valores mais elevados de $T_{DM}Sr$, o valor da amostra do paleossoma (12a), novamente é indicativo de que se trata de uma migmatização em sistema aberto, com o leucossoma tendo uma fonte com idade de extração do manto mais antiga do que a da fonte do paleossoma.

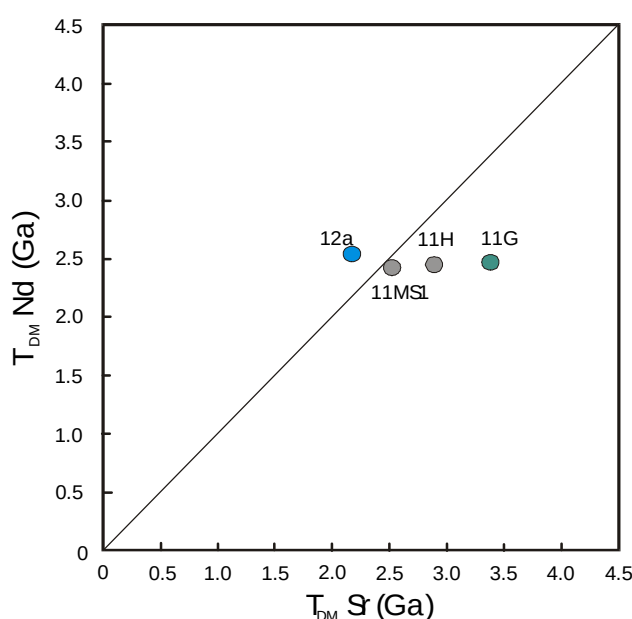


Figura 6.11 – Diagrama com os valores de idades modelo $T_{DM}Sr$ vs $T_{DM}Nd$ das amostras do afloramento IL-11, com os valores de $T_{DM}Sr$ calculado a partir do modelo de manto empobrecido e de $T_{DM}Nd$ calculado depois de Goldstein et al. (1984).

Mesmo com as evidências de migmatização em sistema aberto, construiu-se diagramas isocrônicos Rb/Sr (Fig. 6.12) e Sm/Nd (Fig. 6.13). Procurou-se obter idades com todas as amostras analisadas e com pares de amostras usando o paleossoma-leucossoma, paleossoma-rocha total e só com as amostras de neossoma-leucossomas.

Os dados Rb/Sr com todas as amostras analisadas (Fig. 6.12A) forneceu uma errócrona com idade de 1303 com um erro e valor de MSWD extremamente elevados. As amostras de leucossomas (11a e 11G), do neossoma (11H) e do migmatito = rocha total (11MS1) forneceu uma idade de 457 ± 140 Ma e valor de MSWD de 36 (Fig. 6.12B). O par paleossoma (12a) e migmatito (11MS1) mostra uma idade de 1793 ± 10 Ma (Fig. 6.12C). O

par paleossoma (12a) com o leucossoma (11a) mostra uma idade de 1229 ± 5 Ma (Fig. 6.12D) e com o par paleossoma (12a) com o leucossoma (11G) mostra uma idade de 1484 ± 7 Ma.

Nota-se que os valores de idades obtidos são muito variados desde muito baixo com as amostras de leucossomas, neossoma e migmatito a um valor relativamente elevado com o par paleossoma-migmatito. Estes valores são mais baixos do que os eventos orogenéticos Neoproterozoico (ca 600 Ma) e Paleoproterozóico (ca 2000 Ma) que atuaram na região.

Os dados Sm/Nd com as amostras do paleossoma (12a), migmatito = rocha total (11MS1), neossoma (11H) e leucossoma (11G) lançados nos diagramas isocrônicos forneceu uma idade de 2239 Ma com Ri de 0.50972 (Fig. 6.13A). O par de amostras do paleossoma com a do leucossoma (11G) forneceu uma idade de 2231 Ma e Ri de 0.50978. Os diagramas com os pares de amostras do migmatito com o leucossoma com o par neossoma com o leucossoma (Figs. 6.13C e 6.13D) mostram respectivamente idade de 1841 Ma com Ri de 0.51000 e idade de 1231 Ma com Ri de 0.51047. As idades obtidas com todas as amostras e com o paleossoma é coerente com a idade de cristalização desse último. Já as idades com as amostras de rocha total e do neossoma com a amostra do leucossoma parecem estar relacionadas a reequilíbrio isotópico parcial no evento Neoproterozóico.

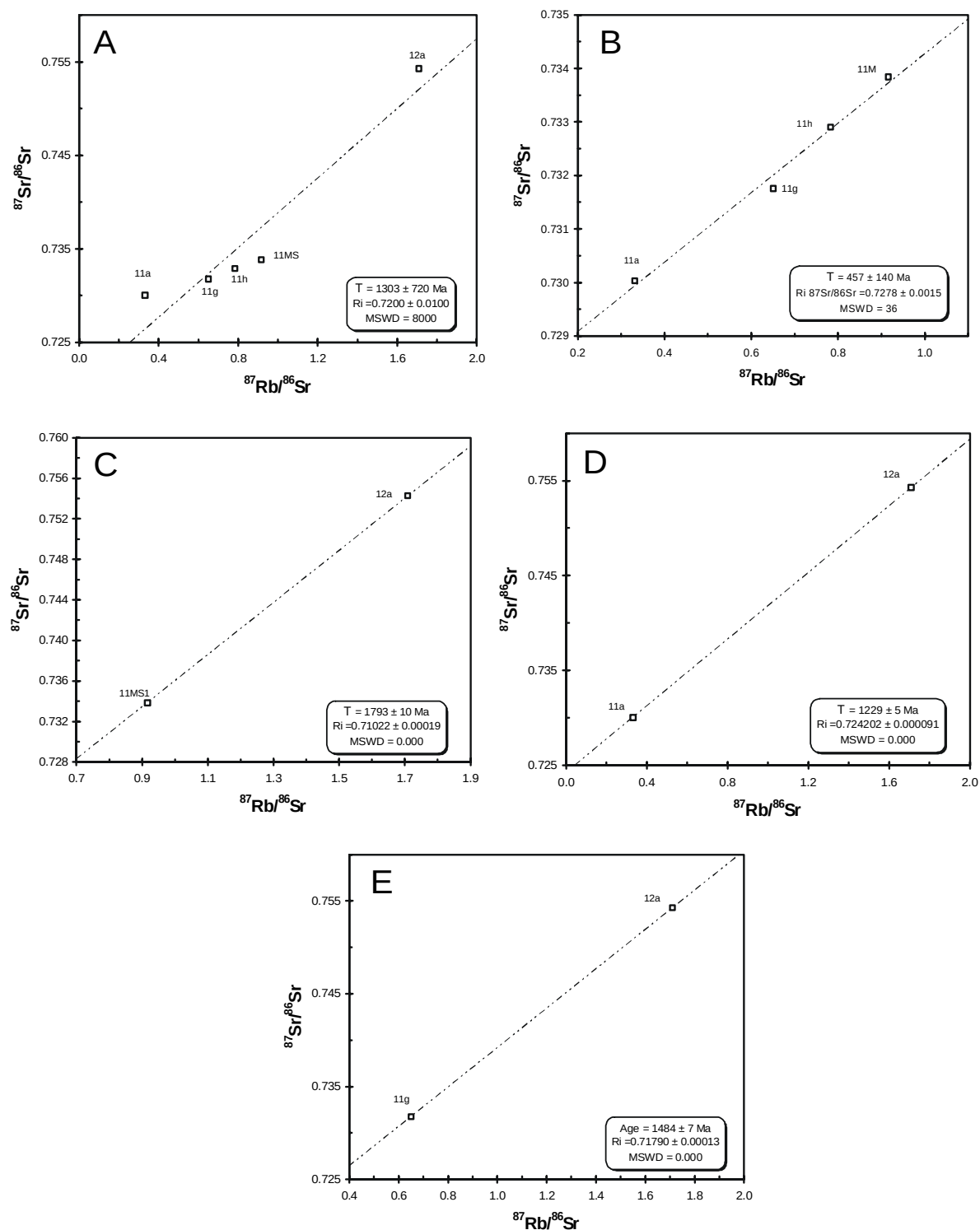


Figura 6.12 - Diagramas isocrônicos Rb/Sr das amostras do afloramento IL-11. (A) com todas as amostras. (B) Diagrama com as amostras de neossoma, rocha total e leucossomas. (C) Diagrama com as amostras do paleossoma (12a) e do migmatito 11MS1 (rocha total). (D) Diagrama com as amostras do paleossoma (12a) e do leucossoma (11a). (E) Diagrama com as amostras do paleossoma e do leucossoma (11G).

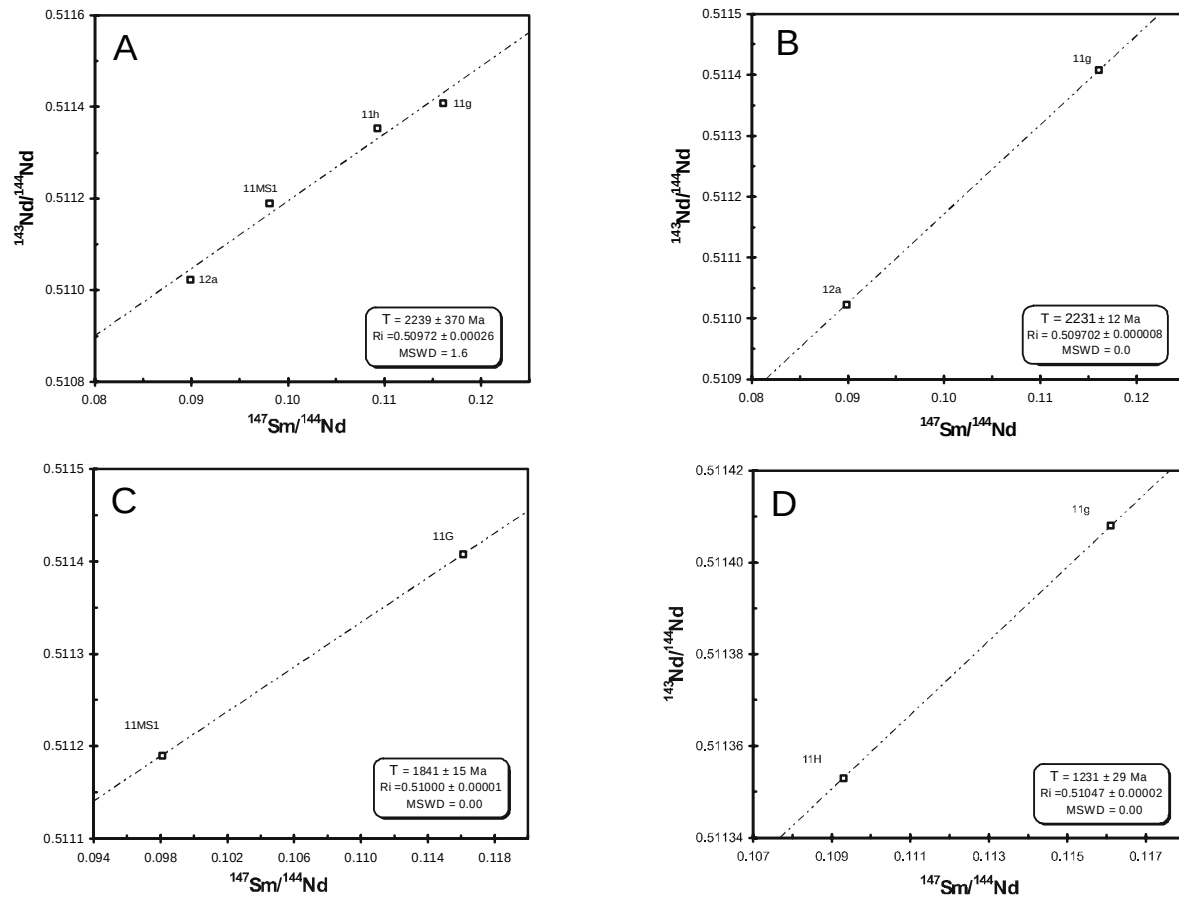


Figura 6.13 - Diagramas isocrônicos Sm/Nd das amostras do afloramento IL-11. (A) com as amostras do afloramento IL-11 sem a do leucossoma (11a). (B) Diagrama com as amostras do paleossoma e do leucossoma (11G). (C) Diagrama com as amostras do 11MS1 (rocha total) com o leucossoma (11G). (D) Diagrama com as amostras do neossoma (11H) e do leucossoma (11G).

6.4.3.2 - DADOS ISOTÓPICOS DE U-Pb EM ZIRCÃO

Na literatura são citados vários dados isotópicos, nas rochas ortoderivadas do Complexo Caicó, utilizando-se sistemas variados. Os dados foram obtidos pelo método Rb-Sr (Pessoa, 1976; Macedo et al., 1984; Legrand et al., 1991) e pelo método U-Pb em zircão (Hackspacher et al., 1991; Legrand et al., 1997). As idades são consistentes numa faixa entre 2,15 e 2,20 Ga.

6.4.3.2.1 - DADOS ISOTÓPICOS DE U-Pb EM ZIRCÃO POR DILUIÇÃO ISOTÓPICA.

Foram realizadas análises U-Pb por diluição isotópica em cristais de zircões das amostras do leucossoma (11a), melanossoma (11c) e neossoma (11d). Pelo fato das três porções terem sido separadas de uma mesma amostra (Fig. 6.2B), também foram usados dados de três frações do mesmo afloramento cedidas por E. L. Dantas (UnB). Os dados analíticos são mostrados na Tabela 6.9. Estes Dados foram lançados no mesmo Diagrama concórdia (Fig. 6.14).

Foram analisadas populações com 4 a 7 cristais de zircões de cada fração magnética do concentrado de zircão. As frações de zircões magnéticos foram obtidas no separador magnético do tipo Frantz com um valor fixo de 1.5 ampères e inclinação frontal de 20°. Separou-se as frações magnéticas com inclinação lateral variando de 4° M(4) a 0° M(0). Os cristais selecionados eram prismáticos com uma relação de eixo maior:eixo menor de 2:1, amarelo claro com poucas inclusões visíveis (Fig. 6.14C e 6.14D).

Tabela 6.9 – Dados isotópicos U-Pb em cristais de zircões do afloramento IL-11 obtidos por diluição isotópica. Os dados da amostras LI94.72, LI94 M(0) e LI95 M(-1) foram cedidos por Dantas.

Amostra				Pb206	Pb207*	±	Pb206*	±	Correl.	Pb207*	±	Pb206*	±	Pb207*	±	Pb207*	±
Fração	Peso	U	Pb	Pb204	U235	2s	U238	2s	Coeff.	Pb206*	2s	U238	2s	U235	2s	Pb206*	2s
	(mg)	ppm	ppm	(obs.)		(pct)		(pct)	(rho)		(pct)	Idade	(Ma)	Idade	(Ma)	Idade	(Ma)
LI94.72	0.004	563	234	11640	7.4457	0.57	0.38441	0.57	0.988	0.14048	0.0884	2097	12	2167	12	2233	2
LI94 M(0)	0.005	370	166	785	7.4040	1.23	0.38575	1.23	0.994	0.13921	0.1240	2103	26	2162	27	2217	3
LI95 M(-1)	0.002	605	177	1459	5.0811	0.82	0.28663	0.11	0.990	0.12857	0.1100	1625	2	1833	15	2079	2
11d M(1)	0.016	308	102	2005	5.7338	0.26	0.31504	0.26	0.984	0.13200	0.0463	1766	5	1937	5	2125	1
11d M(3)	0.016	529	162	2268	5.2952	0.42	0.29150	0.42	0.985	0.13175	0.0719	1649	7	1868	8	2121	2
11d M(4)	0.016	844	213	1822	4.3081	0.31	0.24506	0.31	0.991	0.12750	0.0399	1413	4	1695	5	2064	1
11d M(4)	0.032	1006	196	1797	3.2721	0.39	0.18803	0.38	0.991	0.12621	0.0495	1111	4	1474	6	2046	1
11a M(4)	0.012	606	91	750	2.2182	0.99	0.14577	0.99	0.996	0.11036	0.0849	877	9	1187	12	1805	2
11c M(1)	0.022	712	172	1746	4.0771	0.37	0.23428	0.36	0.992	0.12622	0.0437	1357	5	1650	6	2046	1

Os dados de todas as frações lançados no Diagrama concórdia (Fig. 6.14A) definiram uma discórdia com intercepto superior em 2219 ± 42 Ma e um intercepto inferior em 416 ± 120 Ma. Retiramos as frações cujos pontos estão mais afastados da reta discórdia e obtemos um intercepto superior em 2214 ± 35 Ma e um intercepto inferior em 428 ± 91 Ma (Fig. 6.14B). Interpretamos o valor correspondente ao intercepto superior como representando a idade de cristalização do neossoma do migmatito e o intercepto inferior revelando uma perda contínua de Pb, com essa idade desprovida de significado geológico.

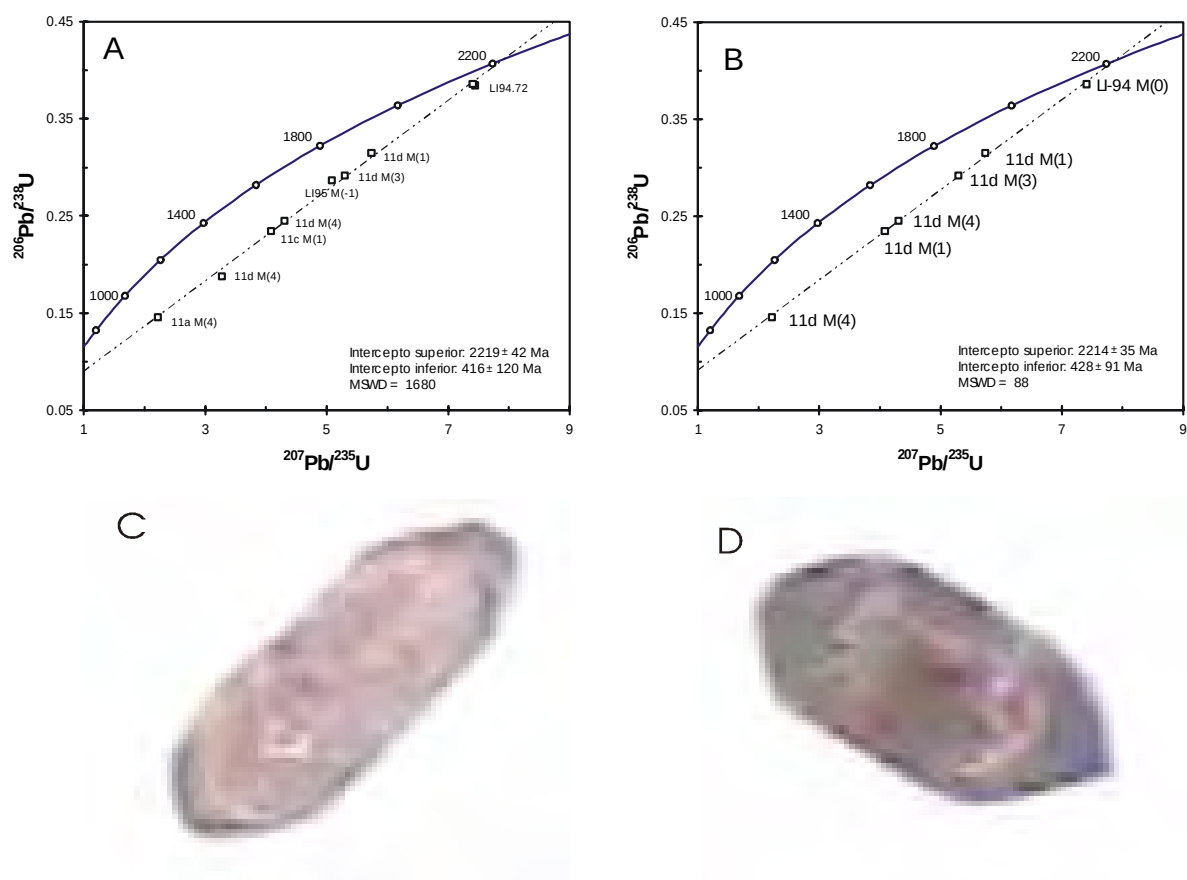


Figura 6.14 – Diagramas concórdia e fotos dos zircões datados das amostras do neossoma do afloramento IL-11. (A) Diagrama com todas as frações analisadas deram um valor do MSWD muito elevado. (B) Diagrama sem as frações LI94.72, LI95 M(-1) e 11d M(4). Notar que o valor do MSWD diminuiu sensivelmente. (C) Tipo dos cristais de zircão 11a e 11c. (D) Tipo dos cristais de zircão da amostra 11d.

6.4.3.2.1 - DADOS ISOTÓPICOS DE U-PB EM ZIRCÃO POR SHRIMP.

Foram realizadas análises por microsonda iônica SHRIMP de grãos de zircão do paleossoma (12a) dos migmatitos do afloramento IL-11, cujos dados estão representados na Tabela 6.10. Estes dados foram lançados num diagrama concórdia Tera-Wasserburg da Figura 6.15.

Tabela 6.10 - Dados analíticos U-Pb em cristais de zircões do paleossoma do afloramento IL-11 por microsonda eletrônica do tipo SHRIMP.

Grãos	Tipo de grão	U(ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb Comum	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	% disc
1.1*	E/og,osc/hd,p	1274	1221	0,96	1,46±0,07	5,96±0,233	0,1330±0,0009	2137±11	-53
2.1*	m/og,osc/hd,p	822	1424	1,73	0,08±0,04	2,976±0,08	0,1369±0,0006	2189±7	-15
3.1*	m,osc,hd,p	1587	2811	1,77	0,65±0,05	3,643±0,12	0,1351±0,0007	2166±9	-28
4.1	c,osc,p	206	82	0,40	0,04±0,1	2,554±0,099	0,1388±0,0013	2213±17	-4
5.1	m/c, h,p	561	192	0,34	0,02±0,05	2,351±0,074	0,1462±0,0008	2302±9	-1
6.1*	Não registrado	843	905	1,07	1,13±0,06	4,575±0,185	0,1349±0,0044	2163±58	-41
7.1	m,osc,p,f	401	136	0,34	0,01±0,03	2,502±0,085	0,1421±0,0018	2253±22	-4
8.1	e,osc,p	546	167	0,31	0,07±0,02	2,597±0,071	0,1401±0,0009	2228±12	-6
9.1	c/m,osc,p	482	223	0,46	0,06±0,02	2,391±0,106	0,1392±0,0027	2218±34	2
10.1	c/m,osc,p	203	158	0,78	0,47±0,09	2,392±0,074	0,1458±0,0025	2297±30	-2
11.1	c,osc/rex,p	675	253	0,37	0,15±0,04	2,723±0,079	0,1379±0,0016	2201±21	-8
12.1*	m,osc,p,f	642	208	0,32	0,16±0,02	2,607±0,083	0,1542±0,0006	2392±6	-13
13.1	c,osc,p	595	856	1,44	0,05±0,02	2,504±0,065	0,1416±0,0007	2246±8	-4
14.1	c,osc,p	99	43	0,43	0,02±0,05	2,365±0,064	0,1412±0,0016	2242±19	1
15.1	c,osc,p	445	271	0,61	0,02±0,02	2,514±0,139	0,1418±0,0035	2250±44	-4
16.1	c,osc,p	564	400	0,71	0,05±0,02	2,526±0,126	0,1429±0,0024	2262±29	-5
17.1	m/c,osc,p	247	175	0,71	0,05±0,04	2,450±0,108	0,1404±0,0049	2232±62	-1
18.1	c,osc,p	460	419	0,91	0,01±0,02	2,407±0,098	0,1395±0,0013	2221±17	1

Legendas da Tabela 6.10

** Menos significativa devido a discordância;*

Hábitos dos grãos; p = prismático, r = arredondado, f = fragmento.

Sítios; e = borda, m = intermediário, og = sobrecrecimento, c = núcleo,

Microestrutura de imagem de catodoluminescência; rex = recristalizada, osc = zoneamento oscilatório em fina escala, h = homogêneo (d = escuro, orb = claro)

Correlacionado com o modelo Pb de Cumming and Richards (1975) para idades prováveis da rocha; todos os erros são 1σ.

Por sítios nos cristais de zircão, apenas dois grãos foram analisados nas bordas, o 1.1 com idade de 2137±11 Ma com a maior discordância e o 8.1 com 2228±12 Ma pouco discordante. Na porção intermediária, fizemos sete análises, nos grãos 2.1, 3.1, 12.1, 5.1, 7.1,

e 17.1, com os três primeiros com discordância relativamente elevadas. O valor de idade mínima foi de 2166 ± 9 Ma e máximo de 2392 ± 6 Ma, com média de 2262 Ma nos grãos pouco discordantes. No centro dos grãos temos nove análises, com os dados definindo dois grupos, o primeiro com valores entre 2201 e 2221 Ma e o segundo entre 2242 e 2262 Ma. Apenas um grão mostrou valor de 2297 Ma.

Alguns autores usam as razões Th/U para diferenciar cristais de zircões metamórficos de cristais ígneos. Cristais de zircão com baixas razões Th/U são considerados como metamórficos e cristais ígneos consequentemente apresentam altas razões Th/U (Corfu, 1996; White et al., 1999; Schaltegger et al., 1999; Hoskin & Black, 2000; Zeck & Whitehouse, 2002). Segundo Schaltegger et al., (1999) cristais de zircão com valores de razões Th/U entre 0.01 e 0.04 são típicos de cristais crescidos em eventos metamórficos e com razões entre 0.2 e 0.25 provavelmente foram formados numa fase fundida. Já razões Th/U entre 0.04 e 0.65 representa uma faixa entre grãos metamórficos e magmáticos.

As razões Th/U dos cristais do afloramento IL-11 apresentam valores variados. Nove cristais estão na faixa entre 0.31 e 0.61, desses, cinco cristais com valores inferiores a 0.4, três entre 0.4 e 0.46 e apenas um cristal com 0.61. Estes cristais podem ser considerados como ígneos mas com algum sobrecrecimento metamórfico. Os oito cristais restantes apresentam valores de razões superiores a 0.71 típicos de zircões ígneos. Porém mesmo com essa variação nos valores das razões Th/U, que indicaria fontes distintas, as idades dos cristais não apresentam diferenças significativas (Ver Tabela 6.10).

As análises do total de dados obtidos nos grãos de zircão (Tab. 6.10) mostram que treze grãos com discordância entre 2 e -8% apresentam idade mínima de 2201 Ma e máxima de 2302 Ma. Destas, 46% com idades entre 2201 e 2232 Ma e 38% com idades entre 2232 e 2263 Ma e 16% com idades entre 2263 e 2302 Ma.

Quatro grãos com valores entre 2137 e 2189 Ma e discordância entre -15% e -53%, e um grão com valor de 2392 com discordância de -13% não foram considerados nos dados apresentados acima. Porém uma regressão com os grãos 1.1, 2.1, 3.1 e 6.1 mostraram uma idade de aproximadamente 2182 Ma e com os grãos 12.1, 4.1, 6.1, 8.1 e 16.1 interceptam a curva da concórdia em aproximadamente 2100 Ma (Fig. 6.15). A regressão dos pontos discordantes em diagrama Tera-Wasserburg, foi usada por Dickin (1998) e Zeck and Whitehouse (2002) entre outros, em datações de granitos e xistos respectivamente. O primeiro na determinação de idade de uma suíte ígnea e o segundo com uma grande variedade de grãos de zircão, determinou uma assinatura do polimetamorfismo Herciniano-Alpino.

Com isso interpreta-se os valores em torno de 2200 Ma nos cristais de zircão do afloramento IL-11 como sendo a idade de cristalização da rocha. Os valores em torno de 2100 Ma (intercepto inferior na Figura 6.15) pode ser interpretada como sendo uma idade de mistura, com os cristais com borda mais nova do que o núcleo. Os cristais de idades entre 2263 e 2302 Ma apresentam herança isotópica da fonte que foi fundida para gerar o protólito ígneo dos gnaisses que representa o paleossoma dos migmatitos.

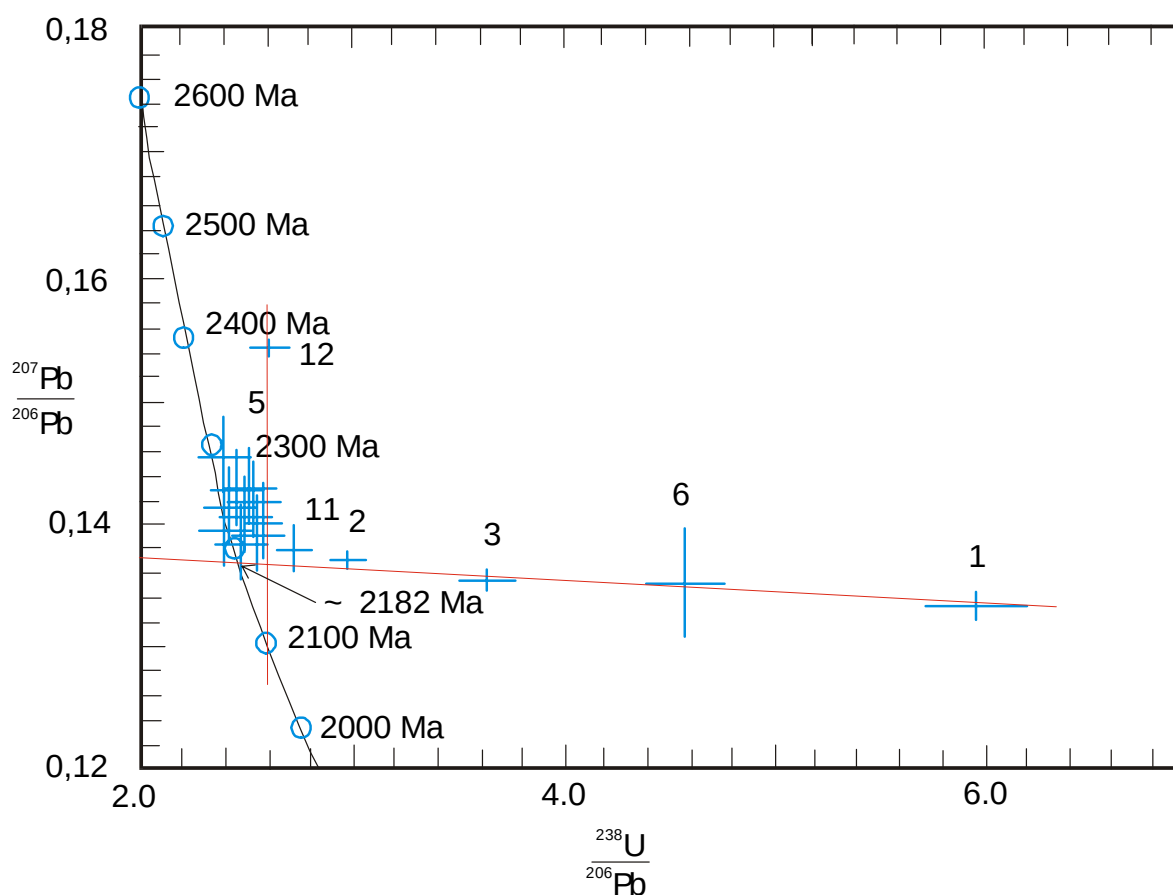


Figura 6.15 – Diagrama concórdia Tera-Wasserburg ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) com os dados U-Pb da amostra IL-11.

6.5 – DISCUSSÕES

QUÍMICA MINERAL E DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

As composições dos minerais do paleossoma e do neossoma mostram algumas diferenças, casos das razão média Mg/Fe nas biotitas em função de valores de Mg são mais elevado no paleossoma e de valores em Ti mais baixo no mesmo com relação ao leucossoma. Porém, as faixas de valores de Mg e Fe do leucossoma estão totalmente inseridas nas faixas de valores dos cristais do paleossoma, apenas os valores de Ti do leucossoma apresenta valores mínimo e máximo superiores aos valores do paleossoma. Além disso, também a composição mais anortítica nos plagioclásios do paleossoma, mesmo que em ambos todos sejam do tipo oligoclásio. Já o microclínio e a magnetita do paleossoma e neossoma não mostraram diferenças nas suas composições.

Os valores de temperaturas obtidas nos diagramas Quartzo-Albita-Anortita-Ortoclásio-H₂O para pressões de 5 kb e 7 kb mostram que a massa fundida (leucossoma) apresenta temperaturas em torno de 690°C, mais elevada do que a temperatura do paleossoma em cerca de 20°C, caindo próximo ao campo de fusão com fluxo de água de Patiño & Harris (1998).

O balanço de massa através de estudos de mobilidade química de elementos maiores mostraram que Na, Ca, K, Si e Al de uma maneira geral foram mobilizados. Os estudos mostraram que elementos traços apresentaram uma mobilização mais expressiva do que os elementos maiores, principalmente o Zr, U, Th, Sm, Nd, Rb e Sr.

Na comparação entre o paleossoma e o neossoma 11MG, o Na e o Si ganharam massa e o Ca e o K perderam massa em função do aumento em quartzo com a quebra de microclínio que também ocasionou a perda em K e a perda de Ca nos plagioclásios foi o responsável pelo aumento de Na. Os elementos Fe, Ti e Mg foram fixados em biotita e magnetita recristalizadas. Com relação à comparação entre o paleossoma e o neossoma 11d a diminuição nos teores de microclínio e plagioclásio foi refletido com perda de massa dos elementos Na, Ca, K e Al. Nos dois casos, Sm, Nd, U, Th e Zr ganharam massa, os três último em função da entrada do zircão no sistema. O Sr ganhou massa no primeiro caso e permaneceu imóvel no segundo e o Rb, assim como o K, perdeu massa em ambos os casos.

Os estudos envolvendo o paleossoma com o melanossoma e leucossoma, mostraram que ocorre um comportamento complementar entre os elementos Na, K, Ca e Al que perderam massa no melanossoma e foram incorporados no leucossoma. Porém a quantidade do ganho de massa destes elementos no leucossoma foi maior do que a quantidade de perda

de massa observada no melanossoma. Com relação aos elementos traços, foi mantida a tendência observada nos casos com o neossoma, porém não se mostraram apropriados para os estudos de balanço de massa, uma vez que seu comportamento está, na maioria das vezes, condicionados pelo comportamento dos minerais acessórios, e também os elementos traços não exercem influências nos fatores de variação de massa e volume sofrido pela rocha hospedeira.

Com isso, os estudos de mobilidade química dos elementos maiores mostraram que a migmatização seu deu em sistema aberto, com o leucossoma representando injeções *lit-par-li* de magma tonalítico aproveitando os planos de foliação da rocha, e sua composição era predominantemente albítica.

Os padrões do elementos terras raras leves são similares com as amostras do paleossoma e de rocha total (12b) apresentando as razões La_N/Sm_N mais elevadas. Com relação aos elementos terras raras pesados, as amostras de neossomas apresentam concentrações mais elevadas do que as demais amostras. A razão Tb_N/Yb_N mais elevada é da amostra de melanossoma. As anomalias de Eu são todas negativas e bem marcantes.

As concentrações em ETRs mais elevadas no melanossoma e mais baixas no leucossoma, significam que no processo de fusão parcial os ETRs foi retido preferencialmente no melanossoma, sobretudo os ETRs leves e médios. Observa-se anomalias positivas de Tm nas amostras de paleossoma e de rocha total. De uma maneira geral, o comportamento do elementos terras raras é condicionado pela presença de minerais acessórios, no caso, as amostras com concentrações mais elevadas em ETRS pesados, são as que também possuem maiores concentrações em zircônio (ver Tabela 05B no Apêndice C), principal elemento do zircão que é um dos minerais enriquecido em ETRs pesados.

QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Rb-Sr e Sm-Nd.

O comportamento dos elementos Rb, Sr, Sm e Nd está diretamente relacionado à presença de minerais que concentram estes elementos na sua estrutura cristalina, como a biotita e feldspatos no controle de Rb e Sr e da biotita e minerais acessórios como a apatita e a monazita no controle de Sm e Nd. Os Diagramas das Figuras 6.16 a 6.18 com os principais cátions formadores da biotita e plagioclásios vai permitir que se tire algumas conclusões sobre o comportamento dos elementos Rb, Sr, Sm e Nd.

O diagrama com os elementos K vs Rb (Fig. 6.16A) mostra uma correlação positiva, porém aqui não fica claro se o mineral que mais contribui para o aumento na concentração em

Rb é a biotita e/ou o microclínio. O Diagrama com os elementos Ca vs Sr (Fig. 6.16B) com relação às amostras do leucossoma (11a), melanossoma (11c) e neossoma (11d) mostra uma correlação positiva, porém considerando-se todas as amostras a correlação passa a ser negativa. No diagrama com a soma dos cátions Fe + Mg vs Rb (Fig. 6.16C) fica caracterizada uma separação em dois grupos de amostras, um formado com as amostras do migmatito 11MS1 (rocha total), rocha total 12b e paleossoma e o outro grupo com as amostras do leucossoma 11a, neossomas 11MG e 11d e o melanossoma 11c. Dentro de cada grupo existem uma correlação positiva com as amostras com maiores teores em biotita apresentando as maiores concentrações em Rb e no diagrama com Fe + Mg vs Sr (Fig. 6.16D) ocorre uma correlação negativa com as amostras com maiores teores em biotita apresentando as mais baixas concentrações em Sr. No diagrama com a soma dos cátions Na + Ca vs Rb (Fig. 6.16E) tem-se uma correlação positiva com as amostras mais ricas em biotita e uma correlação negativa com as amostras mais ricas em plagioclásios. No diagrama com a soma dos cátions Na + Ca vs Sr (Fig. 6.16F) as amostras ficam dispersas, mais de uma forma geral ocorrem uma correlação positiva com as amostras mais ricas em plagioclásio apresentando maiores concentrações em Sr.

Na Figura 6.17 foram usados diagramas com a soma dos óxidos $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ com as razões Rb/Sr e Ba/Sr para se determinar se as amostras do afloramento IL-11 caem no campo de fusão controlada pela biotita ou plagioclásio e a soma dos cátions Fe + Mg e Na + Ca com a razão K/Ca para se determinar qual o feldspato tem maior influência nessa razão, além da biotita. O Diagrama com a soma dos óxidos $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Rb/Sr (Fig. 6.17A) mostra que todas as amostras caíram no campo de fusão limitada pelo plagioclásio e as maiores razões Rb/Sr são das amostras mais ricas em biotita (migmatito = rocha total e paleossoma). Já no Diagrama com a soma dos óxidos $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Ba/Sr (Fig. 6.17B) as amostras do migmatito (11MS1) e da rocha total (12b) caíram sobre a linha que limita os campos de fusão limitada pela biotita e o campo da fusão limitada pelo plagioclásio e a amostra do paleossoma (12a) sendo a única a cair no campo da fusão limitada pela biotita.

Os valores das razões Rb/Sr mais baixas são das amostras do leucossoma (massa fundida) enquanto que o valor apresentado na amostra do paleossoma (12a) e da rocha total (12b) são as mais elevadas. Em um processo de fusão parcial a razão Rb/Sr aumenta na massa fundida se o plagioclásio ficar preferencialmente no resíduo e essa razão decresce se a biotita for o principal mineral no resíduo (Hanson, 1978). Como ficou evidente no estudo de mobilidade química no melanossoma ocorreu uma perda de Ca, Na e Al, que são os elementos

químicos constituintes do plagioclásio, indicando que a biotita ficou preferencialmente no resíduo. Sendo esse um dos principais fatores para as baixas razões Rb/Sr nas amostras de leucossomas (massa fundida).

O diagrama com a soma dos cátions Fe + Mg vs K/Ca (Fig. 6.17C) mostra que os pontos analíticos das amostras não se alinham, com as amostras do melanossoma (11c), neossomas (11d e 11MG), rocha total (12b) e paleossoma (12a) ocupam a porção do diagrama com maiores valores de Fe + Mg e as amostras do migmatito (11MS1) e do leucossoma (11a) caíram afastadas. Aqui a amostra com alto teor em feldspatos e baixo em biotita (11a) apresenta a razão K/Ca mais baixa, ao contrário da amostras do migmatito (11MS1) que tem um teor menor em feldspatos, mas tem teor mais elevado em biotita do que o leucossoma, mostra a razão K/Ca mais elevada. No Diagrama com a soma Na + Ca vs K/Ca (Fig. 6.17D) as razões K/Ca mais elevadas são das amostras com concentrações significativas em biotita com relação aos plagioclásios.

Com relação aos Diagramas com o Sm e Nd com os valores da soma Fe + Mg vs Sm (Fig. 6.18A) as amostras se dispõem em dois grupos, um formado com as amostras do melanossoma (11c), neossoma (11d) e neossoma (11MG) que apresentam valores intermediários na soma de Fe + Mg e as concentrações em Sm e o outro grupo com as amostras do leucossoma (11a), migmatito (11MS1), paleossoma (12a) e rocha total (12b), sendo que as duas primeiras possuem as mais baixas somas Fe + Mg e as duas últimas as somas mais elevadas. Esse grupo apresenta as concentrações mais baixas em Sm. No diagrama com a soma Fe + Mg vs Nd (Fig. 6.18B) a disposição das amostras é similar a do diagrama com o Sm, sendo que a faixa dos valores das concentrações de Nd do conjunto das amostras dos neossomas (11MG e 11d) e do melanossoma (11c) é mais restrita do que no caso do Sm. Nos Diagramas com a soma Na + Ca vs Sm (Fig. 6.18C) e Na + Ca vs Nd (Fig. 6.18D) também ocorre similaridade nos dois diagramas, com as amostras do melanossoma (11c) e dos neossomas (11d e 11MG) apresentando as concentrações mais elevadas em Sm e em Nd e a amostra de rocha total apresentando as concentrações mais baixas.

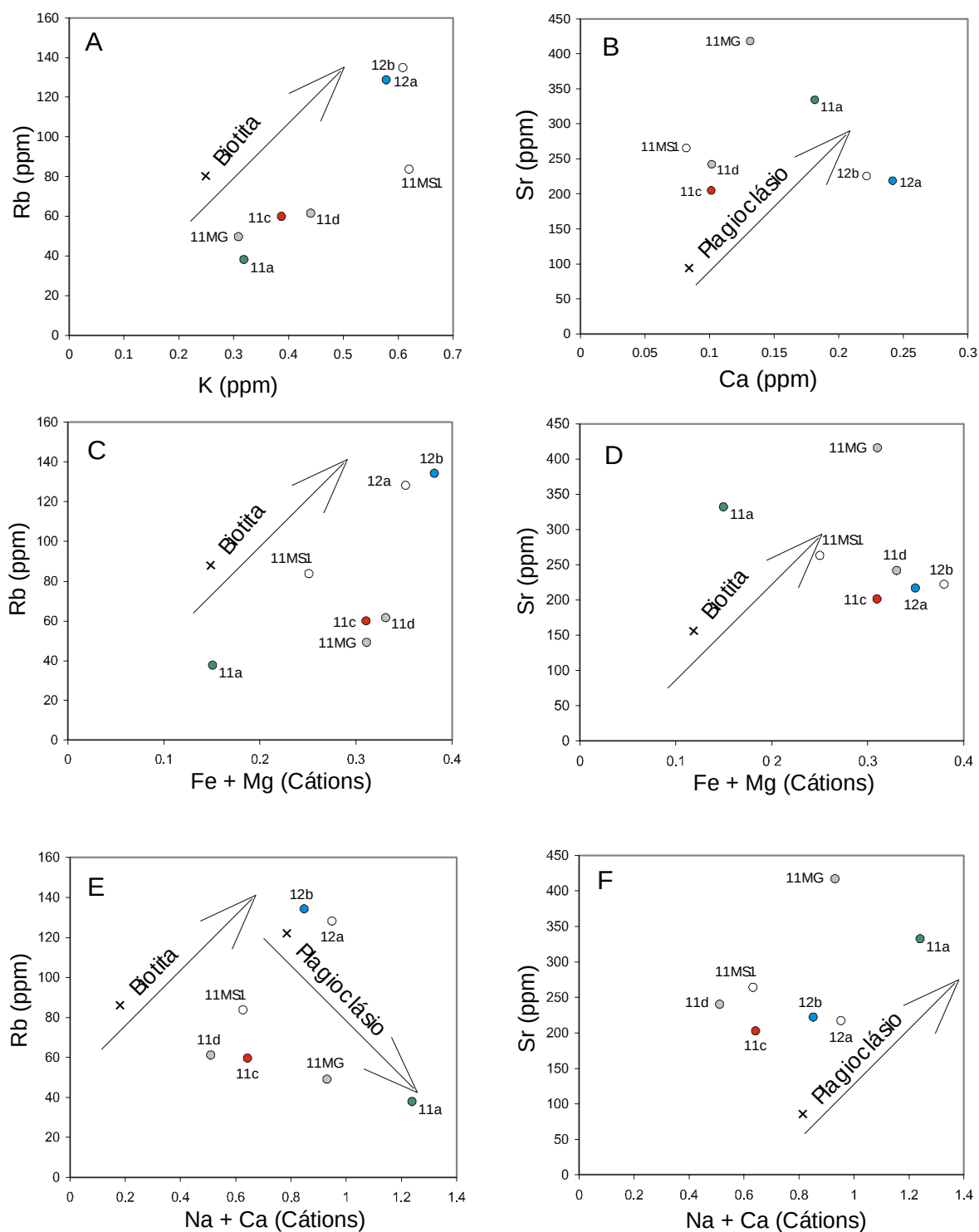


Figura 6.16 - Diagramas de correlações dos cátions K, Ca, Fe + Mg e Na + Ca com o Rb e o Sr das amostras do afloramento IL-11. As setas mostram as tendências de aumento (+) nos teores de minerais das amostras.

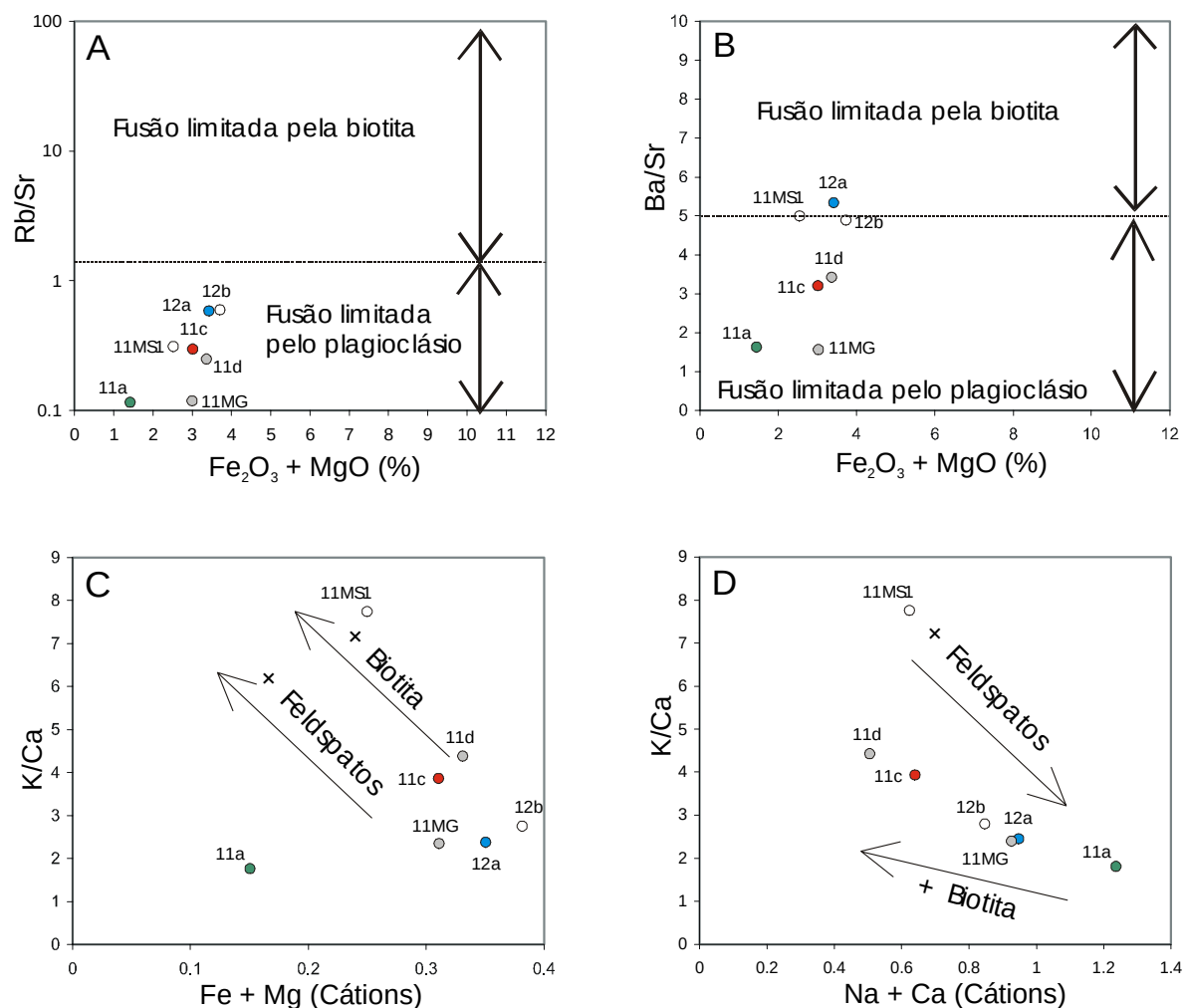


Figura 6.17 - Diagramas com concentrações combinadas das amostras do afloramento IL-11. (A) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Rb/Sr. (B) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Ba/Sr com os campos dos valores de fusão controlada pela biotita e o da fusão controlada pelo plagioclásio das amostras do afloramento IL-11. Adaptado de McDermont et al. (1996). (C) Fe + Mg vs K/Ca. (D) Ca + Na vs K/Ca. A seta indica o aumento do teor de ortoclásio mesonormativo. Legenda: IL-11a = leucossoma, IL-11c = melanossoma, IL-11d = Neossoma biotítico, IL-12a = Paleossoma, IL-12b = Rocha total, IL-11MS1 = migmatito, IL-11MG = neossoma com leucossoma de granulometria grossa, róseo com cristais hipidiomórficos de magnetita.

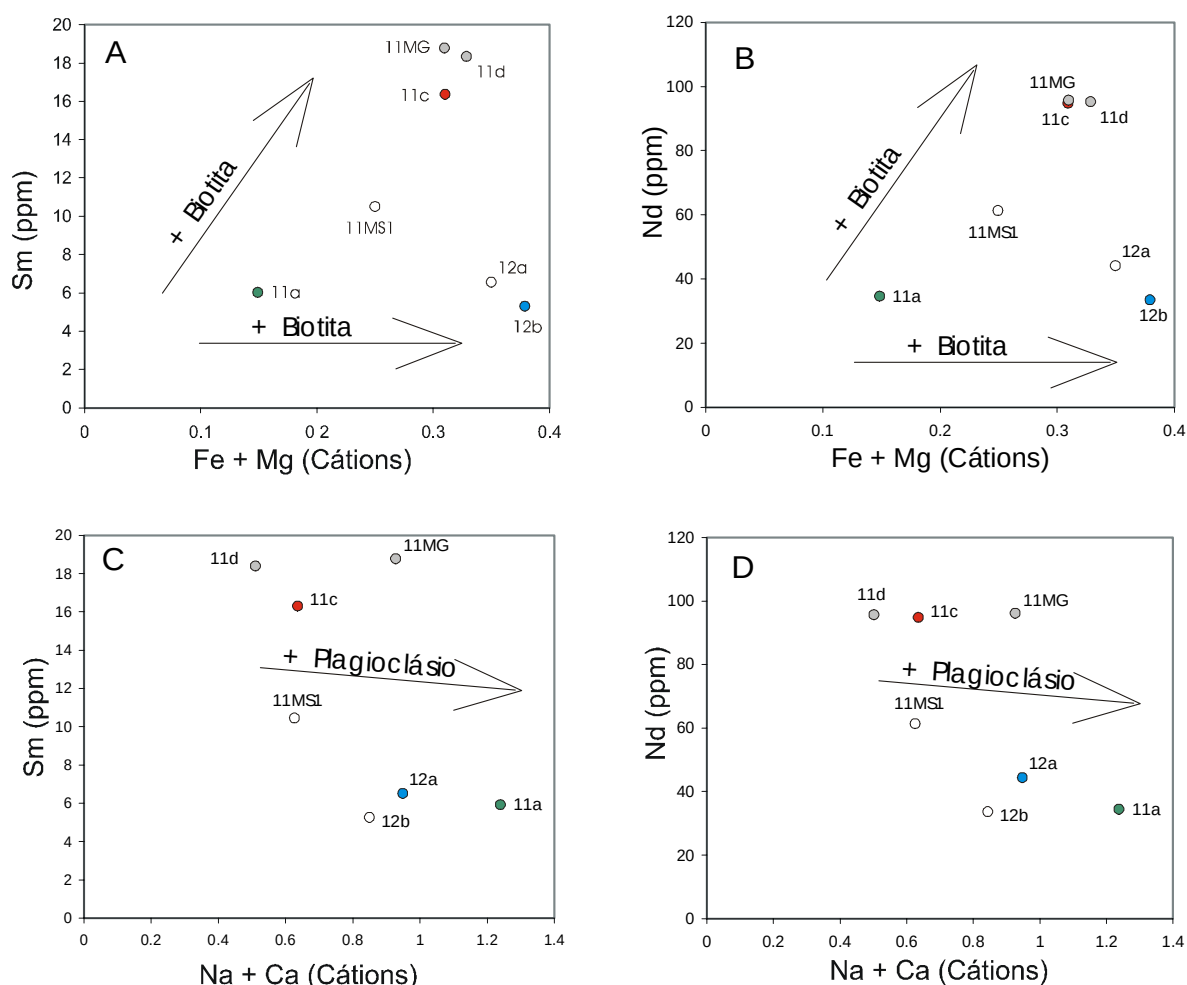


Figura 6.18 - Diagramas de correlações de cátions do afloramento IL-11 da região de Caicó. (A) Soma dos cátions Fe + Mg vs Sm. (B) Soma dos cátions Fe + Mg vs Nd. (C) Soma dos cátions Na + Ca vs Sm. (D) Soma dos cátions Na + Ca vs Nd. As setas mostram as tendências de aumento (+) e decréscimo (-) nos teores dos minerais.

Os Diagramas com os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ vs $f(Sm/Nd)$ para $t = 2.2$ Ga (Fig. 6.19A), $t = 2.0$ Ga (Fig. 6.19B) e $t = 0.6$ Ga (Fig. 6.19C) mostram que os valores de ϵ_{Nd} das amostras não sofreram variações entre 2.2 Ga e 2.0 Ga. Já em 0.6 Ga as amostras do paleossoma (12a) e do leucossoma (11G) apresentam variação entre seus valores de ϵ_{Nd} indicando que houve fracionamento Sm/Nd, esse fato também ficou caracterizado no Diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.6 Ga) vs ϵ_{Nd} (0.6 Ga) (Fig. 6.9C) e no Diagrama com os valores de T_{DM} vs $\epsilon_{Nd}(t)$ (Fig. 6.10).

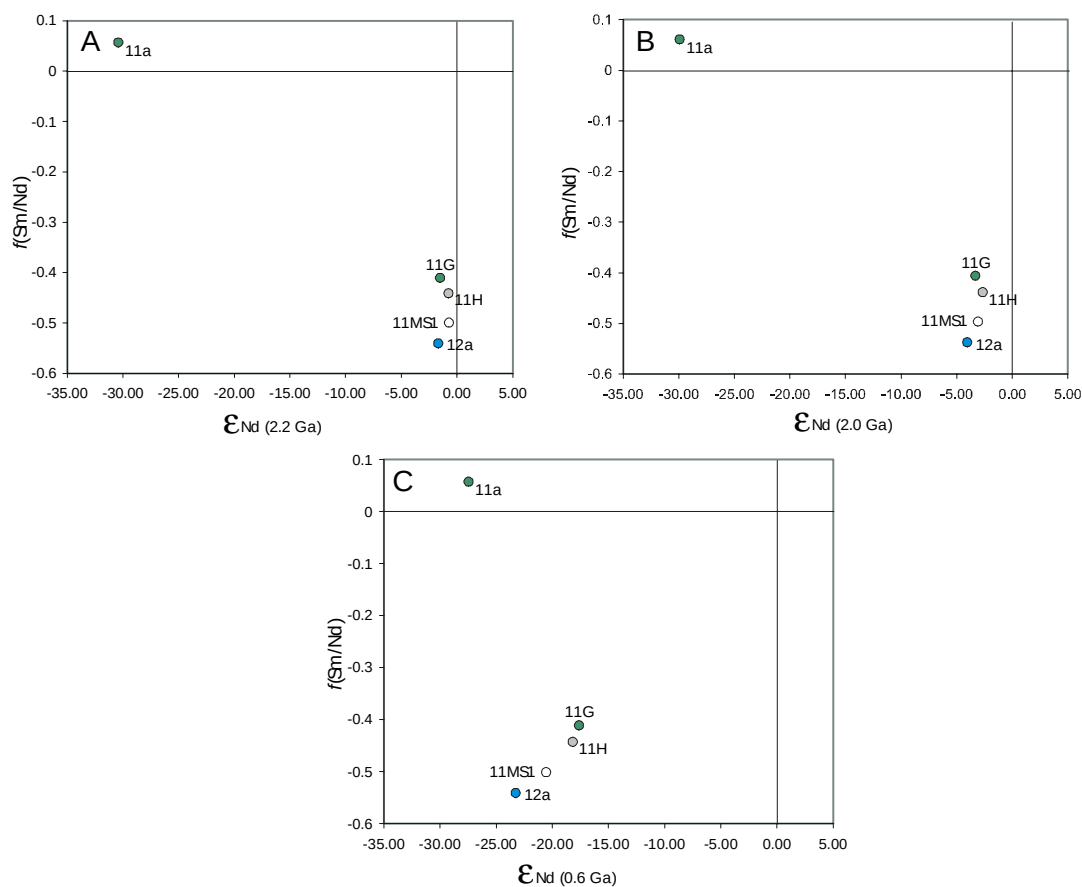


Figura 6.19 - Diagramas de evolução de ϵ_{Nd} vs $f(Sm/Nd)$ das amostras do afloramento IL-11. A) ϵ_{Nd} em $t = 2.2$ Ga. B) ϵ_{Nd} em $t = 2.0$ Ga. C) ϵ_{Nd} em $t = 0.6$ Ga. Adaptado de Chavagnac et al. (1999).

DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os dados U/Pb em cristais de zircão do paleossoma, obtidos pelo método SHRIMP, definiram uma idade de cristalização em torno de 2200 Ma. Uma reta de regressão interceptou a concórdia em um valor em torno de 2100 Ma. Esse último valor pode ser interpretado como sendo uma idade de mistura (borda mais nova com núcleo mais antigo). Os valores entre 2263 Ma e 2302 Ma devem representar herança isotópica de cristais de zircão da fonte que foi fundida para gerar o protólito ígneo do paleossoma dos migmatitos. As razões Th/U indicam que os cristais de zircão são ígneos com alguns cristais podendo apresentar pequeno sobrecrecimento metamórfico. Os dados U-Pb em cristais de zircão do neossoma, obtidos por diluição isotópica, lançados em Diagramas concórdia definiram retas discórdias com

intercepto superior em torno de 2200 Ma, representando a idade de cristalização, e intercepto inferior em torno de 420 Ma que deve representar uma perda contínua de Pb.

Com os dados Rb/Sr, nota-se que os valores de idades obtidos são muito variados desde muito baixo com as amostras de leucossomas, neossoma e migmatito a um valor relativamente elevado com o par paleossoma-migmatito. Estes valores são mais baixos do que os eventos orogenéticos Neoproterozoico (ca 600 Ma) e Paleoproterozóico (ca 2000 Ma) que atuaram na região (Fig. 6.20).

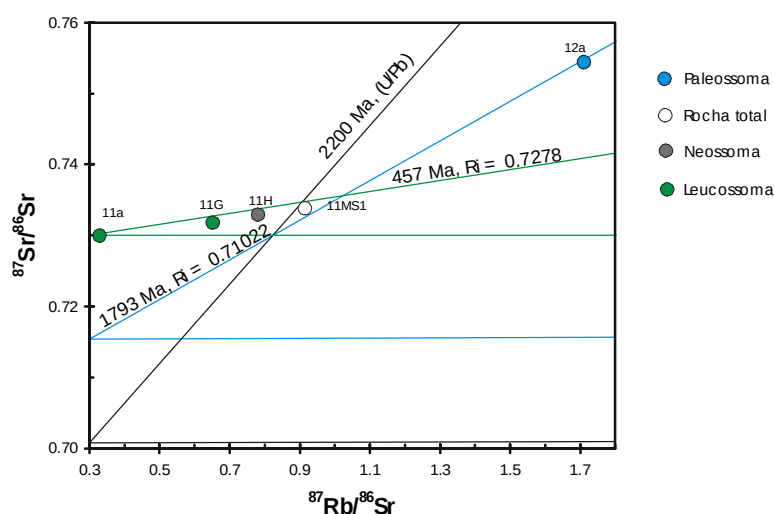


Figura – 6.20 – Diagrama isocônico Rb/Sr com os valores de idade de cristalização U/Pb das rochas do afloramento IL-11, idade isocrônica Rb/Sr com a amostra do paleossoma e idade isocrônica Rb/Sr das amostras de neossoma e leucossoma.

Os dados Sm/Nd com as amostras do paleossoma (12a), migmatito = rocha total (11MS1), neossoma (11H) e leucossoma (11G) lançados nos Diagramas isocônicos forneceram uma idade de 2239 Ma com R_i de 0.50972 (Fig. 6.12A). O par de amostras do paleossoma com a do leucossoma (11G) forneceu uma idade de 2231 Ma e R_i de 0.50978. Os Diagramas com os pares de amostras do migmatito com o leucossoma e com o par neossoma com o leucossoma (Figs. 6.13C e 6.13D) mostram respectivamente idade de 1841 Ma com R_i de 0.51000 e idade de 1231 com R_i de 0.51047. As idades obtidas com todas as amostras e com o paleossoma é coerente com a idade de cristalização desse último. Já as idades com as amostras de rocha total e do neossoma com a amostra do leucossoma parecem relacionar-se a reequilíbrio isotópico parcial no evento Neoproterozóico (Fig. 6.21).

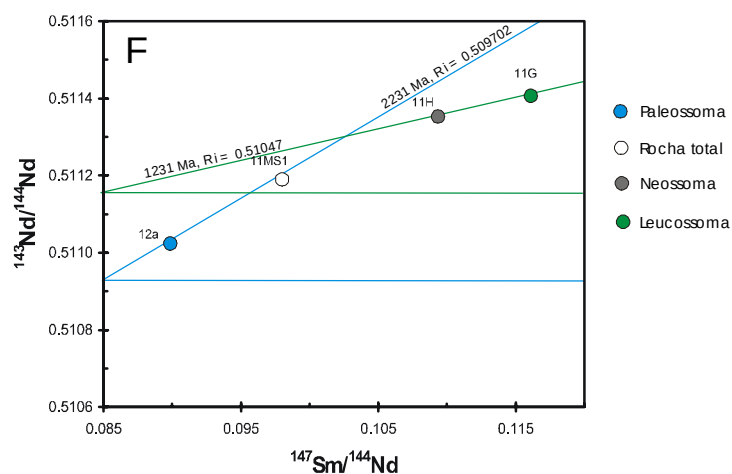


Figura 6.21 – Diagrama isocônico Sm/Nd com os valores de idade de cristalização U/Pb (2200 Ma) = a idade isocrônica Sm/Nd com as amostras do paleossoma e migmatito, e idade isocrônica Sm/Nd das amostras de neossoma e leucossoma.

CAPÍTULO VII – MIGMATIZAÇÃO EM ORTOGNAISSES TONALÍTICO A GRANODIORÍTICO NO MAÇICO RIO PIRANHAS.

No Maciço Rio Piranhas ocorrem migmatitos que tem diferentes protólitos abrangendo termos com composições que variam desde tonalíticos a termos graníticos. Uma das unidades desse Maciço, o Complexo Caicó, como visto no Capítulo VI, possui uma associação de rochas ortoderivadas cálcio alcalinas com idade U/Pb de 2.2 Ga que apresentam variados graus de migmatização. O afloramento que foi objeto desse estudo tem composição tonalítica a granodiorítica com um pequeno percentual de massa fundida, representada por veios centimétricos de leucossomas que apresentam uma orla contínua de minerais máficos. Em função da possibilidade de se observar, na escala de afloramento, as principais porções que compõem um migmatito e suas relações de contato. A realização desses estudos forneceram subsídios para o entendimento dos processos de migmatização e do comportamento dos elementos químicos durante a geração dessas rochas.

7.1. – GRANODIORITO DO COMPLEXO CAICÓ – AFLORAMENTO IL-13

O afloramento IL-13 está localizado na saída norte da Cidade de Caicó-RN (ponto 3 na Fig. 1) no entroncamento das estradas que ligam as cidades de Caicó a Jucurutu e Caicó a São José do Seridó, coordenadas geográficas 37°14'56"W e 6°27'58"S. A dimensão do afloramento é de aproximadamente 15 m x 30 m. O paleossoma é representado por augen gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica cinza escuro com níveis de composição granítica (Fig. 7.1A). Os neossomas são veios que tem em média 7 cm de espessura, são constituídos por leucossoma com uma orla de melanossoma, esta última no geral não ultrapassando 1 cm de espessura (7.1B e Fig. 7.2B).

A principal estruturação é um padrão de interferência entre duas fases de dobramento. A primeira é uma foliação com atitude média de N10°W/10°NE. Essa foliação é dobrada de forma recumbente por uma segunda foliação com plano axial S80°E/15°NE. A atitude da lineação de estiramento mineral L_{x2} varia de 7°/15°NE a 5°/5NE e de eixos de dobras variando de 12°/N a 15°/35°NE. Ocorrem faixas de rochas básicas boudinadas e alinhadas subparalelas a foliação e paralela a direção da lineação de estiramento (Fig. 7.1A).

7.2 PETROGRAFIA

As amostras (Figs. 7.1 e 7.2) foram divididas em várias porções para estudos individualizadas, como o paleossoma (13e) que se trata de um augen gnaisse grosso, cinza escuro com uma trama marcada pela orientação de seus minerais. O melanossoma (13d) é enriquecido em minerais máficos com destaque para a biotita que confere a essa porção uma cor mais escura do que o paleossoma. O leucossoma (13a e 13b) é composto essencialmente por quartzo e feldspatos, também exibe cristais orientados de biotita (Figs. 7.2A e 7.2B). A amostra 13G é do leucossoma com aproximadamente 15% de restito de biotita, a amostra 13H é um paleossoma que já apresenta modificações composicionais com relação ao paleossoma original, tem uma cor intermediária entre o melanossoma e o leucossoma e aqui foi classificado como mesossoma com restitos de biotita e fenocristais de feldspatos e a amostra 13I é a rocha total (75% de paleossoma + 5% de melanossoma + 20% leucossoma). As Tabelas 7.1 e 7.2 mostram as composições mesonormativas calculadas a partir dos dados químicos apresentados na Tabela 05A do APÊNDICE D e modais das amostras do afloramento IL-13.

Tabela 7.1 – Composição mesonormativa calculada pelo programa Newpet para as amostras do afloramento IL-13.

Amostra	Qz	Cor	Mt	Ilm	Ab	Na	Or	Bt	Ap	Rt	Total
IL-13a	29,48	0,91	0,25	0,07	15,50	4,46	48,14	0,42	0,52	-0,03	99,72
IL-13b	35,67	1,67	0,33	0,04	12,11	4,31	43,47	1,79	0,45	-0,08	99,76
IL-13d	28,07	0,90	2,58	0,46	24,22	14,74	15,93	12,19	0,35	-0,50	98,96
IL-13d-2	24,88	1,05	2,62	0,48	28,29	14,15	16,99	10,43	0,35	-0,43	98,83
IL-13e	35,04	1,54	1,80	0,30	22,28	13,24	17,22	7,92	0,31	-0,32	99,33
IL-13g	28,07	0,06	1,36	0,19	20,67	9,65	33,53	4,83	0,33	-0,20	98,91
IL-13h	21,71	0,57	4,15	0,83	24,82	17,51	10,31	18,90	0,73	-0,77	99,52
IL-13I	30,22	0,42	2,04	0,39	24,65	14,94	18,37	8,44	0,35	-0,34	99,77

Legenda: IL-13a = leucossoma, IL-13b = leucossoma, IL-13d = melanossoma, IL-13e = paleossoma, IL-13g = leucossoma + restito de biotita, IL-13h = Mesossoma com restitos de biotita e fenocristais de feldspatos, IL-13I = rocha total (75% de paleossoma + 5% de melanossoma + 20% de leucossoma). Qz = quartzo. Cor = corindo, Mt = magnetita, Ilm = ilmenita, Ab = albita, An = anortita, Or = ortoclásio, Bt = biotita, Ap = apatita, Rt = rutilo.

Tabela 7.2 – Composição modal (em %) estimada das seções delgadas do afloramento IL-13.

Amostra	Qz	Pl	Mc	Bt	Ep	All	Tit	Ap	Zr	Mu	Op	Hb
IL-13a	40-45	25-30	25-30	1-2	-	-	<1	<1	<1	<1	<1	<1
IL-13b	35-40	20-25	25-30	1-2	-	-	<1	<1	<1	<1	<1	-
IL-13d	35-40	15-20	1-2	40-45	8-10	<1	3-5	<1	<1	<1	<1	-
IL-13e	30-35	20-25	5-8	17-22	1-3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-

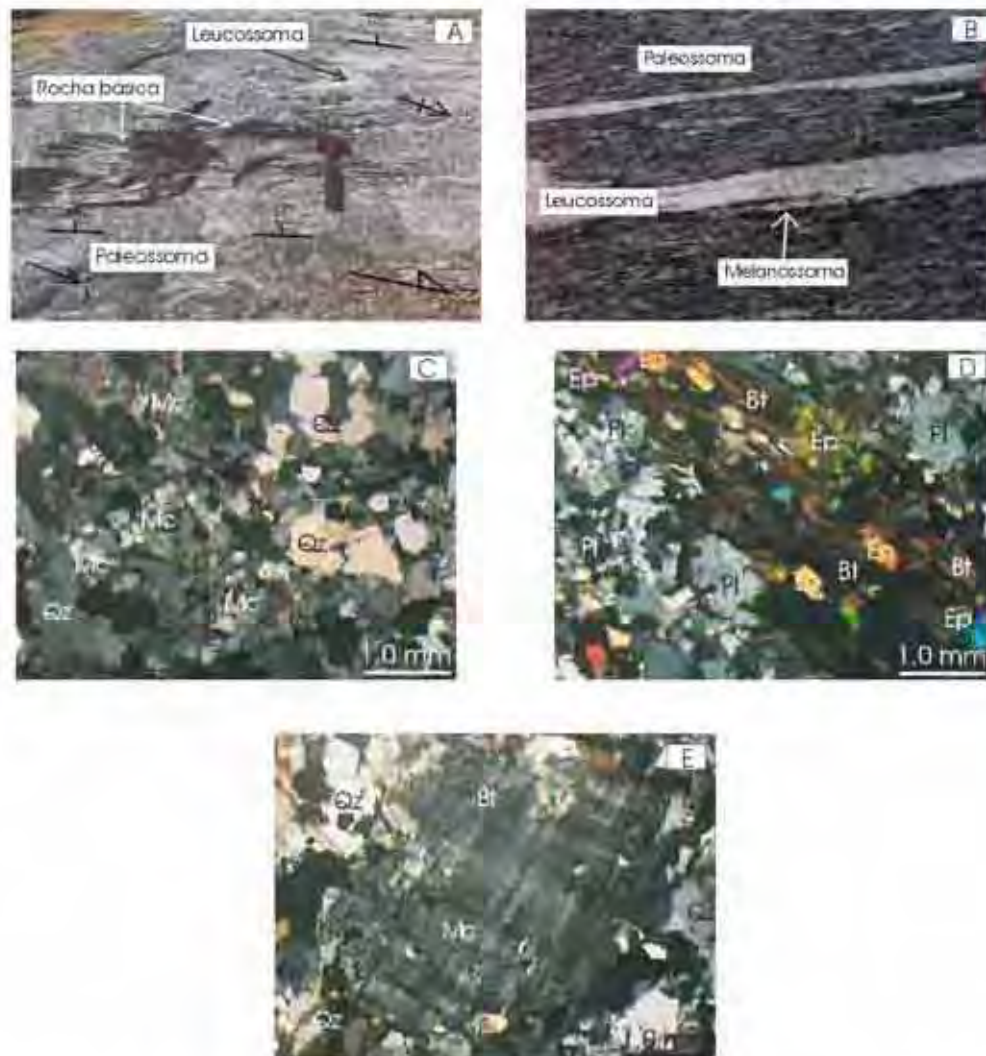
Legenda: Qz = quartzo, Pl = plagioclásio, Mc = microclínio, Bt = biotita, Ep = epidoto, All = allanita, Tit = titanita, Ap = apatita, Zr = zircão, Mu = muscovita, Op = minerais opacos, Hb = hornblenda.

No paleossoma o quartzo da matriz é xenomórfico, mostra extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos, bandas de deformação e migração de limites de grão. Também agregados com contatos retos poligonais (Fig. 7.1A). Uma segunda geração é representada por cristais maiores com extinção ondulante e bandas de deformação. Localmente mostram contatos definindo um padrão poligonal incipiente. O plagioclásio ocorre como porfiroclastos com bordas cominuídas que desvia a foliação. Tem textura poiquilítica, com inclusões ativas de biotita e com processo de microclinização incipiente. Na matriz, os cristais são límpidos com geminação deformada em cunha e extinção ondulante. O microclínio se desenvolve na superfície do plagioclásio ou intersticial na matriz, no geral são xenomórficos. Os cristais maiores são pertíticos e possuem inclusões de plagioclásio e de biotita com vestígio de desequilíbrio, indicando que esta foi uma das fases minerais que participaram da formação do microclínio (Fig.7.1E). A biotita é hipidiomórfica, marrom. Alguns cristais estão cloritizados. O epidoto é idiomórfico e hipidiomórfico quando associado aos níveis de biotita. Poucos cristais se desenvolveram sobre plagioclásio, nesse caso são xenomórficos. Ocorre poucos cristais hipidiomórficos de allanita mostram sobrecrecimento de epidoto nas bordas.

No melanossoma o quartzo é xenomórfico mostra extinção ondulante, subgrãos e bandas de deformação. O plagioclásio ocorre como cristais xenomórficos com bordas cominuídas. São límpidos ou pouco alterados e por vezes mostram extinção ondulante. Observa-se inclusões de apatita e biotita. A biotita é hipidiomórfica, marrom com inclusões de titanita, zircão. Alguns cristais mostram na sua superfície, o desenvolvimento de epidoto. O epidoto é hipidiomórfico e idiomórficos quando associados a biotita (Figs. 7.1D e 7.2D). Poucos cristais se desenvolveram sobre plagioclásio, nesse caso são xenomórficos. Como no paleossoma, também ocorrem cristais hipidiomórficos de allanita, que mostram sobrecrecimento de epidoto nas bordas. Alguns cristais podem ter inclusões de biotita com bordas de reação.

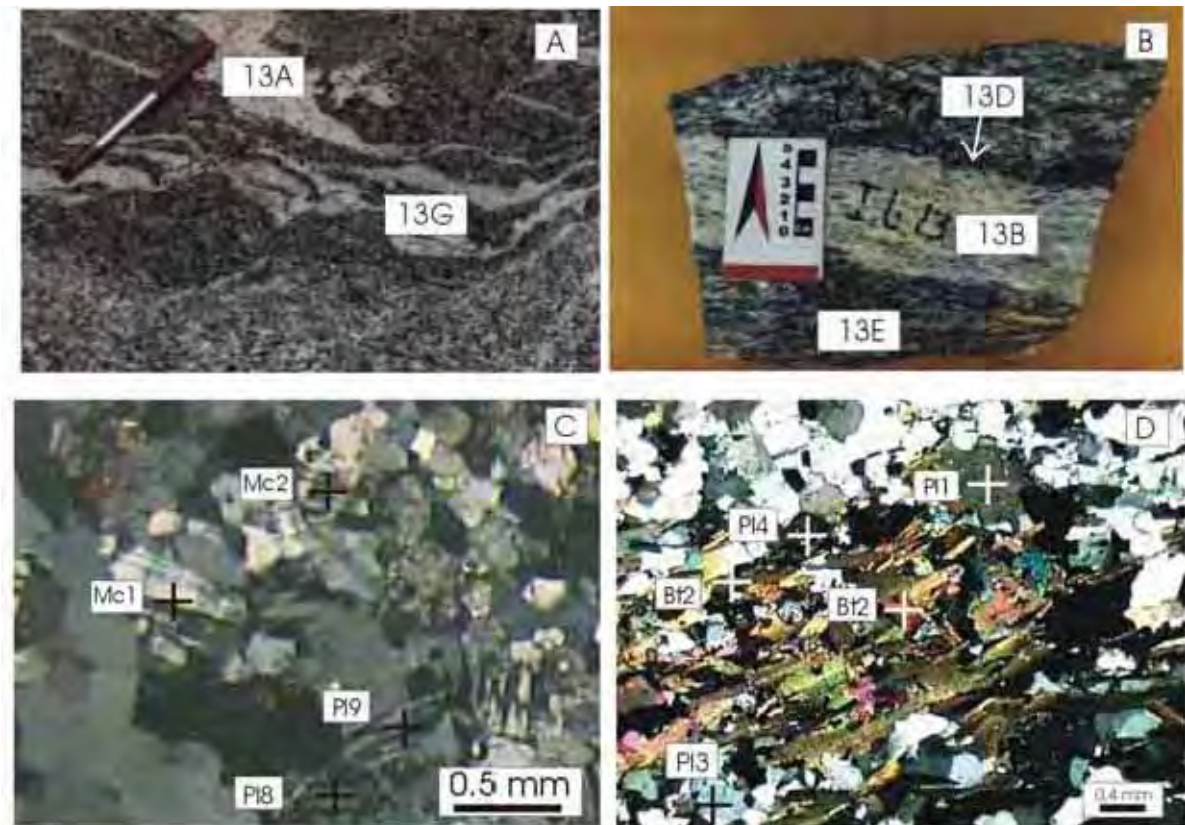
A presença de epidoto no paleossoma e o aumento de sua concentração no melanossoma está ligada a desestabilização da biotita e do plagioclásio formando o microclínio, e o Fe^{++} liberado da biotita juntamente com o Ca liberado do plagioclásio forma o epidoto.

No leucossoma o quartzo da matriz é xenomórfico mostram extinção ondulante, subgrãos, bandas de deformação e migração de limites de grão. Ocorrem agregados com contatos retos poligonais. Uma segunda geração é representada por fenocristais, com extinção ondulante e bandas de deformação. Localmente também podem mostrar contatos poligonais incipientes (Fig. 7.1C). O plagioclásio ocorre como porfiroclastos com bordas cominuídas (Fig. 7E e 7F), com inclusões ativas de biotita e com processo de microclinização que desenvolve mica branca em sua superfície. O microclínio é intersticial na matriz. No geral são xenomórficos (Fig. 7.1E). Pode ter inclusões ativas de biotita e plagioclásio (Fig. 7.2C). A biotita é xenomórfica a hipidiomórfica marrom com inclusões de titanita, zircão e apatita. Mostram bordas de reação com plagioclásios e microclínio (Fig. 7.2C). Associado à biotita, ocorre poucos cristais de hornblenda hipidiomórfica e xenomórfica.



Legenda: Qz=Quartzo, Pl=Plagioclásio, Bt=Biotita, Mc=Microclínio, Ep=Epidoto.
 — = atitude de foliação, —> = atitude de lineação de estiramento.

Figura 7.1 - Fotos do afloramento IL-13 na Cidade de Caicó. A) Foto em planta do afloramento IL-13, mostrando veios de leucossomas e faixas rochas básicas boudinadas. B) Foto em perfil do afloramento IL-13 mostrando que os veios de leucossomas são concordantes com os planos de foliação da rocha. C) Fotomicrografia do leucossoma, mostrando microclínio intersticiais, cristais de quartzo com contatos polygonalizados (recristalização estática) e cristais com extinção ondulante em quartzo e plagioclásio (recristalização dinâmica). D) Fotomicrografia do melanossoma mostrando a recristalização de cristais de epidoto sobre a biotita. E) Fotomicrografia mostrando cristal de microclínio com inclusões de quartzo e biotita.



Legenda: 13A=Leucossoma 1. 13B=Leucossoma 2. 13D=Melanossoma. 13E=Paleossoma. 13G=Neossoma (leucossoma + melanossoma). + =Pontos analisados por microsonda eletrônica. Pl=Plagioclásio, Bt=Biotita, Mc=Microclínio.

Figura 7.2 - Fotos das amostras do afloramento IL-13. A) Fotos do migmatito com as porções de paleossoma, melanossoma, leucossoma e os pontos das amostras 13A e 13G. B) Foto da amostra do conjunto paleossoma, melanossoma e leucossoma analisados. C) Fotomicrografia de alguns cristais de microclínio e plagioclásio analisados por microsonda eletrônica do leucossoma. D) Fotomicrografia de cristais de biotitas e plagioclásios do melanossoma.

7.3 – QUÍMICA MINERAL

Selecionou-se as amostras do paleossoma com melanossoma e veios de leucossoma (13MS2) e do leucossoma (13L1 = 13a) para análises químicas em minerais por microsonda eletrônica. Os minerais analisados foram a biotita, plagioclásio, microclínio, anfibólio e minerais opacos cujos dados analíticos completos estão no APÊNDICE D.

7.1.3 – BIOTITA

Foram analisados cristais de biotita das amostras de paleossoma (13MS2-C4), melanossoma (13MS2-C1 e C2) do veio de leucossoma (13MS2-C3) e do leucossoma (13L1). A Tabela 7.3 mostra as concentrações catiônicas de Mg, Ti e Fe com suas frações molares e as razões Mg/Fe. Os dados analíticos completos dos cristais de biotita estão na Tabela 01 do APÊNDICE D.

Tabela 7.3 – Dados de cristais de biotita do paleossoma e do leucossoma do afloramento IL-13. Faixas de valores dos números de íons de Mg, Ti e Fe e suas médias, e as faixas dos valores das frações molares de XMg, XT_i e XFe com suas médias.

Amostra	Mg Média	XMg Média	Ti Média	XTi Média	Fe Média	XFe Média	Mg/Fe Média
13MS2-C4 paleossoma	2.210-2.340 2.264	0.421-0.442 0.430	0.260-0.282 0.268	0.049-0.053 0.051	2.680-2.778 2.727	0.509-0.525 0.518	0.802-0.868 0.830
13MS2-C1 e C2 melanossoma	2.240-2.382 2.302	0.426-0.447 0.436	0.253-0.282 0.266	0.049-0.053 0.051	2.668-2.770 2.714	0.503-0.522 0.513	0.815-0.889 0.850
13MS-C3 leucossoma	2.140-2.210 2.170	0.418-0.423 0.420	0.250-0.270 0.260	0.049-0.053 0.051	2.700-2.760 2.737	0.528-0.533 0.529	0.783-0.801 0.792
13L1 leucossoma	2.156-2.453 2.286	0.416-0.440 0.428	0.107-0.174 0.137	0.019-0.032 0.026	2.843-3.017 2.918	0.528-0.558 0.546	0.745-0.813 0.783

As biotitas das amostras do afloramento IL-13 no geral apresentam diferenças pouco significativas nas quantidades de Mg e Fe. Porém o Ti dos cristais de biotita da amostra do leucossoma (13L1) é significativamente mais baixo quando se comparada com os cristais do paleossoma, melanossoma e leucossoma da amostra 13MS2 (Tabela 01 do APÊNDICE D). Os dados da amostra 13MS2 da Tabela 7.3 mostra que os cristais da faixa de melanossoma é mais magnesiano do que os cristais do paleossoma e da faixa de leucossoma (13MS2-C3). Com relação ao Ti ocorre um decréscimo progressivo do paleossoma para a faixa de leucossoma, mas numa faixa de valores muito restrita. Com relação ao Fe, os cristais do

leucossoma (13MS2-C3) é ligeiramente mais ferrosos do que os cristais do paleossoma e do melanossoma. Já os cristais de biotita da amostra do leucossoma (13L1) é mais magnésiana e ferrosa do que os cristais do paleossoma, mas significativamente menos titanífera.

A biotita do paleossoma tem número de cátions de alumínio variando entre 2.85 a 2.99 com média de 2.91, a biotita do melanossoma tem número de cátions de alumínio variando entre 2.85 e 2.94 com média de 2.89, a biotita do leucossoma (13MS2-C3) tem número de cátions de alumínio variando entre 2.92 e 3.03 com média de 2.96 e o leucossoma (13L1) tem número de cátions de alumínio variando entre 2.89 e 3.03 com média de 2.98 (Ver Tabela 01 do APÊNDICE D). Nota-se que os cristais do leucossoma são ligeiramente mais aluminosos do que os cristais do paleossoma e melanossoma, isso deve-se ao fato do titânio mais elevados nos cristais dessas últimas estarem substituindo parte do alumínio. Biotitas mais titaníferas geralmente tem menos alumínio, em função da substituição de Al^{VI} por Ti^{IV} , indicando aumento de temperatura (Schreurs, 1985), com isso, os dados analíticos das amostras do afloramento IL-13 mostram que as biotitas do paleossoma e melanossoma são de temperatura mais elevada do que as biotitas do leucossoma.

7.3.2 – FELDSPATOS

Os dados químicos completos dos feldspatos das amostras do afloramento são mostrados nas Tabelas 02 e 03 do APÊNDICE D. Nas Tabelas 7.4 e 7.5 são mostrados os valores dos conteúdos de albita, ortoclásio e anortita dos cristais de plagioclásio (Pl) e microclínios (Mc) da amostra 13MS2 e 13L1. Da amostra 13MS2 foram analisados cristais das porções de paleossoma, melanossoma e veio de leucossoma. A amostra 13L1 é só de leucossoma.

Tabela 7.4 – Teores de albита (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagens de moles recalculados para 100% dos plagioclásios da amostra 13MS2 e da amostra 13L1 do afloramento IL-13.

	Leucossoma				Melanossoma		Paleossoma		Melanossoma	Leucossoma
% mole	13MS2-C1PL1	13MS2-C1PL2	13MS2-C1PL3	13MS2-C1PL4	13MS2-C2PL1	13MS2-C2PL3.2	13MS2-C2PL4	13MS2-C2PL5	13MS2-C3PL3	13MS2-C3PL6
Ab	68.45	67.27	69.07	66.82	71.12	71.90	67.72	70.28	69.95	68.99
Or	1.51	1.07	1.27	1.20	0.87	0.77	1.49	1.21	1.02	1.27
An	30.04	31.66	29.65	31.98	28.01	27.33	30.79	28.51	29.03	29.74

Continuação da Tabela 7.4

	Leucossoma		Melanossoma		Leucossoma			Paleossoma			Leucossoma		
% mole	13MS2-C3PL6	13MS2-C3PL9	13MS2-C3PL9B	13MS2-C3PL11	13MS2-C4PL1	13MS2-C4PL2	13MS2-C4PL3	13L1-C1PL7	13L1-C1PL8	13L1-C1PL9			
Ab	68.42	68.13	70.33	69.95	70.61	68.01	68.26	65.09	70.87	66.59			
Or	1.33	1.05	1.24	0.88	0.94	1.33	0.93	1.15	1.31	1.13			
An	30.25	30.82	28.43	29.17	28.46	30.67	30.80	33.75	27.82	32.29			

A amostra 13MS2 apresenta faixas de paleossoma, melanossoma e leucossoma. Os cristais de plagioclásio do paleossoma apresentam valores de anortita entre 28.46% e 30.80%, o do melanossoma entre 27.33% e 30.82% e os cristais do leucossoma apresentam valores entre 29.16% e 31.98%. Os cristais do leucossoma da amostra 13L1 apresentam valores entre 27.82% e 33.75%.

Nota-se que nas porções da amostra 13MS2 os teores de anortita não apresentam valores discrepantes, apenas na faixa de leucossoma tem-se valor mais elevado, a maioria dos plagioclásios dessa amostra trata-se de oligoclásio. Já dos três cristais do leucossoma da amostra 13L1, dois apresentam valores mais elevados (32.29% e 33.75%) se tratando de andesina e um é oligoclásio. Os percentuais de moles de ortoclásio (Or) nos cristais de plagioclásio de todas as porções são baixos ficando numa faixa entre 0.77 e 1.51% com valores mais elevados nos cristais do leucossoma.

Tabela 7.5 – Teores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagens de moles recalculados para 100% dos cristais de microclínio das amostras 13MS2 e 13L1 do afloramento IL-13.

	melanossoma		Paleossoma				Leucossoma	
% moles	13MS2-C3-MC1	13MS2-C3-MC2	13MS2-C3-MC4	13MS2-C3-MC5	13MS2-C3-MC7	13MS2-C3-MC10	13L1-C1-MC1	13L1-C1-MC1
Ab	3.62	6.33	6.92	7.45	5.97	7.09	4.06	4.13
Or	96.38	93.61	93.02	92.53	94.03	92.83	95.94	95.71
An	0.00	0.06	0.06	0.02	0.00	0.08	0.00	0.17

Continuação da Tabela 03.		Leucossoma					
% moles	13L1-C1-MC2	13L1-C1-MC3	13L1-C1-MC4	13L1-C1-MC5	13L1-C1-MC7	13L1-C1-MC10	13L1-C1-MC11
Ab	9.73	5.01	9.31	6.61	5.22	9.43	10.78
Or	90.19	94.95	90.69	93.39	94.78	90.57	89.18
An	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05

Os resultados analíticos realizados nos cristais de microclínios da amostra 13MS2 apresenta o valor mais elevado de moléculas de ortoclásio, no melanossoma 96.38%. Os cristais do paleossoma não mostram grandes variações nos valores, com média de 93% de moléculas de ortoclásio. Já os cristais de microclínio da amostra do leucossoma (13L1) mostram valores variando numa faixa mais larga entre de 89.18% a 95.94% de moléculas de ortoclásio. Os cristais do leucossoma são ligeiramente mais pertíticos do que os cristais do paleossoma e melanossoma.

7.3.3 – ANFIBÓLIO

Fez-se análises no centro e na borda de dois cristais de anfibólio na amostra de leucossoma (13L1), trata-se de hornblenda pargasítica ferrosa. Os dados analíticos completos apresentados na Tabela 04 do APÊNDICE D e a Tabela 7.6 com os valores de números de cátions na base de 24 oxigênios mostram que não há diferenças significativas nas composições do centro e da borda dos dois cristais.

Tabela 7.6 – Dados analíticos dos cristais de anfibólio do leucossoma (13L1) do afloramento IL-13.

Cátions	13L1Anf1C	13L1Anf1B	13L1Anf2C	13L1Anf12B
Na	0.37	0.36	0.36	0.36
Si	6.32	6.33	6.38	6.39
Al	2.26	2.21	2.20	2.19
Mg	1.55	1.55	1.63	1.61
K	0.30	0.30	0.28	0.30
Ti	0.06	0.05	0.07	0.06
Fe	2.99	3.05	2.89	2.91
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.91	1.90	1.88	1.91
Mn	0.07	0.08	0.07	0.08
H	-0.01	-0.01	-0.02	-0.02
Total	15.82	15.83	15.75	15.77
Mg+Ti+Fe	4.59	4.65	4.59	4.58
XMg	0.337	0.333	0.355	0.351
XTi	0.012	0.012	0.015	0.014
XFe	0.651	0.655	0.630	0.635
Mg/Fe	0.518	0.509	0.564	0.552

Apenas foram analisados dois cristais de anfibólitos na amostra do leucossoma do afloramento IL-13. Os dados mostrados na Tabela 7.6 revelam que o anfibólio 1 é mais ferroso do que o anfibólio 2 e em ambos a XFe são ligeiramente mais elevadas nas bordas com relação aos centros, enquanto que XMg mostram resultados inversos, como conseqüências as razões Mg/Fe são mais elevadas nos centros dos cristais.

7.3.4 – GEOTERMOBAROMETRIA

No afloramento IL-13 não foram identificados, nas seções delgadas, minerais tipomórficos como granada, cordierita etc. Porém dados obtidos por Peta (1995) em granada da fase Dn dos gnaisses quartzo feldspáticos do Complexo Caicó, indicaram temperaturas em torno de 620-650°C e pressões entre 4.5 e 5.0 Kb com os dados dos centros das granadas e temperaturas entre 400-420°C e pressões entre 3.0-3.8 Kb nas bordas dessas granadas. O autor interpretou esses valores como condições de pico metamórfico e metamorfismo regressivo/descompressão respectivamente. Peta (1995) ainda sugere a existência de dois eventos de migmatização, um com temperatura em torno de 600°C que foi a condição de fusão com geração de pequeno volume de massa fundida durante o desenvolvimento da fase Dn, e outro evento de migmatização ao final dessa fase que foi responsável pela fusão com geração de grandes quantidades de fundidos hidrosaturados. Esse evento se deu em temperaturas entre 750-850°C. Luiz Silva (2000) obteve valores de temperaturas em torno de 600°C com pressões de 7.5 a 8 Kb numa área a norte do afloramento IL-13. Esse valor corresponde as condições metamórficas de um evento hidrotermal ocorrido no Neoproterozóico (Evento Brasileiro).

Nas duas seções delgadas analisadas, apenas na do leucossoma (13L1) foi identificado anfibólios, cujos dados analíticos das proporções catiônicas calculadas na base de 22 oxigênios estão na Tabela 7.6. Com isso procurou-se obter valores de geotermobarometria através de modelos empíricos existentes na literatura. Hammarstrom & Zen (1986) propõem um geobarômetro empírico para rochas ígneas com base na relação entre o alumínio total (Al^T) em hornblenda e pressão em rochas plutônicas calcio-alcálinas segundo a equação: $P = -3.92 + 5.03Al^T$. Segundo esses autores, a concentração de Al^T na hornblenda é sugerido como um indicador de pressão dentro de um intervalo de ± 3 kb para cristalização de rochas plutônicas. Esse termobarômetro foi confirmado experimentalmente por Schmidt (1992) baseado na correlação linear de Al^T na hornblenda em pressão entre 2.5 e 13 kb em rochas tonalíticas composta por plagioclásio, quartzo, ortoclásio, titanita, anfibólios e óxidos de Fe e Ti. Blundy & Holland (1990) propuseram um termobarômetro usando a equação $T = 0.677P - 48.98 + Y / -0.0429 - 0.008314 \ln K$. Onde $K = \{[(Si - 4)/(8 - Si)] \cdot X_{Ab} (Pl)\}$, $Y = 0$ para $X_{Ab} > 0.5$ ou $Y = -8.06 + 25.5 (1 - X_{Ab})^2$, T em Kelvin. No termobarômetro proposto por Blundy & Holland (1990) o plagioclásio e o anfibólio atingem o equilíbrio com precisão de 75°C. Esse termômetro dá melhores resultados para anfibólios com números de cátions de Si entre 5.9 e 7.5 e de Ca entre 1.0 e 1.9 e que coexista com plagioclásio com $Ab < 92\%$. Schmidt (1992)

representa a correlação linear entre Al^T e a pressão com a equação $P(\pm 0.6 \text{ kb}) = -3.01 + 4.76 Al^T$ em rochas ígneas.

Os dados analíticos dos anfibólios do afloramento IL-13 lançados nessa equação revelaram os valores mostrados na Tabela 7.7, cuja média das pressões obtidas foi de 7.53 Kb. Como os leucossomas representam o produto da cristalização de massas fundidas de composição granítica foi aplicado o geobarômetro de Schmidt (1992) com os dados dos anfibólios da amostra 13L1. Os valores de pressão mostrado na Tabela 7.7, estão coerente com o valor obtido por Luiz-Silva (2000), mas bem mais elevado do que os valores de pressão apresentados por Peta (1995).

Tabela 7.7 – Tabela com os dados de pressão calculados pelo geobarômetro de Al^T (Schmidt, 1992) em hornblenda da amostra do leucossoma do afloramento IL-13L.

Pressão = $-3.01 + 4.76 (Al^T)_{Hb}$	Pressão (kb)
$P = -3.01 + 4.76 \times 2.259$	$7.74 \pm 0.6 \text{ kb}$
$P = -3.01 + 4.76 \times 2.214$	$7.52 \pm 0.6 \text{ kb}$
$P = -3.01 + 4.76 \times 2.186$	$7.40 \pm 0.6 \text{ kb}$
$P = -3.01 + 4.76 \times 2.198$	$7.45 \pm 0.6 \text{ kb}$
	Média = $7.53 \pm 0.6 \text{ kb}$

Os cálculos realizados, com a equação de Blundy & Holland (1990), em dois cristais de anfibólios e dois de plagioclásio do leucossoma do afloramento IL-13 deram resultados de temperaturas para uma pressão de 7.53 kb com valores de 1030 °K correspondendo a 757°C e 1019 °K igual a 746°C.

Watson e Harrison (1984) estabeleceram um geotermômetro com base na saturação de zircão em líquidos crustais anatóticos. Segundo esses autores a saturação de zircão em massa fundida é uma função da temperatura, com isso determinaram isothermas usando a relação da concentração de Zr (ppm) na rocha vs a relação catiônica $(Na + K + 2Ca/Al \times Si)$. Watson (1987) usando essa relação formulou a equação: $T(^{\circ}C) = -273 + (12900/17.18 - \ln Zr)$ para determinar a temperatura de cristalização em função da saturação de Zr na rocha.

Com a equação de Watson (1987) foram obtidos os valores de temperatura do afloramento IL-13 mostrados na Tabela 7.8. Os valores de temperaturas do paleossoma (13e)

de 810°C foi bem superior aos das amostras da massa fundida (leucossoma com $\pm 15\%$ de restitos de biotita 13g) e o leucossoma 13b) com valores de temperaturas de 721°C e 618°C respectivamente. Estes valores são compatíveis com fusão anatética saturada. Nota-se que o valor da rocha total (13I) de 765°C ficou entre os valores do paleossoma e dos leucossomas, caracterizando um valor misto.

Tabela 7.8 – Tabela com os dados de temperatura calculados pela saturação de zircônio segundo Watson (1988).

Amostra	Zr (ppm)	Temperatura (°C)
IL-13e	194.5	810
IL-13b	15	618
IL-13g	67.1	721
IL-13I	116	765

Em função dos valores de pressão e temperatura obtidos com o uso de diferentes geotermobarômetros, os dados de mesonormas e químicos de feldspatos foram lançados nos diagramas com isotermas de Winkler (1977) para pressões d'água de 5 e 7 Kb (Fig. 7.3) e de Fuhrman & Lindsley (1988) para uma pressão de 8 Kb (Fig. 7.4). Nos diagramas de Winkler (1977), para uma pressão de 5 Kb as amostras caem entre as isotermas de 670 e 700°C no Diagrama Quartzo (Qz), Albita (Ab) e Ortoclásio (Or) (Fig. 7.3A). No diagrama Anortita (An), Albita (Ab) e Ortoclásio (Or) os pontos das amostras caem principalmente sobre a isoterma de 700°C. As amostras do leucossoma com 20% de restitos de biotita (13g) que caiu entre as isotermas de 655°C e 670°C (Fig. 7.3B). Para uma pressão d'água de 7 Kb a amostra da rocha total (13I) e do leucossoma (13g) caíram entre as isotermas de 655°C e 670°C e do paleossoma (13e) e dos leucossomas (13b e 13a) caíram entre as isotermas de 670°C e 685°C no diagrama Quartzo (Qz), Albita (Ab) e Ortoclásio (Or) (Fig. 7.3C). Para o caso do diagrama Anortita (An), Albita (Ab) e Ortoclásio (Or) (Fig. 7.3D) a amostras do leucossoma com 20% de restito de biotita caiu entre as isotermas de 655°C e 670°C e as demais amostras caíram acima da isoterma de 670°C. No caso do diagrama com as isotermas de Fuhrman & Lindsley (1988) os resultados de anortita (An), Albita (Ab) e Ortoclásio (Or) de quatro cristais de microclínios recalculados para uma pressão de 8 Kb caem sobre a isoterma de 700°C (vértice do ortoclásio). Usando-se os valores das composições molares do plagioclásio os pontos de paleossoma e leucossoma caem sobre a isoterma de 600°C (Fig. 7.4).

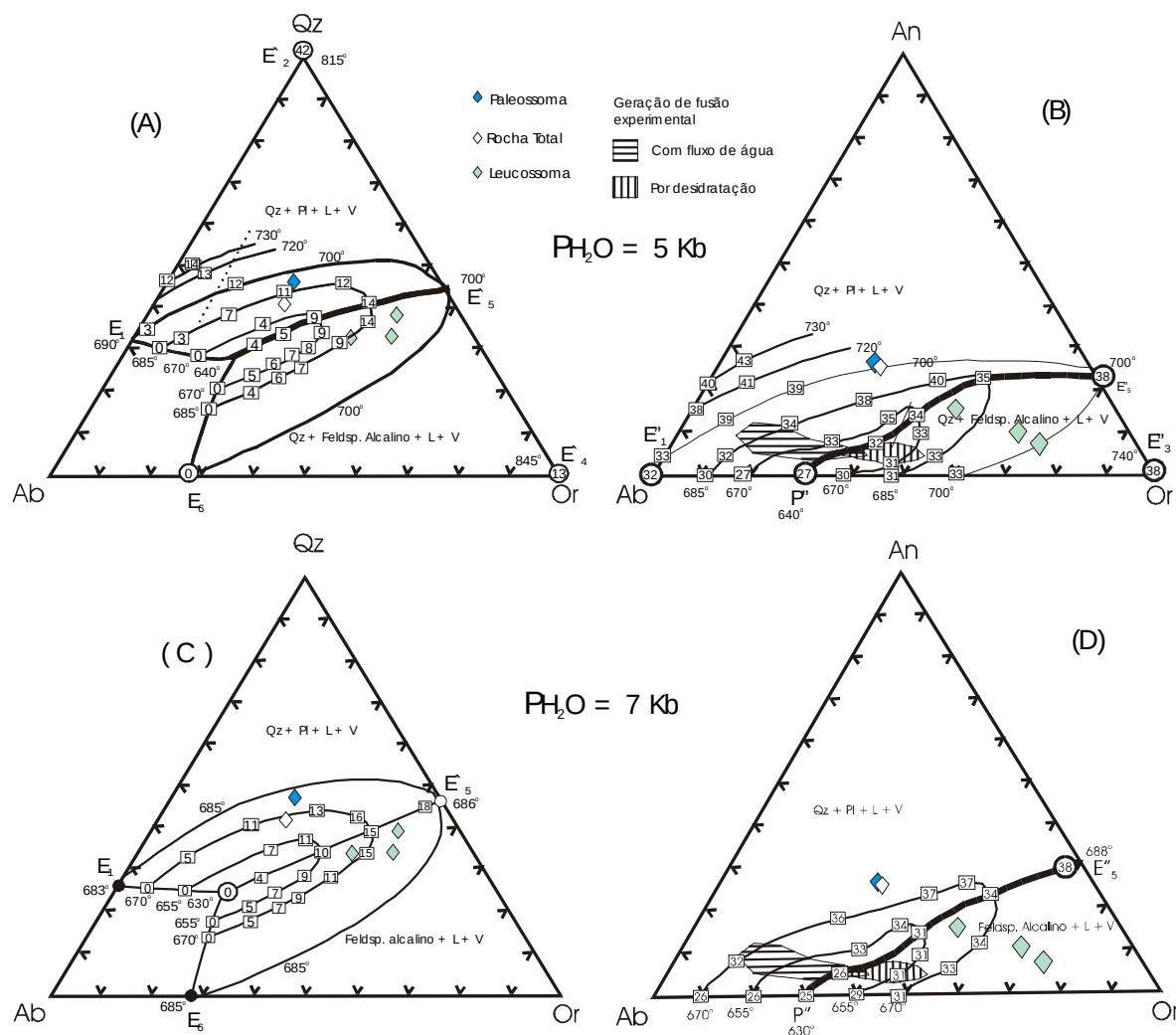


Figura 7.3 – Amostras do afloramento IL-13 lançadas nos diagramas com a projeção da linha cotética P-E₅ e isothermas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-H₂O. (A) e (B) para pressão d'água de 5 Kb e (C) e (D) para pressão d'água de 7 Kb (adaptado de Winkler, 1977). Os valores sobre as isothermas das Figuras A e C representam as projeções dos teores de anortita e nas Figuras B e D as projeções dos teores de quartzo.

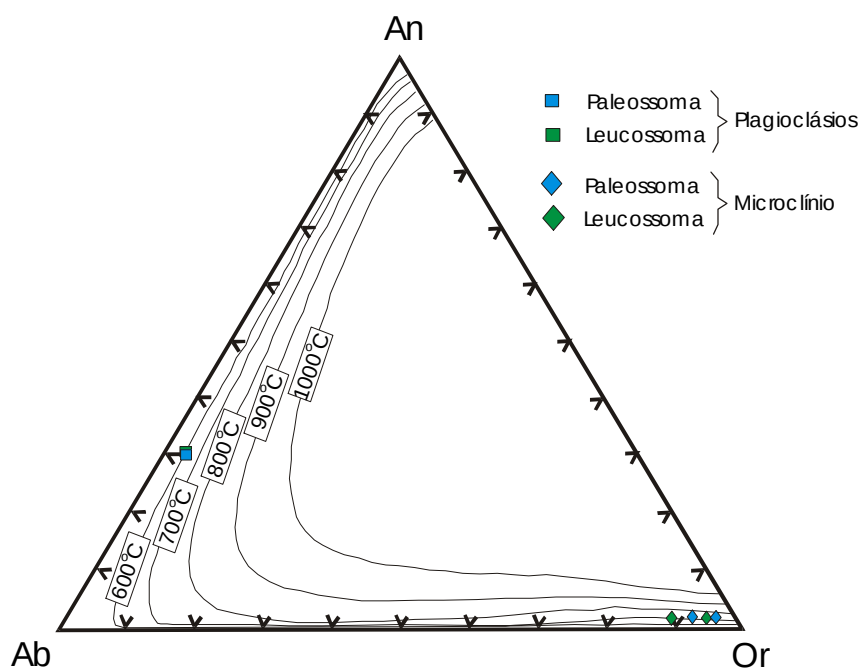


Figura 7.4 – Dados de Albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) em % molares de plagioclásios e microclínios do afloramento IL-13 lançados no Diagrama ternário de feldspatos com as isotermas calculadas para uma pressão de 8 Kb usando o modelo de atividade de Fuhrman & Lindsley (1988).

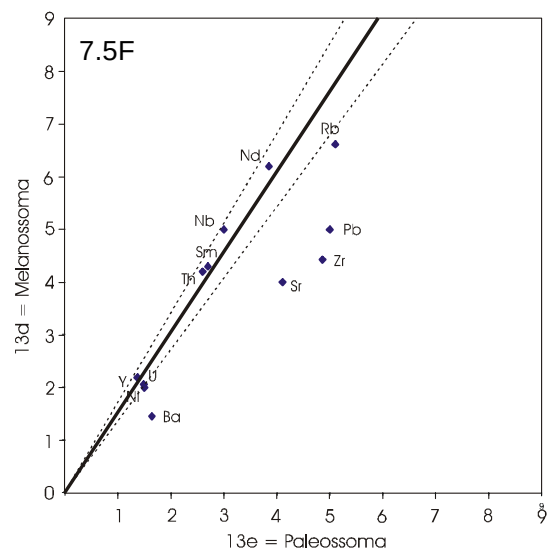
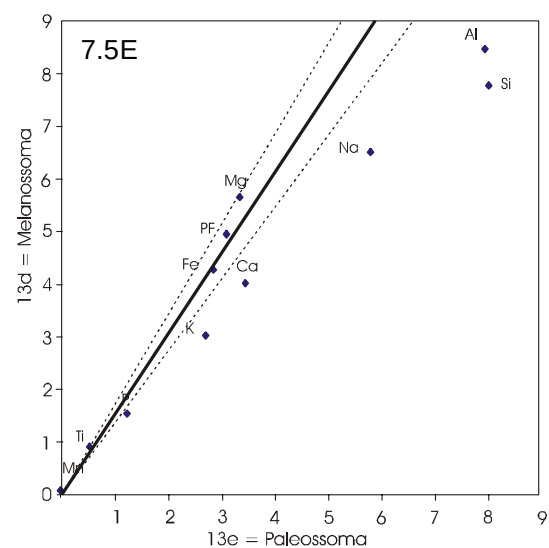
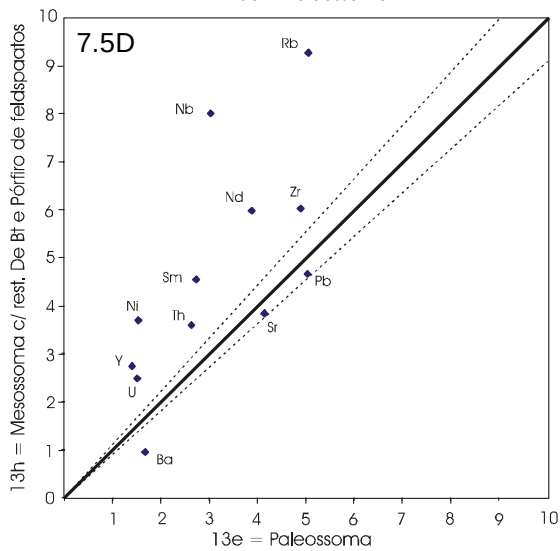
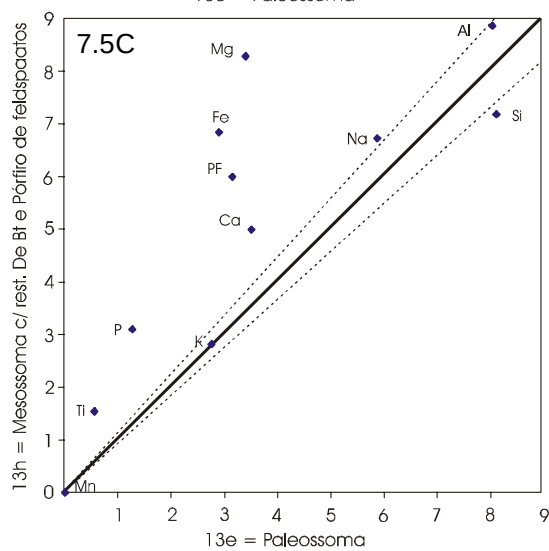
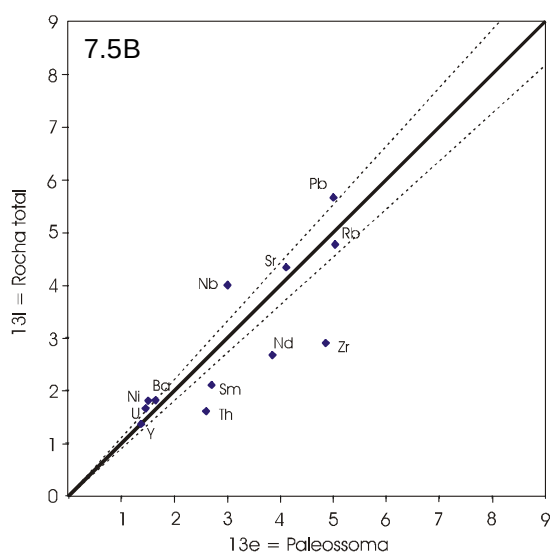
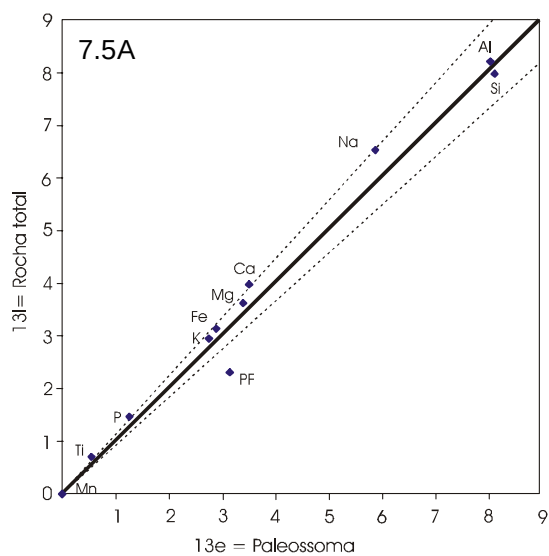
7.4. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TERRA RARAS (ETRs)

7.4.1 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS DO AFLORAMENTO IL-13.

As amostras usadas para confecção dos gráficos isocon foram do paleossoma (13e), melanossoma (13d) dos leucossomas (13a e 13b), do leucossoma com aproximadamente 15% de restitos de biotita (13g), do mesossoma com restitos de biotita e pórfiros de feldspatos (13h) e da rocha total formada pelo conjunto 75% de paleossoma + 5% de melanossoma + 20% de leucossoma (13I). A amostra 13h foi denominada de mesossoma, segundo classificação de Wimmnenauer & Mryhni (2002) por apresentar uma cor intermediária entre o melanossoma e o leucossoma, sendo diferente do paleossoma. Os dados analíticos de elementos maiores e traços estão nas Tabelas 05A e 05B no APÊNDICE D.

Nos Diagramas envolvendo o paleossoma vs a mistura de paleossoma + melanossoma + leucossoma (rocha total) e do paleossoma vs mesossoma com restitos de biotita e pórfiros de feldspatos (Figs. 7.5A, 7.5B, 7.5C e 7.5D), optou-se por escolher a reta de 45° como a melhor isocon. Para o caso dos Diagramas do paleossoma vs melanossoma (Figs 7.5E e 7.5F) e do paleossoma vs leucossoma com 15% de restitos de biotita, optou-se por traçar as retas isocon passando pelo Fe e Mg, pelo fato da biotita ser ferromagnésiana e o principal mineral refratário nas duas amostras, entende-se que estes elementos se comportaram como imóveis durante o processo de migmatização.

Para os casos que envolvem o paleossoma com os leucossomas (Figs. 7.5I, 7.5J, 7.5L e 7.5M), optou-se por traçar a reta isocon passando pelo elemento alumínio. Essa escolha se deu principalmente por critério petrográfico, pelo fato da composição do paleossoma com relação aos leucossomas apresentar um decréscimo no teor de biotita e acréscimo no teor de microclínio que são minerais aluminosos, sugerindo que o alumínio da quebra do primeiro foi fixado na formação do último (ver Tabelas 7.1 e 7.2).



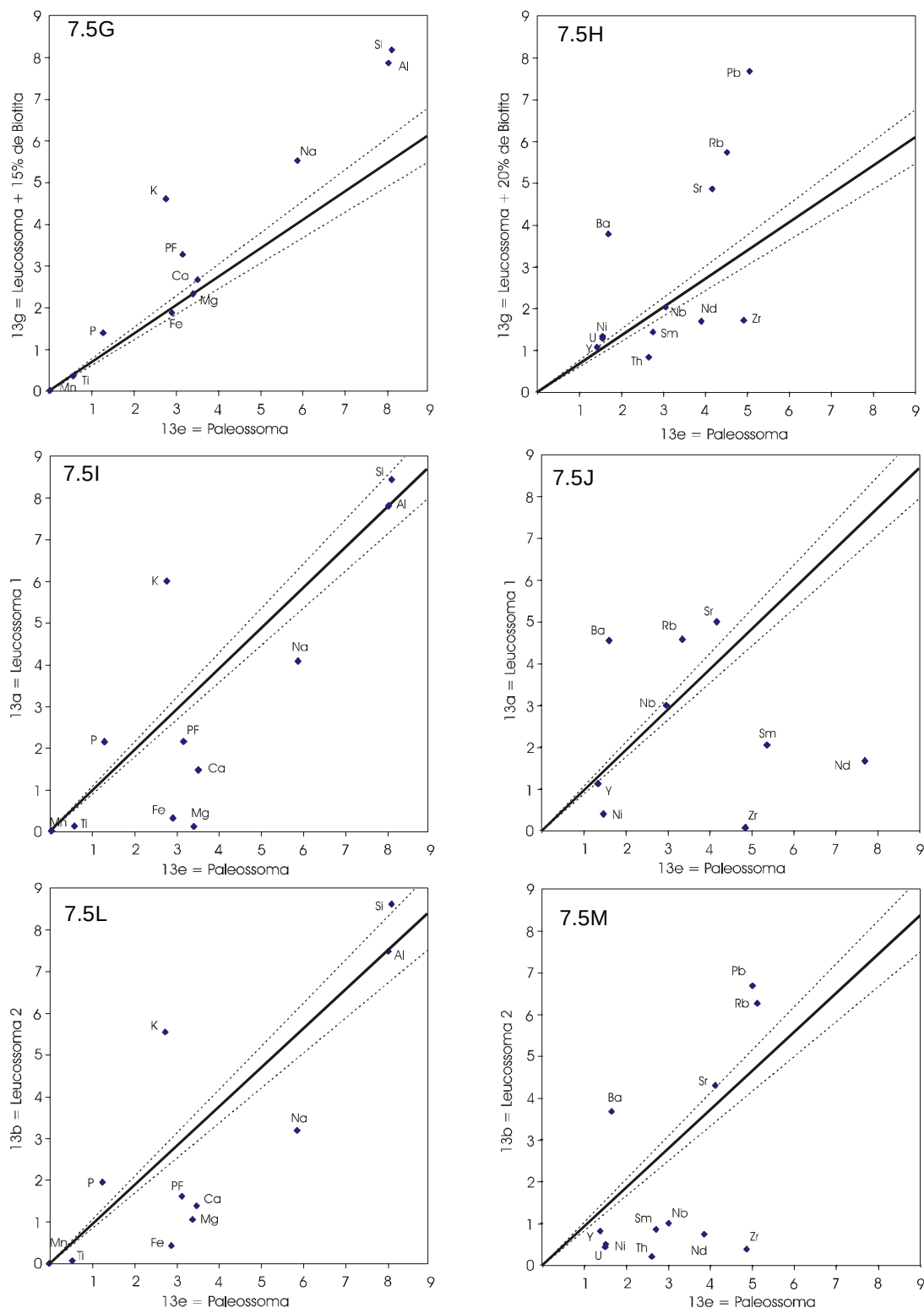


Figura 7.5 – Diagramas isocon do paleossoma (13e) com as amostras de rocha total (13I) = paleossoma + melanossoma + leucossoma (75.A e 7.5B). Paleossoma (13e) com a amostra (13h) mesossoma (7.5C e 7.5D). Paleossoma (13e) com (13d) melanossoma (7.5E e 7.5F). Paleossoma (13e) com a amostra (13g) leucossoma (7.5G e 7.5H). Paleossoma (13e) com (13b) leucossoma (7.5I e 7.5J). Paleossoma (13e) com (13a) leucossoma (7.5L e 7.5M).

Na comparação da amostra de paleossoma (13e) com a amostra do conjunto formado pelo paleossoma + melanossoma + leucossoma (13I) denominada de rocha total (Figs 7.5A e 7.5B) os elementos maiores que se comportaram como imóveis foram: Si, Al, Fe, Mg, K e Na. O elemento Ca também pode ser considerado elemento imóvel por ficar muito próximo ao limite da faixa de erro. Com ganho de massa aparece os elementos: Ti, P, com valores entre 12% e 15%. Com perda de massa temos apenas os voláteis representados pela perda ao fogo (PF). Na Figura 7.5B, com os elementos traços, os imóveis são o Y, U, Ba, Sr e Rb. O Ni e o Pb caem na região de ganho de massa, mas muito próximo ao limite da faixa de erro. Com ganho de massa aparece o Ni (20%) o Nb (32%). Com perda de massa temos o Sm (22%), Nd (30%), Th (37%) e Zr (40%).

A isocon do paleossoma (IL-13e) com a amostra do mesossoma com restitos de biotita e pórfiros de feldspatos (IL-13h). No diagrama com os elementos maiores (Fig. 7.5C) o Al e o K permaneceram imóveis. O Na e o Si apresentam um ganho e perda de massa respectivamente de 12% ficando próximos aos limites da faixa de erro. Com ganho de massa aparecem o Ca (41%), Fe (135%) P (135%), Mg (145%), Ti (165%) e os voláteis com 95%. Já os elementos traços (Fig. 7.5D), apenas o Sr e o Pb caem na região de imobilidade. Com ganho de massa temos a maioria dos elementos, com o Zr (25%), Th (38%), Nd (52%), U (60%), Sm (70%), Rb (85%), Y (100%), Ni (150%) e o Nb (170%). Com perda de massa aparece apenas o Ba com 42%).

No diagrama isocon do paleossoma (IL-13e) com o melanossoma (IL-13d), o gráfico com os elementos maiores (Fig. 7.5E) o Ti, Fe e Mg, e os voláteis (PF) são imóveis. Os demais elementos perderam massa, o P (15%), Ca (22%), Na (26%), K (27%), Al (30%) e Si (36%). O gráfico com os elementos traços (Fig. 7.5F) os imóveis são o Y, U, Th, Sm, Nb, Nd e Ni. Os demais caem na região de perda de massa, o Rb (15%), Pb (35%), Sr (36%), Zr (40%) e o Ba (41%).

No caso do paleossoma (13e) com o leucossoma com 15% de restitos de biotita (13g) com a reta isocon definida com os elementos Fe e Mg, os elementos maiores que permaneceram imóveis foram o Ti e Ca (Fig. 7.5G). Os elementos com ganho de massa foram o Na (38%), Al (43%), Si (48%), P (55%), K (145%) e os voláteis (51%). Com relação aos elementos traços (Fig. 7.5H) apenas o Nb e o Y caíram na faixa dos imóveis. Os elementos que caem na região de ganho de massa são o U (19%), Ni (29%), Sr (70%), Rb (88%), Pb (125%) e Ba (235%). Com perda de massa temos os elementos Sm (20%), Nd (34%), Zr (49%), e Th (52%).

Nos diagramas do paleossoma com os leucossomas 13a e 13b optou-se por definir a reta isocon passando pelo elemento Al, já que os estudos petrográficos mostraram que ocorrem uma correlação inversa entre os minerais biotita e microclínio na comparação das composições do paleossoma com os leucossoma. Essa observação somada baixa mobilidade do Al frente a eventos geológicos foi determinante para considerá-lo imóvel.

Na comparação do paleossoma 13e com o leucossoma 13a, os elementos maiores, de uma forma geral, mostram variação de massa (Fig. 7.5I). Com ganho de massa aparece o P (75%) e K (126%). Já com perda de massa tem-se os voláteis (PF com 30%), o Na (28%), Ca (56%), Ti (75%), Fe (90%) e Mg (96%). Com relação aos elementos traços (Fig. 7.5J), apenas o Nb caiu na faixa de imobilidade. Na região de ganho de massa estão o Sr (25%), Rb (40%) e Ba (184%). Já com perda de massa tem-se o Y (14%), Sm (61%), Nd (76%), Ni (77%), e Zr (99%).

Na comparação do paleossoma 13e com o leucossoma 13b, com relação aos elementos maiores (Fig. 7.5L), os com ganho de massa são o Si (14%), P (69%) e K (122%). Os elementos com perda de massa foram os voláteis representados pela PF (45%), Na (42%), Mg (66%), Fe (84%), Ti (85%) e Ca (95%). Com relação aos elementos traços (Fig. 7.5M), nenhum elemento caiu na região de imobilidade, o Sr com ganho de massa (11%) caiu muito próximo ao limite da faixa de imobilidade, Rb (32%), Pb (42%) e Ba (184%) foram os outros elementos com ganho de massa. Com perda de massa tem-se o Y (36%), Ni (61%), Nb (64%), Sm (65%), U (68%), Nd (79%) e os elementos Th e Zr (90%).

Os diagramas com o paleossoma comparado com a amostra do conjunto formado por 75% de paleossoma + 5% de melanossoma + 20% de leucossoma (Figs. 7.5A e 7.5B) mostram que, com exceção do Ti, P e os voláteis, todos os elementos maiores se comportaram como imóveis. A maioria dos elementos traços também não foram mobilizados. O Sm, Nd, Zr e Th perderam massa e Nb e Pb ganharam massa.

A fixação de Mn, Ti, Fe e Mg na formação do mesossoma com restitos de biotita e pórfiros de feldspatos e do melanossoma é compatível com as observações petrográficas que mostra um enriquecimento de biotita comparado ao paleossoma, isso se deve a empobrecimento em quartzo e microclínio que foram as fases que participaram da formação do leucossoma, o que é confirmado na Figura 7.5E, que mostra a perda principalmente de K, Ca e Na. Já no caso das Figuras 7.5C e 7.5D, considerando a reta isocon com inclinação de 45°, com exceção do K e Al, todos os elementos se mobilizaram, indicando que essa amostra de mesossoma teve sua composição química muito modificada comparada ao paleossoma.

Com relação aos elementos traços, Rb e Sr não apresentam comportamentos semelhantes ao K e o Ca que no ciclo geoquímico são pares de elementos afins. No caso da Figura 7.5F, O Rb e o Sr tiveram perdas de massa superior a perda de massa de K e Ca respectivamente. Sm e Nd, nesse caso, não se mobilizaram e U e Pb tiveram comportamentos contrários.

Nos diagramas de paleossoma com as amostras de leucossomas, no caso das Figuras 7.5G e 7.5H com a reta isocon passando pelos pontos dos elementos Fe e Mg mostra que os demais elementos maiores ganharam massa. Os elementos traços Rb e Sr ganharam massa e Sm e Nd perderam massa. O U apresenta um pequeno ganho de massa, enquanto que o Pb apresenta um ganho de massa expressivo. Nos diagramas do paleossoma com os leucossomas 13a e 13b os elementos maiores e traços mostram comportamentos similares, com apenas o K e P com ganho de massa, enquanto que os demais, com exceção do Al e Si, tiveram perda de massa. Com relação aos elementos traços, o Sr mostra comportamento contrário ao do Ca, enquanto que o Rb, apresenta mesmo comportamento do K, mas com ganho de massa inferior. U e Pb, no caso dos leucossomas 13g e 13b mostram comportamento contrário, com ganho de massa no primeiro caso e perda de massa no segundo.

Pelo que se observou nos estudos de mobilidade química integrada com as observações petrográficas o comportamento do Rb parece relacionado principalmente ao enriquecimento em biotita e plagioclásios no caso da comparação do paleossoma com o mesossoma (13h) e com o melanossoma (13d). Já o U, Pb e Th estão relacionados ao comportamento do zircão e Sm e Nd ao comportamento da biotita, feldspatos e aos minerais acessórios apatita, epidoto e allanita, que no caso do melanossoma tiveram aumento nos teores. No melanossoma, apesar da perda de feldspato-K proporcionando perda de Sr e Nd, ocorre enriquecimento em biotita e epidoto sendo mantido Sm e Nd.

Com relação a comparação do paleossoma com as amostras do leucossoma, os elementos traços Rb e Sr mostraram comportamentos semelhantes, porém com ganho de maior quantidade de massa no caso do leucossoma com 15% de biotita (13g). Quanto ao Sm e o Nd ambos perdem massa proporcionalmente a perda nos teores de biotita, epidoto e zircão.

7.4.2 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS NO COMPLEXO CAICÓ

As amostras usadas para confecção do Diagrama de ETRs normalizados pelo condrito 1 foram do paleossoma (13e), melanossoma (13d) do leucossoma (13b), do leucossoma com aproximadamente 15% de restitos de biotita (13g), do mesossoma com restitos de biotita e pórfiros de feldspatos (13H) e da rocha total formada pelo conjunto de 75% de paleossoma + 5% de melanossoma + 20% de leucossoma (13I). Os dados analíticos de elementos terras raras estão na Tabela 06 do APÊNDICE D.

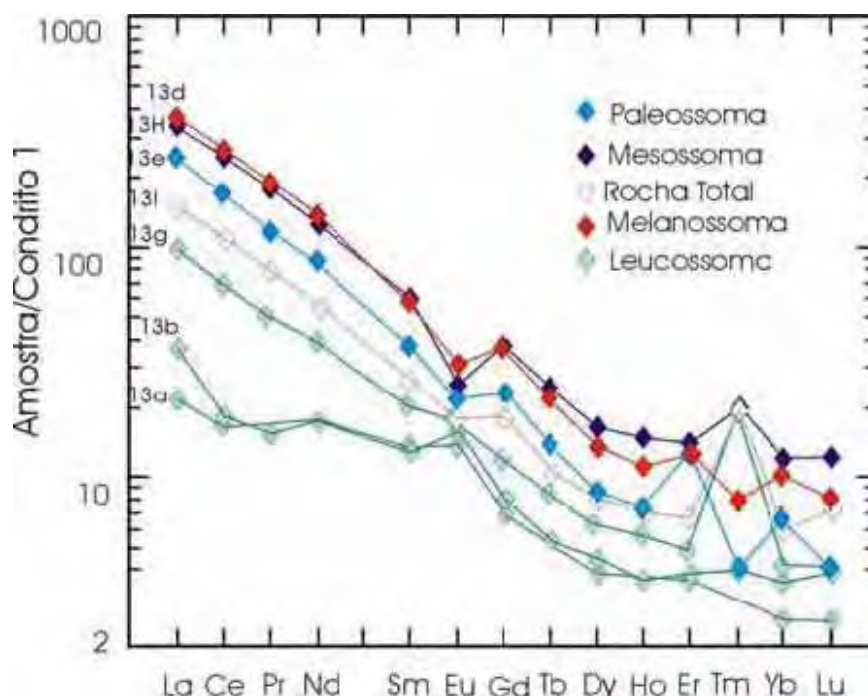


Figura 7.6 – Dados dos elementos terras raras (ETRs) do afloramento IL-13 normalizados pelo condrito 1 de Boynton (1984)..

O diagrama da Figura 7.6 mostra que as amostras do melanossoma (13d), do mesossoma (13h) do paleossoma (13e) e do conjunto paleossoma + melanossoma + leucossoma (rocha total = 13i) apresentam concentrações em ETRs sensivelmente mais elevadas do que as amostras dos leucossomas, principalmente em ETRs leves. As amostras de leucossoma com 15% de restitos de biotita, rocha total, paleossoma, mesossoma + neossoma e do melanossoma apresentam padrões similares com empobrecimento progressivo em ETRs pesados. Uma particularidade nos padrões dessas amostras é uma forma de “cela” apresentado

pelos ETRs médios (entre o Gd e Er) e uma acentuada anomalia positiva em Tm apresentada pelas amostras 13g, 13e e 13h. Com relação ao Eu, o conjunto de amostras do leucossoma apresentam anomalia positiva, sendo que é menos pronunciada no leucossoma com 15% de restitos de biotita (13g). No conjunto formado pela rocha total (13I), paleossoma (13e), mesossoma (13h) e melanossoma (13d) a anomalia de Eu é negativa sendo que nas duas primeiras é menos pronunciada. No geral esse último conjunto apresentam padrões típicos de rochas fracionadas e com mesma inclinação. Já as amostras de leucossomas (13a e 13b) apresenta um padrão menos fracionado nos ETRs leves com forma horizontalizada e os ETRs pesados apresentam padrões similares aos de todas as amostras.

Alguns dos fatores que podem influenciar no comportamento de elementos terras raras foi discutido no Capítulo 4, seção 4.2.5. Vimos que algumas fases minerais essenciais e acessórias podem exercer funções importantes na concentração e padrões de ETRs das rochas (Fig. 4.7). Os estudos petrográficos mostraram que em todas as amostras temos como fase acessórias a titanita, apatita, e zircão, nas amostras de paleossoma (13e) e melanossoma (13d) também temos teores significativos de epidoto, allanita e titanita (veja Tabela 7.2) principalmente na segunda amostra. A hornblenda, que pode desempenhar papel importante no padrão de ETRs, só foi identificada na amostra do leucossoma (13a) e nas amostras de xenólitos que não foram utilizadas nesse estudo.

As maiores concentrações em ETRs nas amostras de paleossoma, melanossoma, mesossoma devem estar relacionadas a maior concentração nos minerais ferromagnesianos como a biotita e nos acessórios epidoto, zircão e allanita nestas amostras, que são fases ricas em ETRs pesados e ETRs leves respectivamente. O enriquecimento em ETRs leves com relação aos ETRs pesados pode estar relacionado a retenção da maior parte de granada e zircão na fonte do magma gerador dessas rochas. O epidoto, que está presente em teores significativos nas amostras do paleossoma, mesossoma, rocha total e principalmente no melanossoma, é um mineral que pode concentrar muito ETRs sobretudo os leves, sendo mais um responsável pelo enriquecimento destas amostras com relação as amostras do leucossoma. Entre as amostras do leucossoma, a 13g apresenta maiores concentrações em ETRs, isso se deve aos 15% de restitos de biotita que concentra muito mais ETRs do que os feldspatos que são os minerais com maiores teores juntamente com o quartzo, nas amostras dos leucossoma (13a e 13b).

O aumento de feldspatos nas amostras de leucossoma (13a e 13b) também é responsável pela anomalia positiva de Eu. A hornblenda, ao contrário dos feldspatos, provoca

anomalia negativa de Eu nas massas fundidas. A saída de hornblenda simultânea a de plagioclásio em igual volume não desenvolve anomalia de Eu. Outro mineral que apresenta um padrão com uma fraca anomalia negativa em Eu é a biotita. A anomalia positiva fraca na amostra 13g pode estar relacionada a presença dos restitos de biotita e/ou a saída de hornblenda em menor proporção a dos feldspatos. O empobrecimento em ETRs leves observado no leucossoma deve estar relacionado ao aumento de apatita nessas rochas. No afloramento IL-13, os padrões variados com relação ao ETR refletem as mudanças mineralógicas entre paleossoma, melanossoma e leucossoma, com a biotita e o plagioclásio sendo as fases essenciais com maiores influências e as fases acessórias com maiores influências foram: zircão, epidoto, allanita, titanita e apatita.

Os diagramas com os pontos analíticos dos elementos traços La vs Ce (Fig. 7.7A) e Yb vs Lu (Fig. 7.7B) mostram uma tendência para definir uma reta passando pela origem, mesmo que no diagrama do Yb vs Lu não ocorra um bom alinhamento dos pontos. Esses comportamentos são sugestivos da atuação de processos de fusão parcial ou cristalização fracionada para essas amostras. O padrão geral destas amostras, com exceção das amostras de leucossomas (13a e 13b) é similar ao padrão de fusão fracionada apresentado por Chavagnac et al. (1999). Estas observações sugerem que as amostras do afloramento IL-13 sejam cogenéticas.

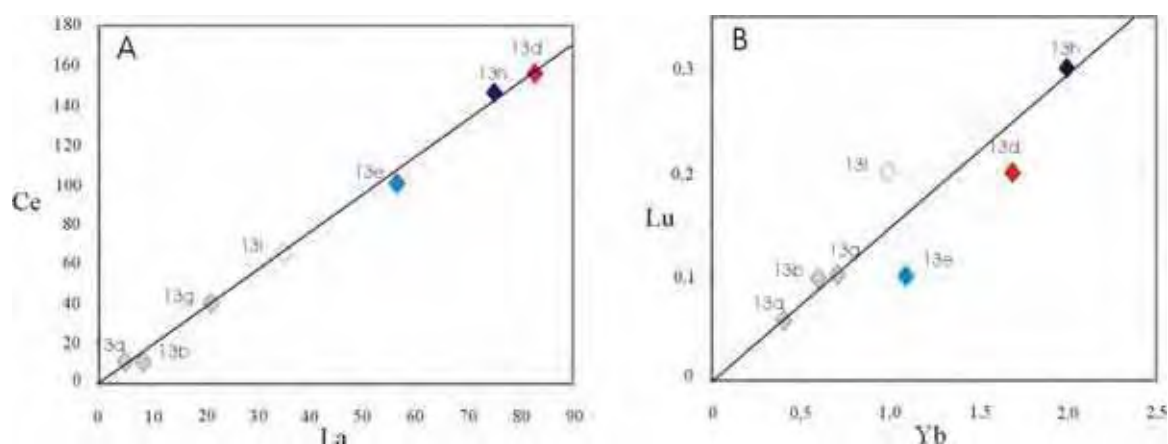


Figura 7.7 – Diagramas de variação de elementos terras raras com Kd semelhantes. (A) Diagrama La vs Ce e (B) Yb vs Lu foram adaptados de Koester, et al. (2001).

7.4.3 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

7.4.3.1 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Rb-Sr e Sm-Nd

As análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd foram realizadas nas amostras de paleossoma (13e), rocha total (13I), melanossoma (13d), mesossoma com restitos de biotita e fenocristais de feldspatos (13h), leucossoma + 15% de restitos de biotita e nos leucossomas (13a e 13b). Os dados de análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd são mostrados nas Tabelas 7.9 e 7.10.

Tabela 7.9 – Dados isotópicos de Rb-Sr das amostras do afloramento IL-13. Erro das análises de 2-sigmas.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$T_{\text{DM}}\text{Sr}(\text{Ga})$
13a	137.64	400.00	0.344	0.9957	0.73023	2.05
13b	127.88	347.00	0.369	1.0657	0.73191	2.02
13d	131.52	324.67	0.405	1.1722	0.73129	1.80
13e	101.38	336.00	0.301	0.8724	0.72932	2.27
13g	117.96	395.72	0.298	0.8626	0.72670	2.08
13h	185.75	316.11	0.588	1.7004	0.73643	1.44
13I	96.69	353.00	0.274	0.7925	0.72791	2.39

Tabela 7.10 – Dados isotópicos de Sm-Nd das amostras do afloramento IL-13. Erro das análises de $\pm 2\sigma$ para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(2.15\text{Ga})}$	$T_{\text{DM1}}(\text{Ga})$	$T_{\text{DM2}}(\text{Ga})$	$F_{\text{Sm/Nd}}$
13a	2.05	8.31	0.247	0.1492	0.511959 (61)	-13	-0.2	2.56	2.42	-0.24
13b	1.87	7.87	0.238	0.1436	0.511797 (06)	-16	-1.8	2.72	2.54	-0.27
13d	8.92	61.88	0.144	0.0871	0.510978 (06)	-32	-2.3	2.48	2.56	-0.56
13e	5.40	38.66	0.139	0.0844	0.510970 (22)	-32	-1.7	2.44	2.52	-0.57
13g	2.88	16.84	0.171	0.1034	0.511170 (13)	-28	-3.0	2.58	-	-0.47
13h	8.88	55.77	0.159	0.0962	0.511114 (06)	-29	-2.1	2.50	-	-0.29
13I	4.15	25.68	0.162	0.0976	0.511109 (07)	-29	-2.6	2.53	-	-0.50

$T_{\text{DM2}} = 1/\lambda \ln\{1 + \{Nm - (Nc + (RT1 - RT2) \cdot (e^{\lambda t} - 1))/(Rm - RT1)\}\} - (\text{Eq-07})$, onde, $\lambda = 1.54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$, Nm é o valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual de DM1 = 0.513149; Nc é o valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual da amostra, RT2 é o valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ atual da amostra, RT1 é o valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ estimado, geralmente a média crustal que é 0.11 ± 0.01 e Rm é o valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de DM atual = 0.219 (Sato e Tassinari, 1997).

Os dados das Tabelas 7.9 e 7.10 foram utilizados para as confecções dos Gráficos Nd vs Sm/Nd (Fig. 7.8) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵ_{Nd} (Fig. 7.9). A Tabela 7.9 mostra que as razões Rb/Sr variaram entre 0.274 na rocha total (13I) à 0.588 na amostra do conjunto mesossoma + neossoma (13h). Os leucossomas (13a e 13b) apresentam razões Rb/Sr de 0.344 e 0.369, enquanto o leucossoma (13g) apresenta uma razão de 0.298 e o melanossoma (13d) 0.405. O paleossoma (13e) mostra uma razão 0.301. Segundo Hanson (1978) a razão Rb/Sr aumenta na massa fundida, mais em função da presença de plagioclásio do que na do feldspato potássico no resíduo, e decresce com a presença de biotita no resíduo. Os dados de composições de mesonormas e modais mostrados nas Tabelas 7.1 e 7.2 mostram aumento nos teores de microclínio nas amostras de leucossomas (13a e 13b) e no leucossoma (13g) ainda temos a presença de 20% de restitos de biotita justificando os valores de razões Rb/Sr mais baixas. As amostras com valores de razões Rb/Sr mais elevados (13d e 13h) são as que apresentam valores mais elevados de plagioclásio e menores valores de ortoclásio (Tab. 7.1).

Os dados isotópicos Sm-Nd (Tab. 7.10), ao contrário das razões Rb/Sr, mostram que as razões Sm-Nd são mais elevadas nas amostras de leucossomas e mais baixas nas amostras de paleossoma e melanossoma, porém as concentrações de Nd nos primeiros são mais baixas. Na Figura 7.8 fica evidente essa correlação negativa entre os valores das concentrações de Nd e as razões Sm/Nd das amostras de neossomas para a amostra do paleossoma. Essas observações, no geral, vão de encontro a teoria de que dentro de um processo de fusão parcial do manto a massa fundida tem concentrações de Nd e de Sm geralmente maiores e razão Sm/Nd mais baixa do que a rocha fonte (Sato e Tassinari, 1997) estes autores ainda citam que se o anfibólio for o principal mineral no resíduo essa regra não é mantida, e o Sm fica menos abundante com relação ao Nd pelo fato desse último ser um pouco mais incompatível. Os dados obtidos nessa pesquisa mostram que na fusão parcial de material crustal o Sm e do Nd são retidos na fonte (i.e, paleossoma e melanossoma), comportamento inverso do observado na fusão do manto.

As amostras do afloramento IL-13 que apresentam concentrações de Nd e Razões Sm/Nd mais elevadas do que o paleossoma (13e) são apenas as do mesossoma (13h) e de melanossoma (13d). As demais amostras (rocha total e leucossomas) tem concentrações mais baixas de Nd e razões Sm/Nd mais elevadas (Fig. 7.8). Nas seções delgadas desse afloramento observa-se que numa das amostras do leucossoma e nos xenólitos tem anfibólios, podendo ser esse mineral um dos responsáveis pelo comportamento do Sm e do Nd. Com relação ao leucossoma com 15% de restito de biotita (13g) e na amostra do conjunto paleossoma +

melanossoma + leucossoma (a rocha total 13I) as concentrações de Nd são ligeiramente mais elevadas e as razões Sm/Nd são mais baixas, isso pode estar relacionado a presença de biotita que tem esta característica. Já os leucossomas 13a e 13b, que tem teores desprezíveis de biotita, apresenta as concentrações de Nd mais baixas e razões Sm/Nd mais elevadas (Ver Tabela 2.2).

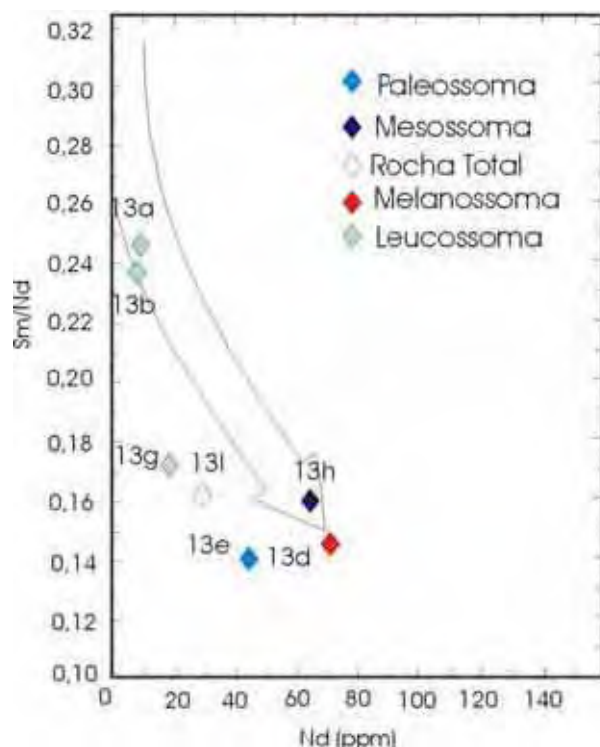


Figura 7.8 – Dados Nd vs Sm/Nd para as amostras do afloramento IL-13. Adaptado de Faure (1988).

No Gráfico de Dickin (1995) com os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e ϵ_{Nd} das amostras do afloramento IL-13 recalculados para a idade de cristalização em 2.2 Ga (Fig. 7.9A) mostra que o sistema isotópico Rb-Sr já tinha sido perturbado. Para os dados recalculados em 2.0 Ga (Fig. 7.9B), que corresponde a idade do primeiro evento regional Transamazônico, também ocorre um espalhamento nos valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e nota-se que as amostras 13H e 13D caem antes da linha que limita o valor da razão primordial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da terra. Com relação aos valores de ϵ_{Nd} não ocorrem uma grande variação nos valores. Em 0.6 Ga (idade do segundo evento regional Brasileiro) as amostras de leucossomas 13a e 13b apresentam valores de ϵ_{Nd} menos negativo do que as demais amostras, enquanto que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não apresentam grandes variações (Fig. 7.9C).

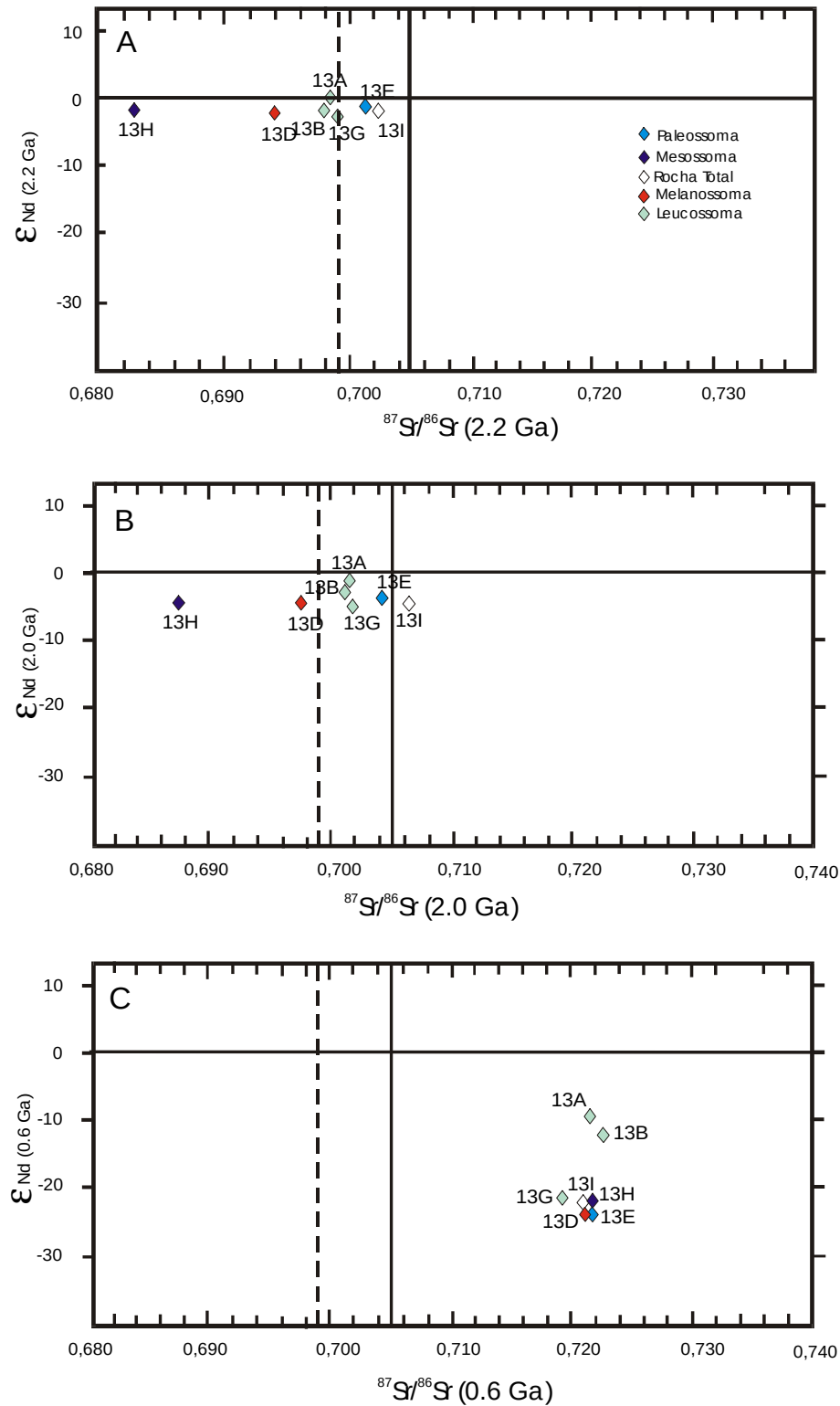


Figura 7.9 – Diagrama isotópico $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs ϵ_{Nd} das amostras do afloramento IL-13. (A) em $T = 2.0$ Ga. (B) em $T = 0.6$ Ga. (C) em $T = 0$. (Adaptado de Dickin, 1995). A linha tracejada representa a razão primordial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ da Terra ($= 0.699$).

No Diagrama T_{DM} vs $\epsilon_{Nd}(0)$ a distinção entre as amostras de leucossomas 13a e 13b das demais amostras fica bem caracterizada (Fig. 7.10). A diferença entre os valores de ϵ_{Nd} das amostras do leucossoma (13a e 13b) com relação aos valores das amostras do paleossoma, mesossoma, neossoma (rocha total), vão aumentando desde a idade de cristalização até a do último evento em 0.6 Ga. Os valores de ϵ_{Nd} em 2.2 Ga (idade de cristalização) mostra valor positivo apenas para a amostra de leucossoma 13a e os demais amostras mostram valores negativos baixos.

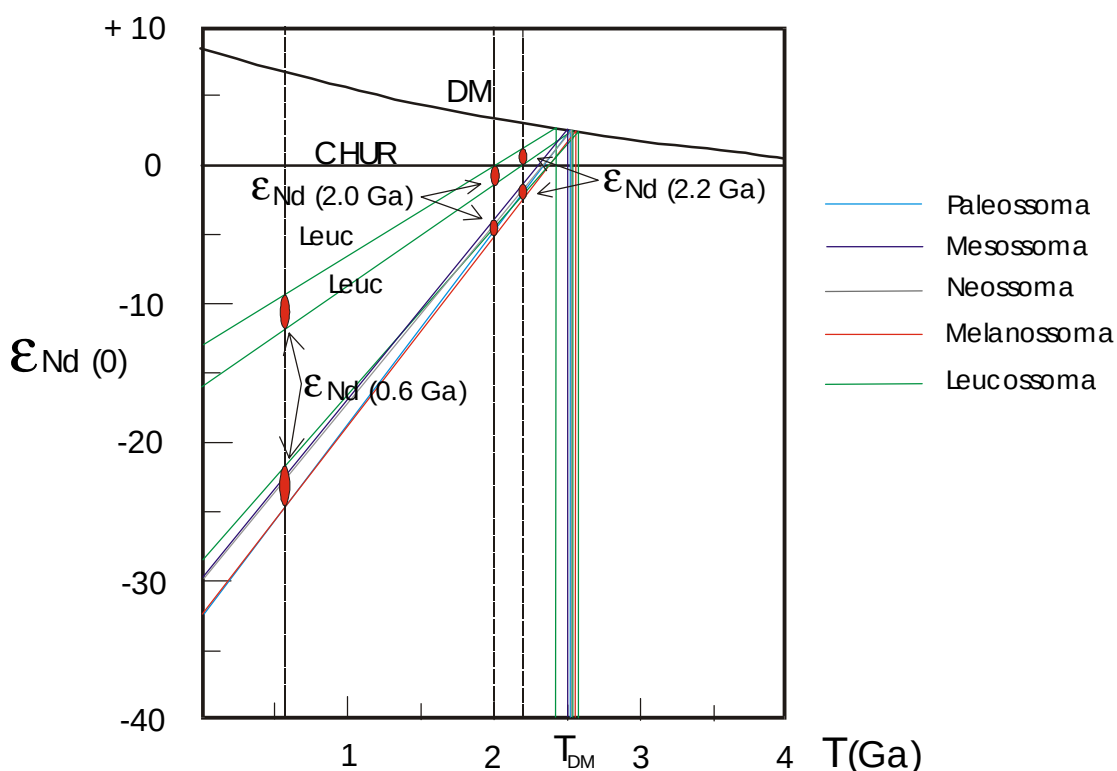


Figura 7.10 – Diagrama dos valores de T_{DM} vs $\epsilon_{Nd}(0)$ das amostras do afloramento IL-13. A linha descontínua em $t = 2.2$ Ga é o valor da idade de cristalização da rocha calculada pelo método U/Pb e em 2.0 Ga e 0.6 Ga são nos valores das idades dos dois principais eventos regionais.

O diagrama com os valores de $T_{DM}(Nd)$ vs $T_{DM}(Sr)$ das amostras do afloramento IL-13 (Fig. 7.11) mostra que a sistemática Sm-Nd apresenta idades T_{DM} mais elevadas e numa faixa mais restrita, o mesmo não ocorre com relação a sistemática Rb-Sr que apresentam valores de T_{DM} numa faixa de idades muito larga variando de 1.44 Ga (13H) a 2.39 Ga (13I).

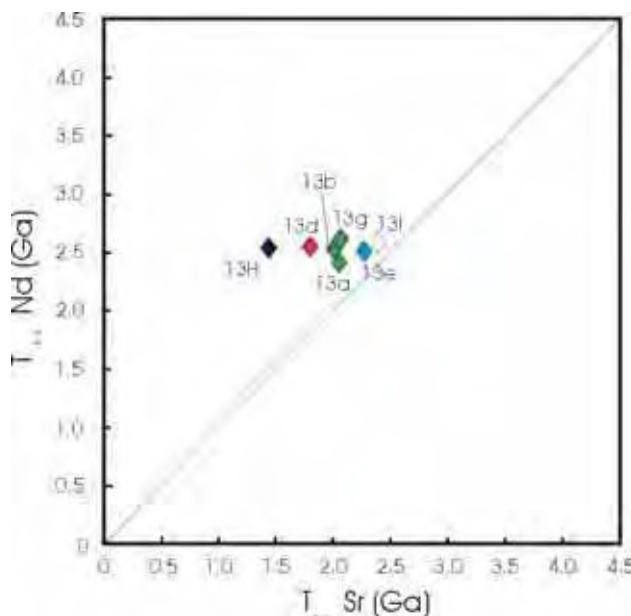


Figura 7.11 - Diagrama com os valores de idades modelos $T_{DM}Sr$ das amostras do afloramento IL-13 calculados a partir do modelo de manto empobrecido e de $T_{DM}Nd$ calculado depois de Goldstein et al. (1984).

Mesmo com as evidências de perturbações nas sistemáticas Rb-Sr e Sm-Nd foram construídos diagramas isocrônicos (Figuras 7.12 e 7.13). O diagrama com os dados Rb/Sr de todas as amostras dá uma idade de 623 ± 170 Ma e Ri de 0.7214 com MSWD de 308 bastante elevado (Fig. 7.12A). Com a exclusão da amostra 13b obtém-se uma idade de 629 ± 110 Ma e Ri de 0.7211 com MSWD de 98 ainda bastante elevado (Fig. 7.12B). O diagrama construído apenas com as amostras do paleossoma (13e) com a amostra do conjunto paleossoma + melanossoma + leucossoma (13I) definem um isócrona com idade de 1228 ± 10 Ma com Ri de 0.7139 (Fig. 7.12C), enquanto que o diagrama isocrônico só com as amostras de leucossomas (Fig. 7.12D) a idade é de 1790 ± 550 Ma com Ri de 0.7045 com MSWD igual a 6. Apesar de um valor não muito elevado do MSWD (o que caracteriza uma errócrona) a idade obtida nesse último diagrama é muito elevada pelo fato dos pontos não apresentar um bom espalhamento. O valor com todas as amostras (629 Ma) é compatível com a idade do

último evento regional (Brasiliano) e a idade com as amostras de rocha total com a do paleossoma são idades mistas não tendo significado geológico.

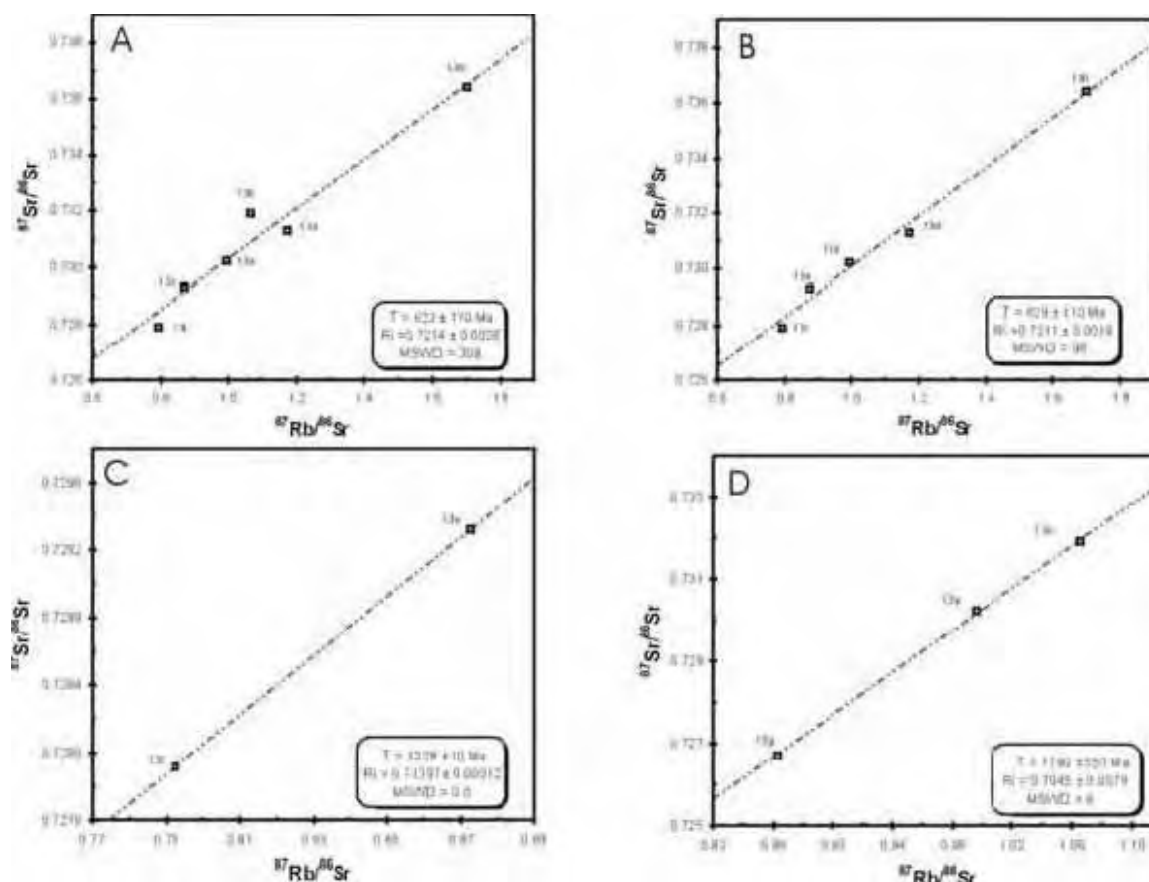


Figura 7.12 – Diagramas isocrônicos Rb/Sr das amostras do afloramento IL-13. (A) com todas as amostras. (B) Diagrama construído com a exclusão da amostra 13b. (C) Diagrama construído com as amostras do paleossoma (13e) e do conjunto paleossoma + melanossoma + leucossoma (13l). (D) Diagrama construído com as amostras de leucossomas.

Os diagramas isocrônicos com os dados Sm/Nd de todas as amostras fornece uma idade de 2305 ± 230 Ma com Ri de 0.50985 com MSWD de 2.3 (Fig. 7.13A). Com a exclusão da amostra 13a o a isócrona define uma idade de 2165 ± 160 Ma com Ri de 0.50973 com MSWD de 1.2 (Fig. 7.13B). Esse último valor é compatível com a idade de cristalização destas rochas obtidas com dados U/Pb em zircão.

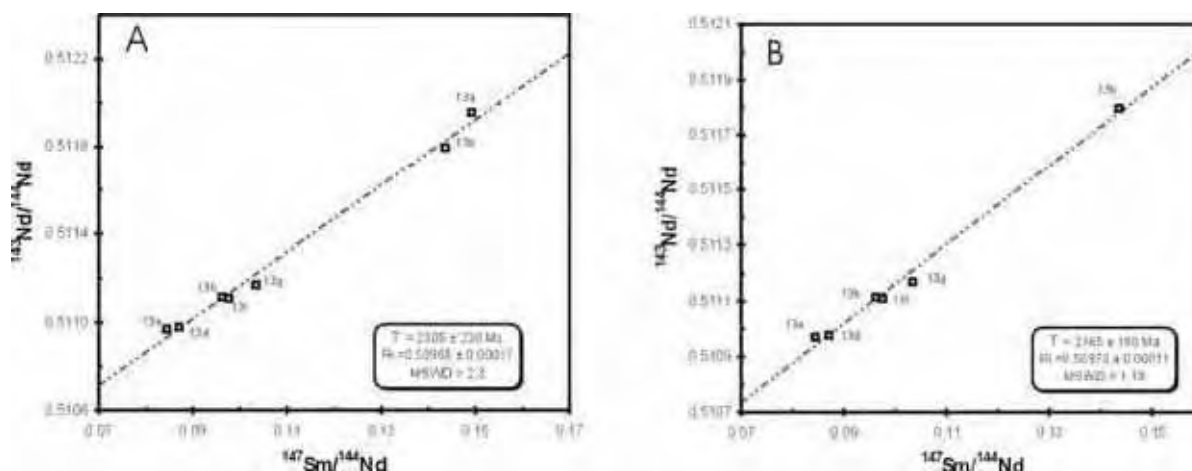


Figura 7.13 – Diagramas isocrônicos Sm/Nd das amostras do afloramento IL-13. (A) com todas as amostras. (B) Diagrama construído com a exclusão da amostra de leucossoma 13a.

7.4.3.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA U-Pb

Os zircões selecionados para análises isotópicas são das amostras do paleossoma (13E) e do leucossoma (13L) semelhante aos leucossomas 13a e 13b. Procurou-se analisar cristais da mesma fração magnética e com as mesmas características físicas para evitar análises de cristais de populações e/ou gerações diferentes. Da amostra do paleossoma foram analisados cinco cristais de cada fração magnética, eram cristais prismáticos com uma razão eixo maior/eixo menor de 3:1, de cor amarelo-mel com poucas inclusões e fraturas visíveis (Fig. 7.14C). Da amostra do leucossoma (13L) foram analisados quatro cristais de cada fração magnética, também eram cristais prismáticos com razão eixo maior/eixo menor variando de 3:1 e 2.5:1, de cor amarelo a amarelo escuro. Alguns cristais apresentavam poucas fraturas e inclusões visíveis (Fig. 7.15C). Os dados analíticos U-Pb são mostrados na Tabela 7.11.

Os dados analíticos mostrados na Tabela 7.11 foram obtidos pelo programa PbDATE. Estes dados foram lançados numa planilha Excel e posteriormente tratados no programa ISOPLOT para obtenção dos Diagramas concórdia das Figura 7.14 e 7.15.

Tabela 7.11 – Dados isotópicos U-Pb em zircões do afloramento IL-13 das frações magnéticas de zircões obtidas no separador magnéticos do tipo Frantz com uma corrente elétrica de 1.5 âmpères numa inclinação frontal fixa de 20°.

Sample Fraction	Size (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Radiogenic Ratios (Isoplot Data)													
				<u>Pb206</u>	<u>Pb207*</u>	±	<u>Pb206*</u>	±	Correl.	<u>Pb207*</u>	±	<u>Pb206*</u>	±	<u>Pb207*</u>	±	<u>Pb207*</u>	±
				Pb204 (obs.)	U235	2s (pct)	U238	2s (pct)	Coeff. (rho)	Pb206*	2s (pct)	U238 Age	2s (Ma)	U235 Age	2s (Ma)	Pb206* Age	2s (Ma)
Amostra 13																	
13E M(0)	0.380	472	177	1844	6.5462	0.51	0.34548	0.50	0.989	0.13742	0.0745	1913	10	2052.1	10	2195	2
13E M(1)	0.044	622	209	4284	6.0438	0.31	0.32370	0.31	0.992	0.13542	0.0368	1807.8	6	1982.2	6	2169.4	1
13E M(2)	0.028	632	191	2742	5.3531	0.69	0.28719	0.68	0.994	0.13519	0.0719	1627.4	11	1877.4	13	2166.4	2
13E M(3)	0.040	756	246	740	5.3246	0.45	0.29232	0.45	0.998	0.13211	0.0253	1653.1	7	1872.8	8	2126.2	1
13L M(0)	0.020	501	188	631	6.2767	0.28	0.33652	0.28	0.991	0.13528	0.0366	1869.9	5	2015.2	6	2167.6	1
13L M(1)	0.016	648	176	1466	4.6961	0.31	0.26474	0.31	0.995	0.12865	0.029	1514	5	1766.5	5	2079.6	1
13L M(2)	0.014	353	139	506	6.4386	0.49	0.34042	0.48	0.973	0.13717	0.112	1888.7	9	2037.5	10	2191.8	2
13L M(3)	0.180	455	136	1027	5.1925	0.61	0.28534	0.57	0.935	0.13198	0.214	1618.2	9	1851.4	11	2124.5	5

Legenda: 13E = cristais do paleossoma, 13L = cristais do leucossoma, M (0) fração de zircão magnética com inclinação lateral de 0°, M(1) fração com inclinação lateral de 1°, M(2) = fração magnética com inclinação lateral de 2° e M(3) fração magnética com inclinação lateral de 3°

No Diagrama concórdia com as 4 frações magnéticas dos zircões do paleossoma (Fig. 7.14A), é definida uma discórdia com intercepto superior definindo uma idade de 2229 ± 200 Ma com intercepto inferior com valor sem significado geológico e MSWD de 428. Já no Diagrama sem a fração magnética M(2) obtém-se um intercepto superior com 2258 ± 5 Ma e um intercepto inferior com 579 ± 20 Ma e MSWD de 0.2 (Fig. 7.14B).

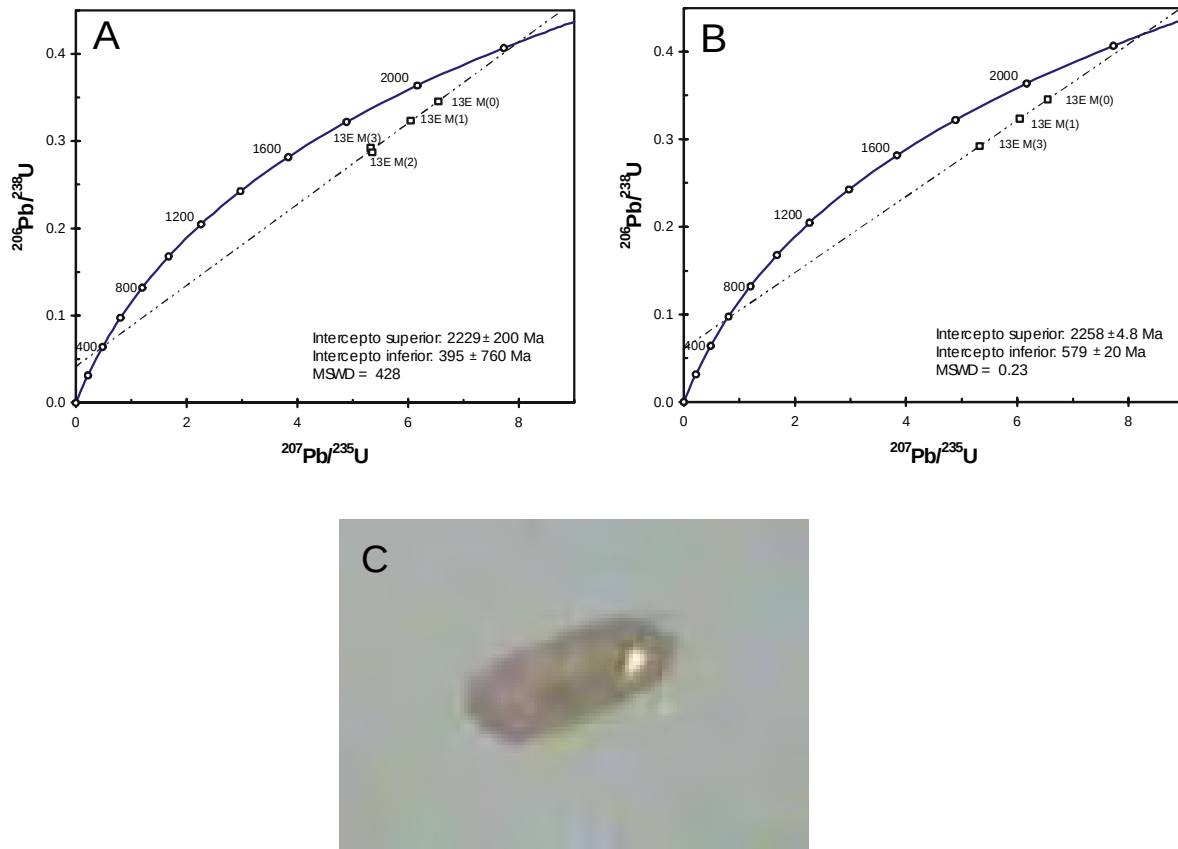


Figura 7.14 – (A) e (B) Diagramas concórdia com os dados U-Pb obtidos em populações de cristais de zircão da amostra do paleossoma (13e). (C) Foto do tipo de cristais analisados.

Nos diagramas concórdia com os dados U-Pb das 4 frações magnéticas de zircão do leucossoma (13L) mostra um discórdia com intercepto superior em 2242 ± 80 Ma e intercepto inferior em 526 ± 290 Ma e MSWD de 130 (Fig. 7.15A). Como os pontos das frações magnéticas M(0) e M(2) caem muito próximas uma a outra, excluiu-se a fração M(0), nesse caso a idade definida pelo intercepto superior passou a ser de 2261 ± 130 Ma e no intercepto inferior com idade de 570 ± 380 e MSWD de 10 (arredondado). Nota-se que nesse caso o valor de MSWD baixou muito mas os erros nas idades tiveram aumentos significativos (Fig. 7.15B). Com isso construiu-se Diagramas com as frações magnéticas M(0) e M(1) e M(2) e M(3) separados. A discórdia definida com as frações magnéticas M(0) e M(1) mostra um intercepto superior em 2224 ± 2 Ma e intercepto inferior em 597 ± 8 Ma (Fig. 7.15C) e as frações magnéticas M(2) e M(3) um intercepto superior em 2254 ± 7 Ma e intercepto inferior em 534 ± 32 Ma. Com isso, os interceptos superiores mostram idades de cristalização entre 2254 e 2224 Ma, como os pontos caíram mais próximo ao intercepto superior, os valores do intercepto inferior deve estar refletindo perda contínua de Pb.

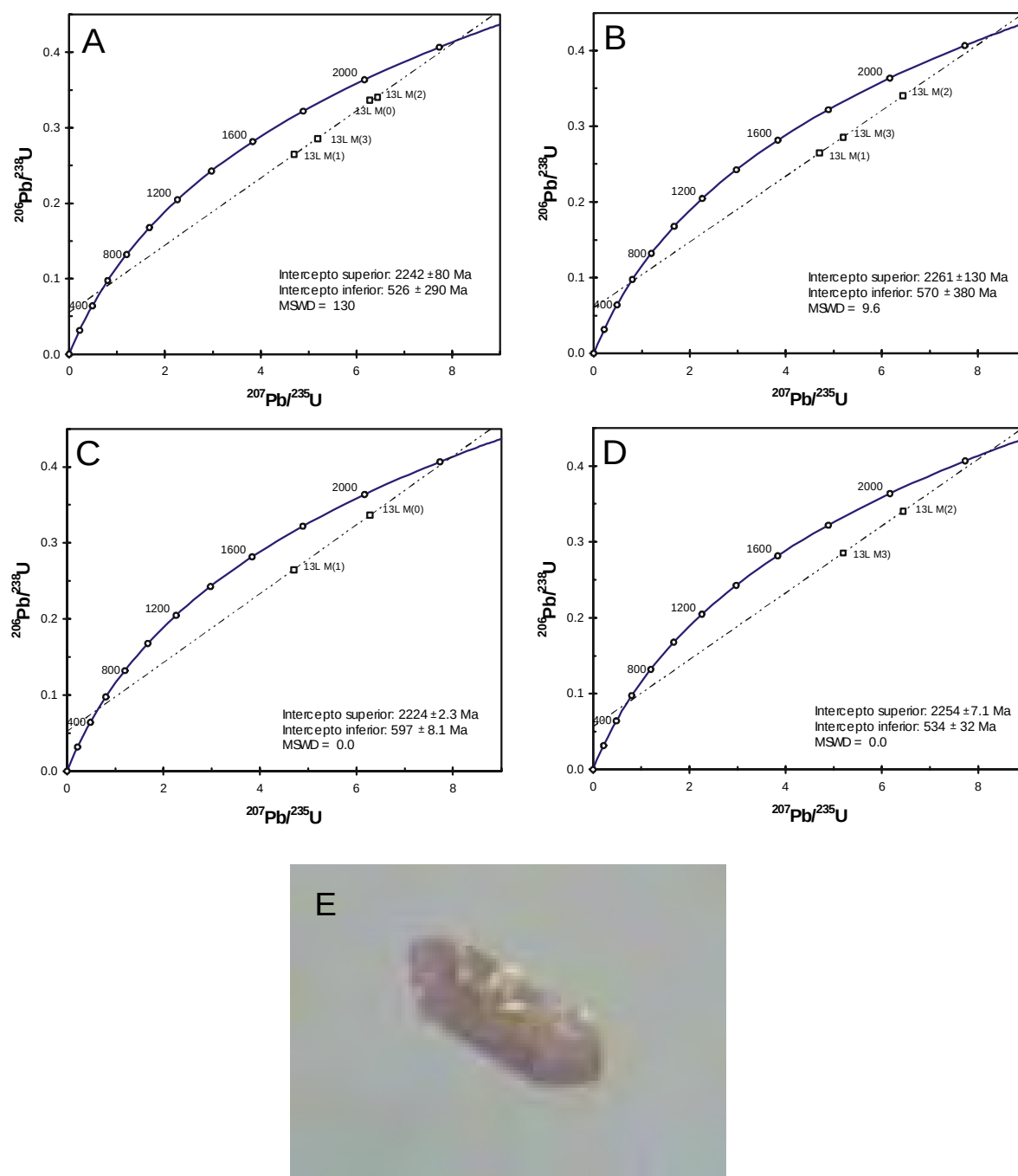


Figura 7.15 – (A, B, C e D) Diagramas concórdia com os dados U-Pb obtidos em populações de cristais de zircão da amostra do leucossoma (13L). (E) Foto do tipo de cristais analisados.

7.5 - DISCUSSÕES

QUÍMICA MINERAL, DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

A biotita do paleossoma é menos ferrosa e ligeiramente menos magnésiana do que a biotita do leucossoma, porém mais titanífera. Com relação ao Mg, XMg e Mg/Fe, tem uma faixa de valores que se sobrepõem, já com relação ao Ti e XT_i, ao Fe e XFe os valores mínimos no paleossoma são mais elevados do que os valores máximos no leucossoma.

Os plagioclásios do paleossoma e leucossoma apresentam algumas diferenças nas suas composições. No paleossoma é um oligoclásio, mas também ocorre plagioclásio albitico com intercrescimento antipertítico. O plagioclásio do leucossoma trata-se de oligoclásio-andesina, portanto ligeiramente mais anortítico do que o plagioclásio do paleossoma.

Os anfibólios na amostra do leucossoma apresentam XFe ligeiramente mais elevadas nas bordas, enquanto que XMg são mais elevadas no centro implicando em razões Mg/Fe mais elevadas nos centros dos cristais com relação as bordas.

A ausência de minerais tipomórficos dificulta a obtenção de valores de geotermobarometria, o valor obtido com geobarômetro de Schmidt (1992) mostra um valor média de 7.5 kb e o geotermômetro de Blundy & Holland (1990) revelaram temperaturas variando de 746° a 757°C e o de Watson (1988) indicaram temperaturas de cristalização dos leucossomas variando de 618° (13a) a 721°C (13g). Com o diagrama quartzo-Albita-Anortita-Ortoclásio-H₂O (Winkler, 1977) para uma pressão d'água de 7 kb mostraram temperatura de cristalização da massa fundida variando entre 655° a 670°C e do paleossoma e misturas de paleossoma com neossoma entre 670° e 730°C. A temperatura obtida com o Diagrama de Fuhrman & Lindsley foi de aproximadamente 700°C. Esses valores mostra que a cristalização da massa fundida se deu em condições de subsolidus ou hipersolidus.

Considerando que os valores de temperatura e pressão reinantes durante a geração da massa fundida variaram entre 670° e 730°C e 7.5 kb e considerando o volume d'água entre 0.2 e 0.4%, esses valores lançados no Diagrama (Fig. 4.4B) de Clemens e Vielzeu (1987) mostra um volume de massa fundida em torno de 3%, compatível com o baixo volume de neossoma observado no afloramento IL-13.

QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Rb-Sr

Os estudos de mobilidade química comparando o paleossoma com a rocha total (conjunto formado por 75% de paleossoma + 5% de melanossoma + 20% de leucossoma),

com relação aos elementos maiores, mostra migmatização em sistema fechado, exceto para os voláteis. Nos Diagramas do paleossoma com as amostras de mesossoma, melanossoma e leucossoma, o comportamento dos elementos maiores é dependente das variações mineralógicas de cada amostra.

Considerando-se o Rb e o Sr, a Figura 7.16 mostra o comportamento destes elementos com relação ao K, Ca, Na, Fe e Mg que são os cátions formadores de microclínio, plagioclásio e biotita. No Diagrama K vs Rb (Fig. 7.16A) fica evidente uma correlação positiva com os pontos das amostras do paleossoma, rocha total e leucossomas. Também de acordo com o aumento da concentração de microclínio. Já com relação as amostras do mesossoma e do melanossoma uma pequena variação na concentração do K implica num grande aumento na concentração do Rb com a reta definida pelos pontos apresentando uma inclinação muito alta. Nesse caso o aumento do teor em biotita (amostras 13h e 13d) é o fator principal para o aumento da concentração de Rb e a separação destas amostras do grupo das demais. No Diagrama Ca vs Sr (Fig. 7.16B) observa-se que ocorre uma correlação negativa, com os pontos definindo uma reta com pouca inclinação, quando ocorre um aumento nos teores de biotita e plagioclásio.

Com relação a soma dos cátions Fe + Mg, nota-se que o grupo formado pelas amostras do paleossoma, rocha total e dos leucossomas mostram uma correlação negativa no caso do Rb, enquanto que as amostras do melanossoma (13d) e do mesossoma (13h) mostram aumento na concentração de Rb (Fig. 7.6C). Já com relação ao Sr temos uma correlação fracamente negativa com o aumento da soma dos cátions e dos teores de biotita e plagioclásio (Fig. 7.16D). Também observa-se comportamentos semelhantes para Rb e Sr com relação a soma dos cátions Ca + Na presentes principalmente em plagioclásios (Figs 7.16E e 7.16F).

Quanto aos ETRS as amostras com maiores teores em minerais ferromagnesianos são as que apresentam as concentrações mais elevadas indicando que a quantidade de ETRs refletem as mudanças mineralógicas entre paleossoma, melanossoma e leucossoma, sendo que as fases minerais com maiores influências foram a biotita e o plagioclásio como essenciais e zircão, epidoto, allanita, titanita e apatita como acessórios.

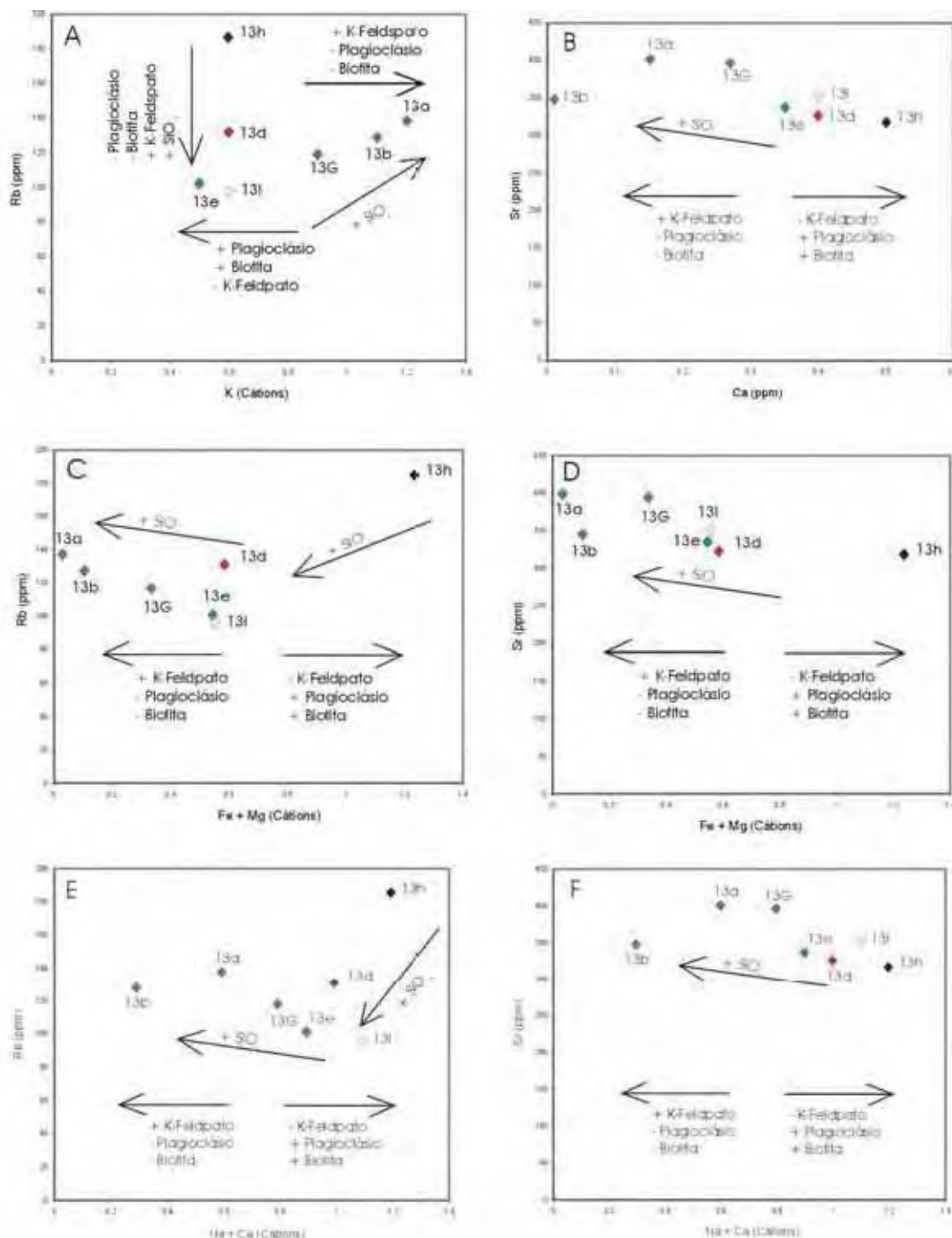


Figura 7.16 – Diagramas de correlações dos cátions K, Ca, Fe + Mg e Na + Ca com o Rb e o Sr das amostras do afloramento IL-13. As setas mostram as tendências de aumento (+) e decréscimo (-) nos teores de minerais e de Sílica (SiO₂) das amostras. Legenda = da Figura 7.3.

O diagrama da soma dos óxidos $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Rb/Sr (Fig. 7.17A) mostra que a variação nas concentrações destes óxidos não promoveram mudanças significativas nas razões Rb/Sr das amostras. Já com relação à $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Ba/Sr (Fig. 7.17B) nota-se uma correlação negativa. Em ambos os casos todas as amostras caíram no campo da fusão controlada pelo plagioclásio. Porém nota-se que para o caso das amostras do leucossoma (13a, 13b) caíram próximo ao limite do campo de fusão controlada pela biotita.

No diagrama da soma dos cátions $\text{Fe} + \text{Mg}$ vs K/Ca (Fig. 7.17C) as razões K/Ca são mais elevadas nas amostras com menor teor em biotita. Com relação a $\text{Na} + \text{Ca}$ vs K/Ca (Fig. 7.17D) os resultados são similares aos observados no caso anterior. Nestes dois diagramas fica evidente que a razão K/Ca aumento em função do aumento do teor de feldspato potássico. Os aumentos das razões Ba/Sr e K/Ca em função do aumento do teor de feldspato potássico sugere que este é o principal hospedeiro do Ba e mesmo de grande parte do Sr.

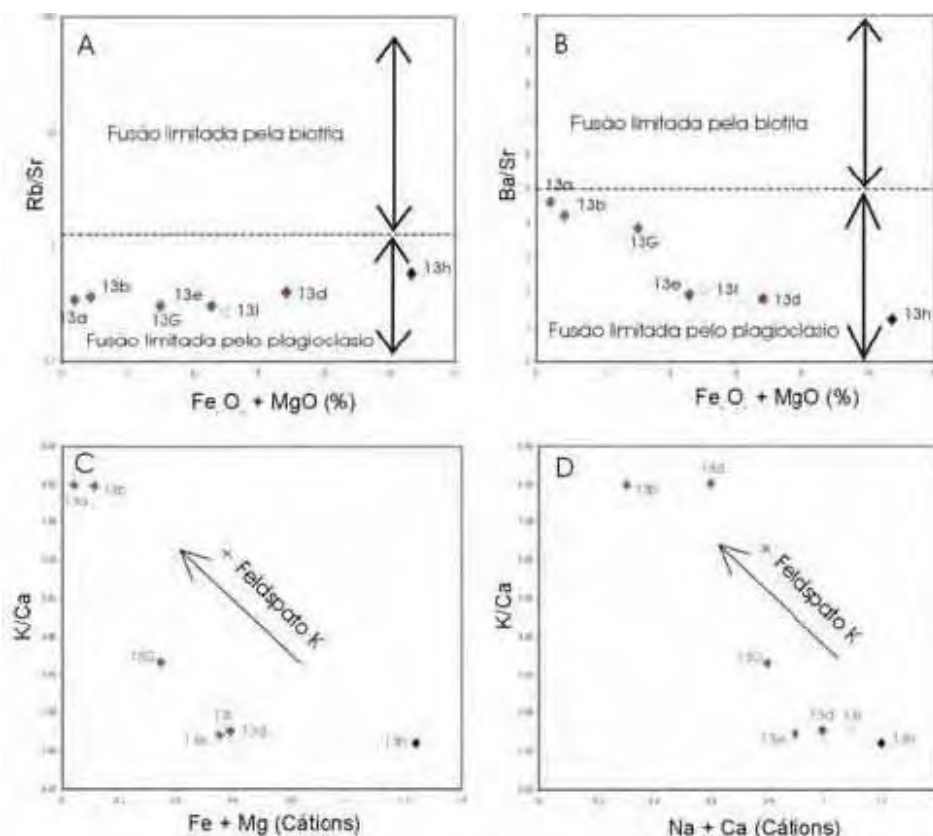


Figura 7.17 – Diagramas com concentrações combinadas das amostras do afloramento IL-13. (A) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Rb/Sr. (B) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Ba/Sr com os campos dos valores de fusão limitada pela biotita e o da fusão limitada pelo plagioclásio das amostras do afloramento IL-13. Adaptado de McDermont et al. (1996). (C) $\text{Fe} + \text{Mg}$ vs K/Ca. (D) $\text{Ca} + \text{Na}$ vs K/Ca. A seta indica o aumento do teor de ortoclásio mesonormativo.

Os dados de Sr e de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram lançado nos diagramas de mistura elaborados por Faure (1988, 2001). No Diagrama Sr vs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com os valores recalculados para o tempo de cristalização do paleossoma (ca. 2.2 Ga) fica evidente a disposição aleatória dos pontos das amostras do paleossoma (13e) dos leucossomas (13a e 13b), da rocha total (13I) e do mesossoma (Fig. 7.18A). Essa observação indica que estas amostras não representam mistura de materiais de fontes distintas nesse tempo.

Os valores atuais de Sr vs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ lançados nos diagramas de mistura (Fig. 7.18B) mostra que as amostras 13h, 13b, 13e, 13I e 13G esboçam uma curva ligeiramente hiperbólica. Porém as amostras que representam os extremos (paleossoma e leucossoma) ocupam a porção central da curva não se ajustando com o Diagrama que representa mistura de fontes distintas.

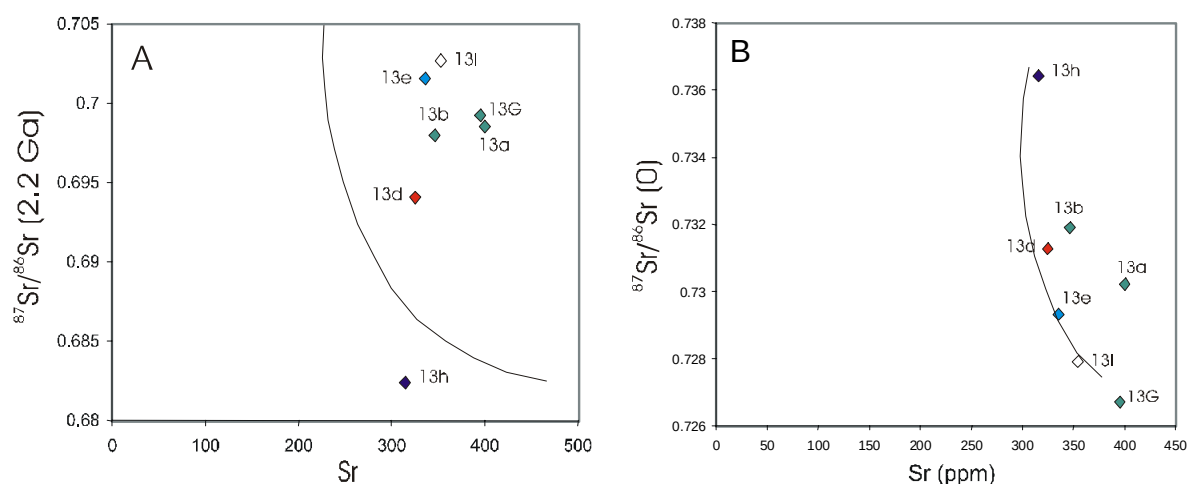


Figura 7.18 – Diagramas de mistura com os dados analíticos Rb-Sr do afloramento IL-13 de Caicó. (A) Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com valores recalculados para $t = 2,2$ Ga. (B) Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com os valores atuais. (Adaptado de Faure, 1988, 2001).

Segundo Janasi (1999) o comportamento de Rb, Sr, Ba e K em processos de anatexia da crosta continental é condicionada em especial pela composição dos protolitos, as temperaturas de fusão e as condições específicas em que a fusão ocorreu (com ou sem a introdução de H_2O , em equilíbrio ou desequilíbrio). Segundo esse autor, a anatexia associada a reações de quebra da biotita até sua exaustão, resulta em um aumento expressivo do Rb nos líquidos e fracionamento das razões Ba/Rb (com parte significativa de Ba liberado pela biotita podendo ser retido no feldspato potássico) e Rb/Sr (com Sr retido no plagioclásio residual).

Em geral altas razões Rb/Sr e Ba/Sr em massas fundidas podem indicar uma fonte quartzo feldspática (rochas tonalíticas a granodioríticas) com o plagioclásio com teor superior ao da biotita na paragênese residual, nesse caso os pontos analíticos no diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Rb/Sr e Ba/Sr (Fig. 7.17) caem no campo de fusão de uma fonte limitada pela biotita de McDermont et al. (1996). Se, ao contrário, a fonte tinha teor de biotita superior ao de plagioclásio, as razões Rb/Sr e Ba/Sr são baixas e os pontos caem no campo de fusão de uma fonte limitada pelo plagioclásio. McDermont et al. (1996) ainda chama a atenção para casos em que ocorre uma grande variação de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ mas a razão Rb/Sr permanecendo relativamente constante. Para estes autores essa observação é indicativa principalmente de cristalização fracionada.

Nas amostras do afloramento IL-13, a rocha fonte seria o paleossoma (13e) cuja composição modal (Tab. 7.2) mostra que o teor de plagioclásio é apenas ligeiramente superior ao de biotita, esse fato aliado às baixas razões Rb/Sr e Ba/Sr observadas nas amostras de leucossomas sugerem que o plagioclásio foi a fase principal que participou do processo de fusão. Isso também explicaria a composição dos restitos como sendo essencialmente de biotita.

QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Sm-Nd.

Os minerais essenciais nas amostras do afloramento IL-13 que possuem concentrações médias de Sm e Nd e razões Sm/Nd mais significativas são a biotita com 37 ppm de Sm, 172 ppm de Nd e Sm/Nd de 0.215; K-feldspato com 3.77 ppm de Sm, 26 ppm de Nd e Sm/Nd de 0.14 e plagioclásio com 0.541 ppm de Sm, 1.85 ppm de Nd Sm/Nd de 0.292 respectivamente (ver Tab. 2.2). Chavagnac et al. (2001) mostraram monazitas com 10502.6 ppm de Sm, 83359.9 ppm de Nd e Sm/Nd de 0.11 e apatitas com média de 474.48 ppm de Sm, 1528.88 ppm de Nd e Sm/Nd de 0.31. Estes valores diferem dos apresentados na Tabela 2.2. Os diagramas da Figura 7.19 utilizando-se Biotita, Fe + Mg, Na + Ca com os elementos Sm e Nd mostram que o comportamento destes elementos não variou muito, com as amostras com maior concentração em biotita mesonormativa (Fig. 7.19A e 7.19B), valores mais elevados na somatória dos cátions Fe + Mg (Fig. 7.19C e 7.19D) e Na + Ca (Fig. 7.10E e Fig. 7.19F) são as que apresentam maiores concentrações em Sm e Nd. Outra observação é que estas são as amostras com teores mais elevados em biotita, plagioclásio e nos acessórios epidoto, apatita e zircão, que possuem concentrações elevadas em Sm e Nd, e menores teores em K-feldspato.

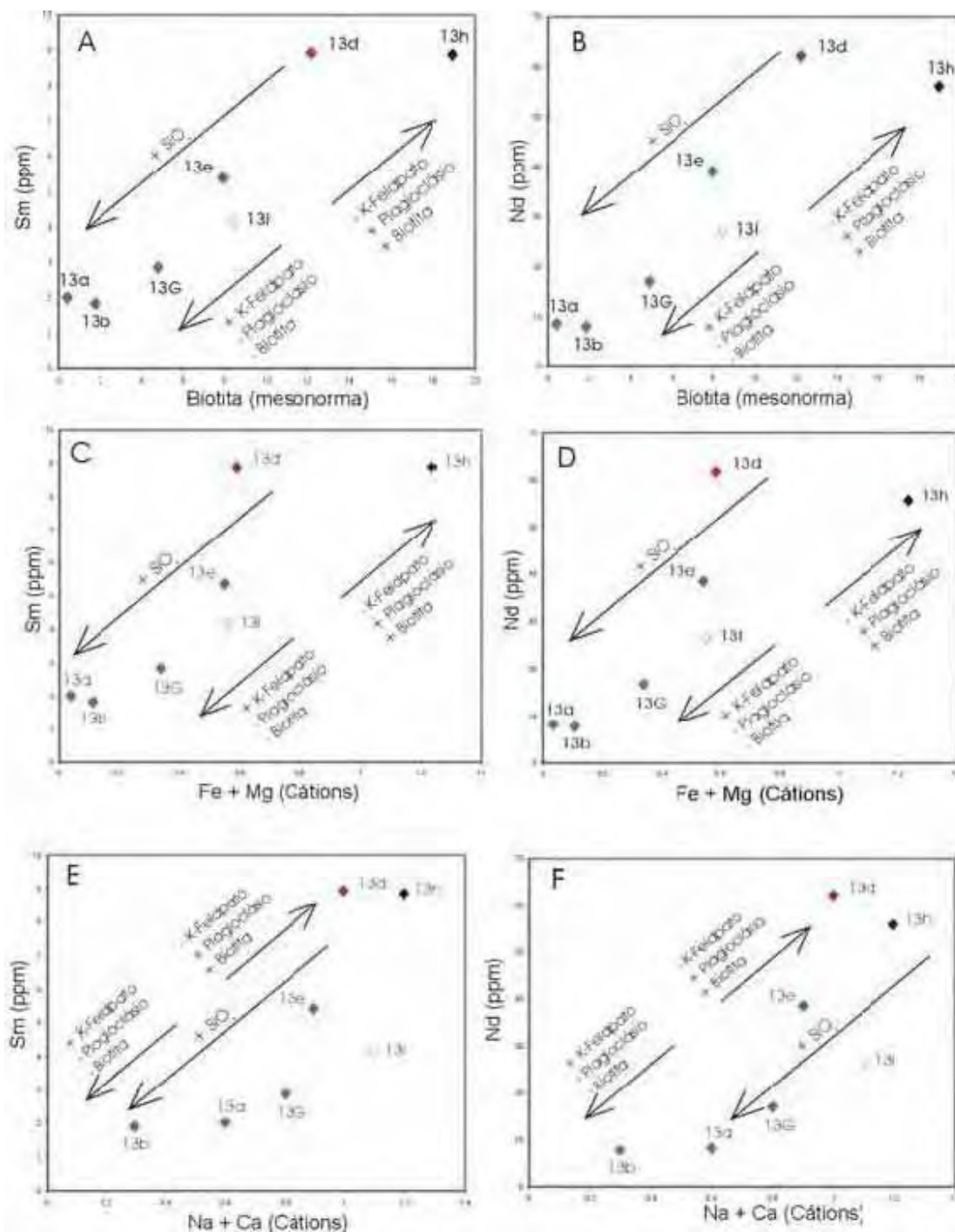


Figura 7.19 - Diagramas de correlações de mineral e cátions do afloramento IL-13. A) Biotita vs Sm. B) Biotita vs Nd. C) Soma dos cátions Fe + Mg vs Sm. D) Soma dos cátions Fe + Mg vs Nd. E) Soma dos cátions Na + Ca vs Sm. F) Soma dos cátions Na + Ca vs Nd. As setas mostram as tendências de aumento (+) e decréscimo (-) nos teores de minerais e de Sílica (SiO₂) das amostras. Legenda = da Figura 7.3.

Nos diagramas com os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ vs f (Sm/Nd) obtidos para $t = 2.2$ Ga (Fig. 7.20A), $t = 2.0$ Ga (Fig. 7.20B), $t = 0.6$ Ga (Fig. 7.20C) e em $t = 0$ (Fig. 7.20D) fica caracterizada uma variação dos valores de ϵ_{Nd} a partir de $t = 0.6$ Ga para o $t = 0$ (presente). Esse fato também foram observados nas Figuras 7.9 e 7.10. Entre 2.2 e 2.0Ga também não ocorre diferenças significativas nos valores de ϵ_{Nd} de todas as amostras. O comportamento do Nd observado nassa figuras (cruzamento das linhas de evolução dos valores de ϵ_{Nd}) é indicativo de que nesse intervalo de tempo deve Ter ocorrido fracionamento de Sm e Nd. Os valores das idades modelos Nd (T_{DM1}) das amostras de leucossomas são mais elevadas do que a idade do paleossoma, os valores recalculados (T_{DM2}) para as amostras com fracionamento na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Tab. 7.10) o leucossoma 13a foi a única amostra com valor inferior ao do paleossoma, ainda que a diferença não seja grande. Estas diferença nas idades modelos deve ser em função da retenção de minerais com altas concentrações de Sm e Nd e baixas razões Sm/Nd, tipo os acessórios como epidoto, apatita e zircão, além da biotita, nas amostras do paleossoma, mesossoma e melanossoma.

Estudos na distribuição de elementos maiores e traços entre massa fundida e resíduo realizados por Chavagnac et al. (1999) mostraram que um completo equilíbrio químico entre rocha fonte e massa fundida nem sempre é alcançado e demonstraram que minerais acessórios como zircão, monazita, allanita, apatita, titanita e xenotime pode dominar a distribuição de elementos traços tais como Zr, Hf, U, Th, Y e elementos terras raras (ETRs) em migmatitos e granitóides. Estes minerais podem retardar ou inibir o equilíbrio na sistemática Sm-Nd entre a massa fundida e seu resíduo. A falta de uma rehomoginização completa da sistemática Sm-Nd durante uma migmatização foi interpretada por Chavagnac et al. (2001) como resultado da retenção de minerais acessórios tais como apatita e monazita durante anatexia. O resultado da incorporação desproporcional de uma fase acessória na massa fundida, são idades modelos (T_{DM}) de leucossomas mais elevadas do que idades modelos de paleossomas.

A Figura 7.11 com os valores de T_{DMSr} vs T_{DMNd} mostra claramente que a sistemática Rb-Sr no conjunto das amostras do afloramento IL-13 foi mais fortemente perturbada do que a sistemática Sm-Nd, porém as amostras de leucossomas (13a, 13b e 13g) mostram comportamento inverso.

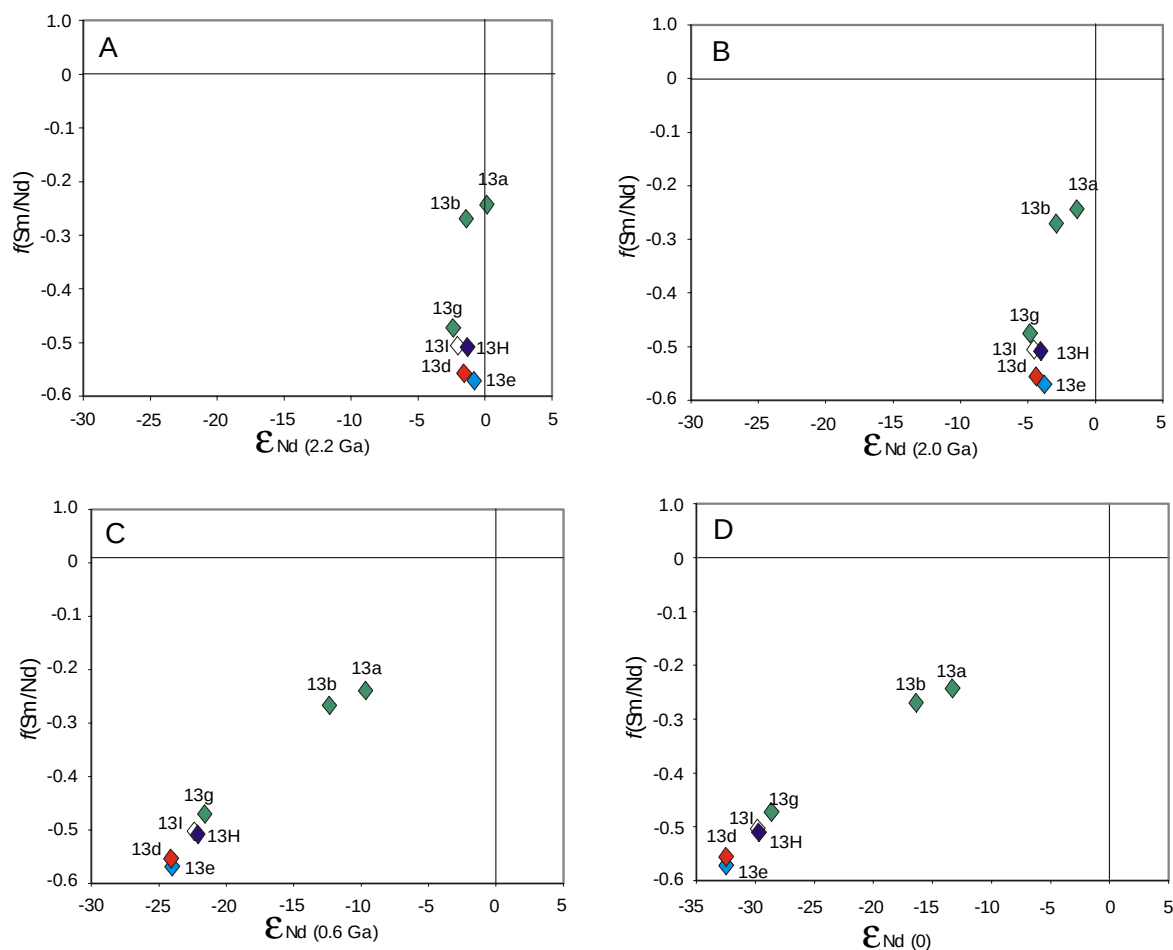


Figura 7.20 – Diagramas de evolução de ϵ_{Nd} vs $f(Sm/Nd)$ das amostras do afloramento IL-13. A) ϵ_{Nd} em $t = 2.2$ Ga. B) ϵ_{Nd} em $t = 2.0$ Ga. C) ϵ_{Nd} em $t = 0.6$ Ga. D) ϵ_{Nd} atual. Adaptado de Chavagnac et al. (1999).

DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os dados U-Pb em cristais de zircão do paleossoma é de cerca de 2200 Ma no intercepto superior e de 580 Ma no intercepto inferior (Fig. 7.14B). Os dados dos cristais de zircão da amostra do leucossoma também mostram valores consistente em torno de 2200 Ma no intercepto superior e valores variando entre 520 a 590 Ma para o intercepto inferior. Os dados dos interceptos superiores indicam as idades de cristalização de paleossoma e do leucossoma e os valores dos interceptos inferiores refletem perda contínua de Pb.

A sistemática Rb-Sr foi fortemente perturbada por um evento posterior a cristalização das rochas do afloramento IL-13. Os Diagramas isocrônicos $^{87}Rb/^{86}Sr$ vs $^{87}Rb/^{86}Sr$ com todas as amostras juntas mostram valores entre 620 Ma e 630 Ma porém com erros superiores a 110 Ma e valores de MSWD também muito elevados. As amostras de paleossoma (13e) e rocha

total (13I) deram idade de 1230 Ma e as amostras de leucossomas idade de 1790 Ma porém com um erro de 550 Ma, sendo muito elevado (Fig. 7.12). O Diagrama com a representação das isócronas Rb/Sr com as amostras do paleossoma e do leucossoma (Fig. 7.21) mostra claramente que a sistemática Rb/Sr mostra idades sem significado geológico, com as amostras de leucossoma revelando uma idade superior a idade do paleossoma e uma razão inicial menor. Isso se deve ao fato do sistema isotópico Rb/Sr não ter sido reequilibrado no evento de migmatização.

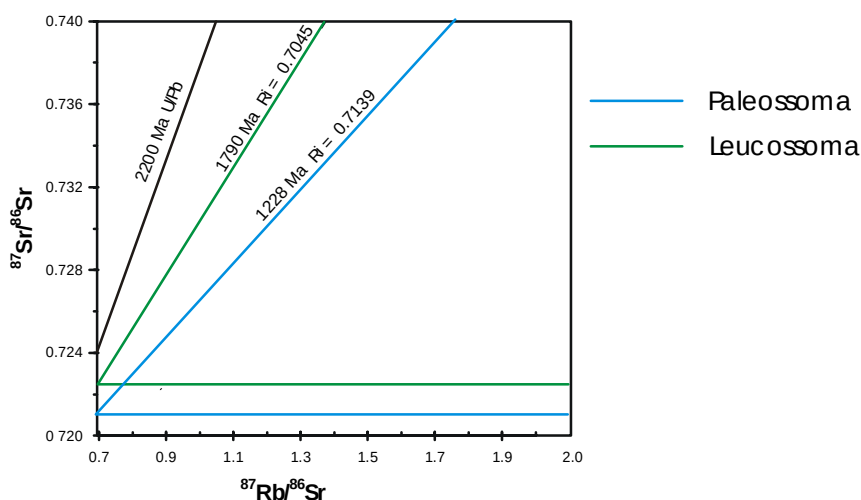


Figura 7.21 – Diagrama isocrônico Rb/Sr com os valores de idade de cristalização U/Pb das rochas do afloramento IL-13, idade isocrônica Rb/Sr com amostra do paleossoma e idade isocrônica Rb/Sr das amostras do leucossoma.

Já as isócronas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 7.13) mostram idades de 2300 Ma e 2160 Ma com todas as amostras. Mesmo com erro muito elevado, a sistemática Sm-Nd pode indicar a idade de migmatização em torno de 2150 Ma. Porém, o valor com a amostra do paleossoma também mostra idade inferior a idade revelada com as amostras de leucossoma (Fig. 7.22). Já o valor com as amostras de paleossoma junto com as amostras de neossoma é coerente com a idade de migmatização.

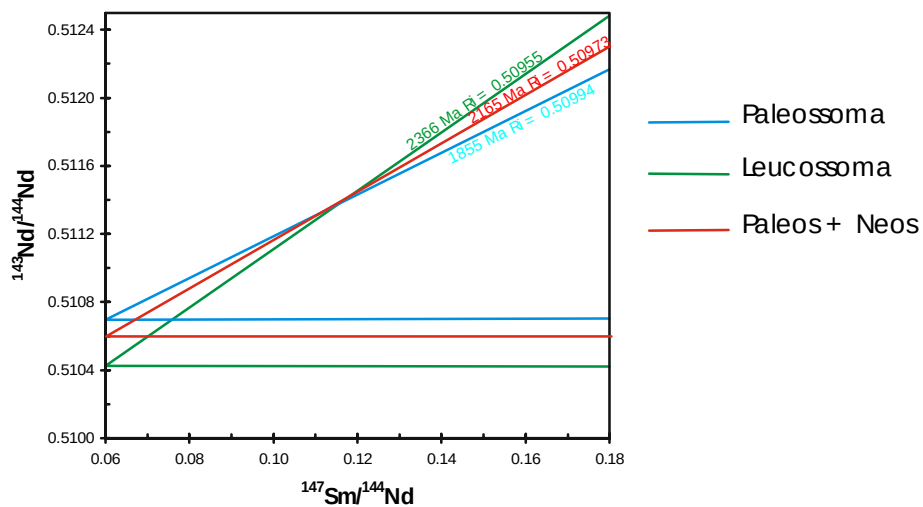


Figura 7.22 – Diagrama isocrônico Sm/Nd com os valores das idades isocrônicas das amostras do paleossoma, leucossoma e paleossoma + neossoma.

CAPÍTULO VIII – MIGMATIZAÇÃO EM ORTOGNAISSES TONALÍTICOS ARQUEANOS DO MACIÇO SÃO JOSÉ DE CAMPESTRE.

8.1 - AFLORAMENTO IL-14 (AFLORAMENTO DA SERRA PRETA)

O afloramento IL-14 está localizado na Serra Preta, distando cerca de 3 Km a E da cidade de Presidente Juscelino-RN (ponto 4 na Fig. 1), coordenadas geográficas 35°42'12"W e 6°06'31"S. Tem aproximadamente 30 m de comprimento por 15 m de largura, é composto de ortognaisses tonalíticos cinza, médio na porção SW do afloramento e evolui para migmatitos estromáticos na porção central e NE do afloramento (Figura 8.1A). A porção migmatítica perfaz aproximadamente 15% do afloramento. Ocorrem diques de pegmatito concordantes com zonas de cisalhamento sinistral com direção N85°E, por vezes ocorrem veios de leucossomas grosso a pegmatítico e lentes de anfibolitos dobrado (Fig. 8.1A). A foliação principal tem atitude média de N55°W/70°SW. Essa foliação é deformada por uma fase tardia que desenvolve dobras com planos axiais com atitude média N65°E/70°NW. Ocorre lineação de estiramento com atitude média 20°/S (Fig. 8.1A). Esse afloramento está inserido no Complexo Presidente Juscelino, unidade de idade arqueana do Maciço São José de Campestre. Trata-se de um afloramento que apresenta variados graus de migmatização, onde se observa um aumento progressivo no volume de massa fundida desde porções com veios estreitos de leucossoma até porções diatexiticas (Fig. 8.1).

8.2 - APECTOS PETROGRÁFICOS

As amostras analisadas foram a IL-14O do gnaiss tonalítico que representa o paleossoma-1 sendo este o mais representativo da rocha fonte dos migmatitos, a amostra IL-14D denominada de paleossoma-2 (Fig.8.2A) já apresenta vênulas quartzo-feldspáticas (composição granítica) podendo ser considerada um mesossoma (paleossoma modificado). As demais amostras são a IL-14G do melanossoma, IL-14M do leucossoma-1, IL-14J do leucossoma-2. O que diferencia as amostras IL-14M da IL-14J é o teor de biotita que na primeira chega a perfazer até 10% enquanto que na segunda é em média de 3% (Fig. 8.2A). Ainda foram analisadas as amostras 14P e 14N (Fig. 8.2B) que representam misturas de paleossoma + melanossoma + leucossoma, sendo denominadas de rocha total. A tabela 8.1 mostra a composição mesonormativa para as rochas desse afloramento calculada a partir dos dados químicos mostrados na Tabela 05A do APÊNDICE E e a Tabela 8.2 mostra a composição modal estimada a partir de estudos em seções delgadas.

Tabela 8.1 – Composição mesonormativa calculada pelo programa Newpet para as amostras do afloramento da Serra Preta (IL-14).

Amostra	Qz (%)	Cor (%)	Mt (%)	Ilm (%)	Ab (%)	Na (%)	Or (%)	Bt (%)	Hb (%)	Ap (%)	Rut (%)	Total
14D	47,25	1,73	2,33	0,51	23,72	7,02	6,88	9,94	-	0,33	-0,4	99,32
14G	52,84	2,39	3,97	0,85	13,64	4,64	2,06	18,15	-	0,85	-0,72	98,66
14J	34,26	1,37	1,55	0,31	43,20	7,85	5,32	5,10	-	0,35	-0,21	99,10
14M	47,42	2,26	1,78	0,43	27,87	9,37	2,90	7,29	-	0,31	-0,29	99,33
14N	45,12	1,35	2,09	0,53	30,83	7,22	4,47	7,86	-	0,47	-0,32	99,69
14P	44,22	1,23	2,31	0,55	28,71	6,76	7,11	8,55	-	0,42	-0,34	99,73
14O	44,27	1,22	2,25	0,54	32,61	7,22	2,26	9,00	-	0,47	-0,36	99,73

Legenda: IL-14O = peleossoma-1; IL-14d (paleossoma-2), IL-14G = melanossoma; IL-14J = leucossoma-1; IL-14M = leucossoma-2, IL-14N = rocha total; IL-14P = rocha total. Qz = quartzo; Cor = corindon; Mt = magnetita; Ilm = ilmenita; Ab = albita; An = anortita; Or = ortoclásio; Bt = biotita; Hb = hornblenda; Ap = apatita; Rut = rutilo.

Tabela 8.2 – Composição modal estimada para as amostras do afloramento IL-14 (Serra Preta).

Amostra	Qz (%)	Pl (%)	Mc (%)	Bt (%)	Ep (%)	All (%)	Mz (%)	Ap (%)	Zr (%)	Tit (%)	Mu (%)	Cc (%)	Op (%)
14N	35-40	20-25	3-5	20-25	<1	-	<1	<1	<1	<1	-	<1	1-2
14O	35-40	30-35	-	15-20	-	-	<1	<1	<1	<1	-	<1	<1
14P	35-40	10-15	25-30	10-15	-	-	<1	<1	<1	<1	-	<1	1-2
14D	40-45	10-15	15-20	10-15	-	-	<1	<1	<1	<1	<1	<1	3-5
14G	45-50	3-5	-	35-40	-	-	<1	<1	<1	<1	-	<1	-
14M	40-45	15-20	15-20	8-10	-	<1	<1	<1	<1	<1	-	<1	1

Legenda: Qz = quartzo; Pl = plagioclásio; Mc = microclínio; Bt = biotita; Ep = epidoto; All = allanita; Mz = monazita; Ap = apatita; Zr = zircão; Tit = titanita; Mu = muscovita; Cc = calcita; Op = opacos.

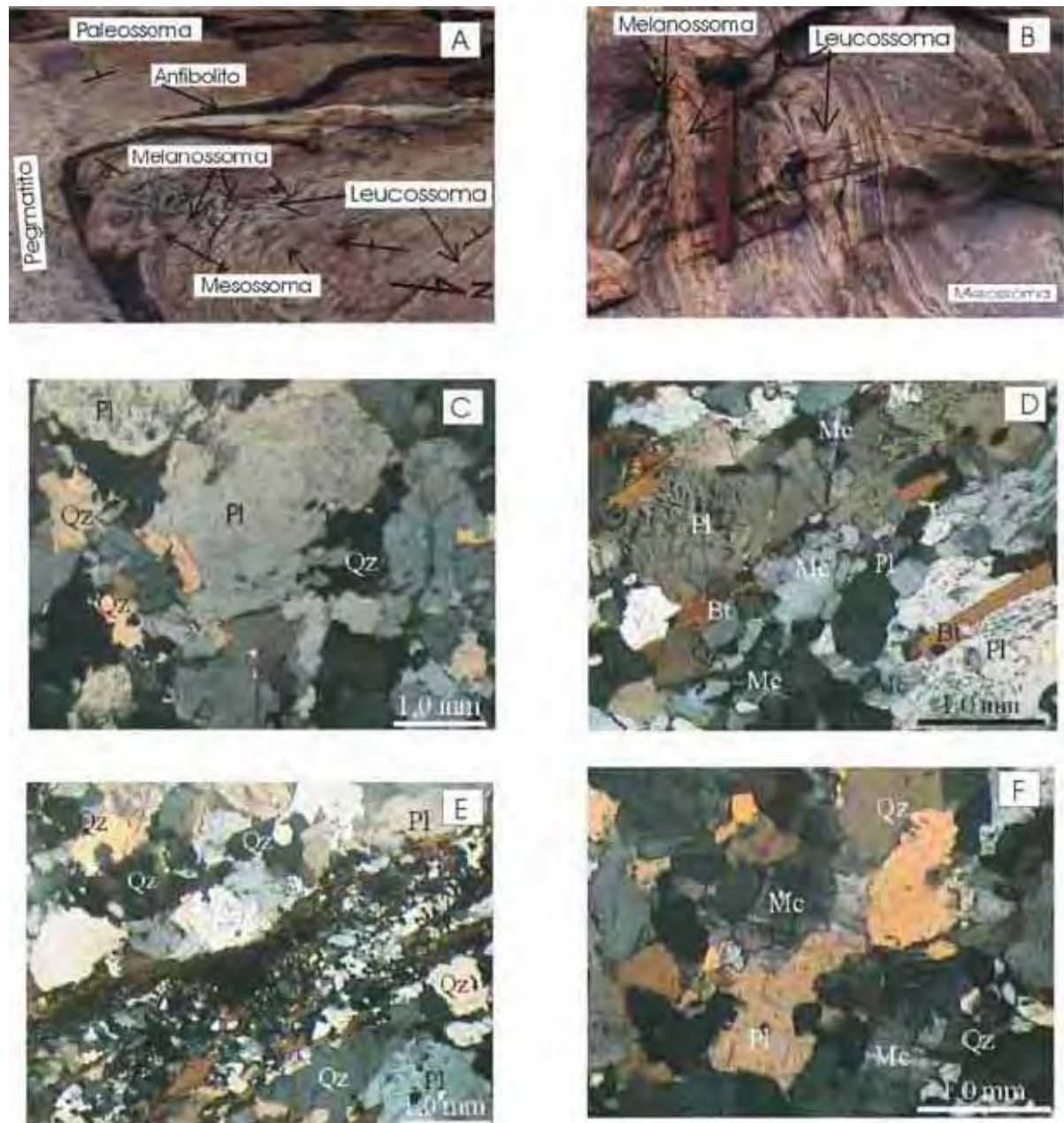
No paleossoma tonalítico (14O), o quartzo na matriz é xenomórfico com contatos interlobados com poucos suturados. Ocorrem fenocristais com extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos, bandas de deformação e alguns estirados ou como infiltrações intersticial (Figura 8.1C). Poucos grãos mostram extinção homogênea. O plagioclásio ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos pouco alterado a límpidos podendo apresentar inclusões ativas (bordas de reação) de biotita. Ocorrem faixas com cristais muito saussuritizados e associados com biotita, opacos e calcita. Alguns fenocristais apresentam geminação deformada e extinção ondulante (Fig. 8.1C). Seus contatos variam de interlobados a retos. Um pequeno percentual é antipertítico (Fig. 8.1D). A biotita ocorre como palhetas hipidomórfica a xenomórfica, castanho-marron. Cristais maiores mostram textura de dissolução dando um aspecto de simplectito com o quartzo. Cristais inclusos em plagioclásios

mostram contatos com bordas de reação e contatos retos (Fig.8.1D). Os opacos no geral são xenomórficos associado a biotita.

Na faixa de leucossoma tonalítico o quartzo é xenomórfico com extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos e bandas de deformação e contatos interlobados. O plagioclásio na matriz mostram contatos curvos com poucos retos e sausriritizados. Os fenocristais mostram geminação deformada, extinção ondulante, contatos interlobados e ameboidais. A biotita é xenomórfica alterando-se para clorita.

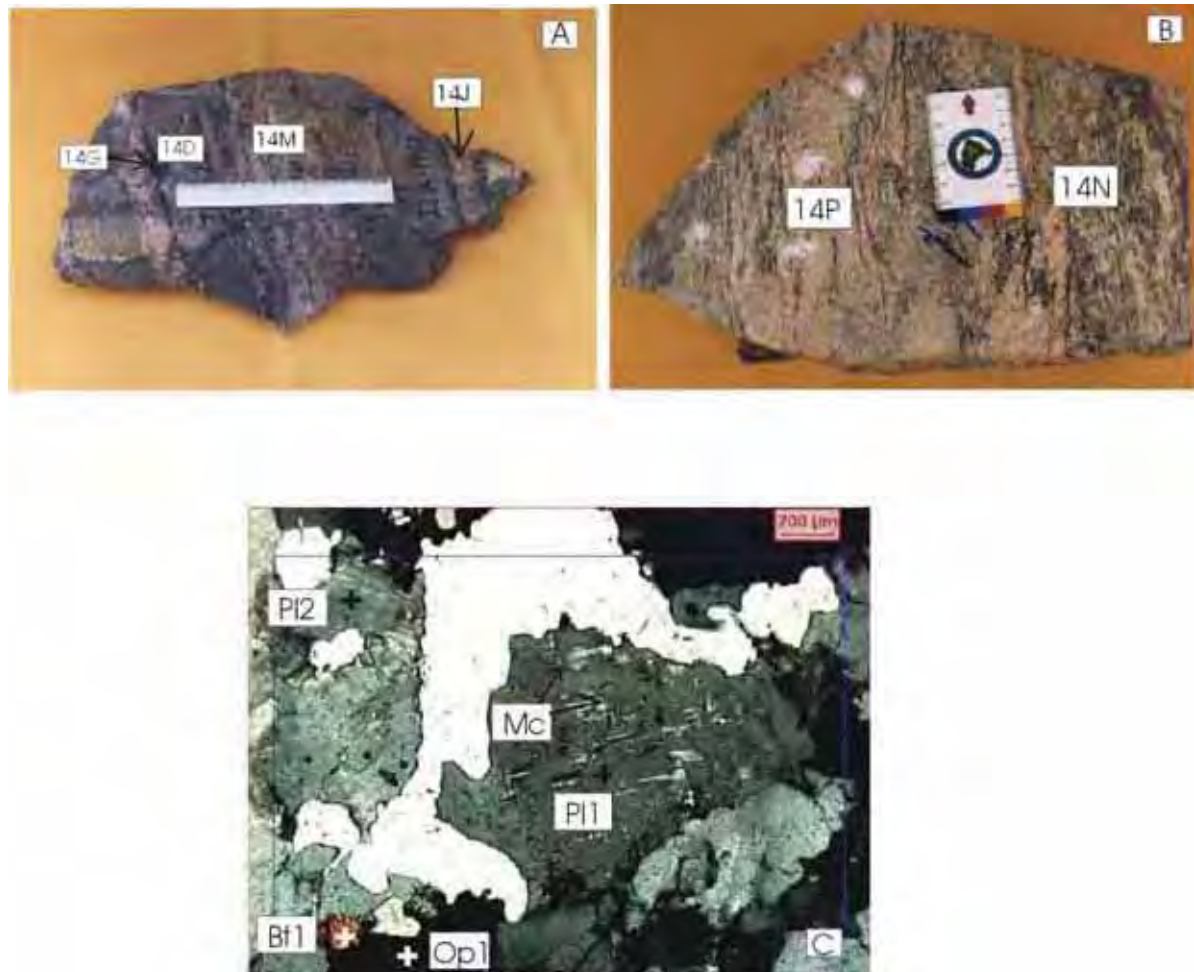
No paleossoma granodiorítico (14D) o quartzo na matriz também é xenomórfico com contatos interlobados e poucos suturados. Os fenocristais mostram extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos, bandas de deformação e alguns estirados. Os plagioclásios ocorrem como cristais hipidiomórficos a xenomórficos pouco alterado a límpidos podendo apresentar inclusões ativas de biotita. Alguns fenocristais são antipertíticos, estão com geminação deformada e extinção ondulante e apresentam migração de limites de grãos (Fig. 8.1F). Os fenocristais sofreram processo de microclinização, em alguns casos o microclínio já predomina. Seus contatos variam de interlobados a retos. O microclínio ocorre como cristais xenomórficos e intersticiais (Fig. 8.1F) ou substituindo o plagioclásio. Não apresentam alteração e raramente desenvolve mirmequita no contato com o plagioclásio. A biotita ocorre como palhetas hipidiomórfica a xenomórfica, marron esverdeada. Alguns cristais mostram bordas de reação com o quartzo, plagioclásio, microclínio e opacos. Mostram textura de dissolução dando um aspecto de simplectito com o quartzo. Os opacos no geral são hipidiomórficos a xenomórficos associado a biotita.

Na faixa de leucossoma granodiorítico o quartzo da matriz é xenomórfico com extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos e bandas de deformação e contatos interlobados. Ocorrem agregados policristalinos com recristalização dinâmica. A maioria dos fenocristais tem forte extinção ondulante, mas alguns mostram extinção ondulante fraca a homogênea. O plagioclásio na matriz mostra contatos curvos com poucos retos e sausriritizados. Fenocristais mostram microclinização avançada (Fig. 8.1E, 8.1F e 8.2C). Alguns com geminação deformada, extinção ondulante, contatos interlobados e ameboidais. O microclínio é xenomórfico e intersticial ou como produto da substituição de plagioclásio (Fig. 8.1F e 8.2C). A biotita é hipidiomórfica a xenomórfica associada a plagioclásio, quartzo e opacos.



Legenda: Qz=Quartzo, Pl=Plagioclásio, Bt=Biotita, Mc=Microclínio, λ = foliação principal, λ' = foliação tardia, $\leftarrow \rightarrow$ = lineação de estiramento.

Figura 8.1 - Fotos do afloramento da Serra Preta. A) Foto mostrando uma visão geral do afloramento. Notar o aumento do volume de neossoma da esquerda para a direita da foto. B) Foto do detalhe do neossoma dobrado mostrando padrão de interferência. C) Fotomicrografia mostrando a infiltração de quartzo intersticial nos contatos de plagioclásios e a formação de microclínio sobre o último. Amostra de paleossoma. D) Fotomicrografia com detalhes da formação de microclínio sobre plagioclásio e de microclínio intersticial. Amostra do paleossoma. E) Fotomicrografia de zonas de milonitização no contato do paleossoma com o leucossoma. F) Fotomicrografia mostrando a formação de microclínio intersticial entre cristais de quartzo e plagioclásio. Amostra do leucossoma.



Legenda: 14D=mesossoma; 14G=paleossoma-2; 14J=leucossoma 2; 14M=Leucossoma 1; 14N=rocha total; 14P=rocha total; PI=Plagioclásio; Bt=Biotita; Op=Opaco; Mc=Microclínio.

Figura 8.2 - Fotos de amostras do aforamento da Serra Preta. A) Amostra do migmatito mostrando as porções de mesossoma, melanossoma e leucossoma. B) Foto da amostra do migmatito com alta taxa de necssoma. C) Fotomicrografia de alguns cristais analisados por microsonda eletrônica, plagioclásio, biotita, microclínio e opaco da porção do leucossoma.

8.3 – QUÍMICA MINERAL

Foram selecionados cristais para análise por microsonda eletrônica das amostras do paleossoma (14O) e do conjunto paleossoma + melanossoma + leucossoma (14-2) para análises químicas em minerais por microsonda eletrônica. Os minerais analisados foram a biotita, plagioclásio, e minerais opacos cujos dados analíticos completos estão nas Tabelas do APÊNDICE E.

8.3.1 - BIOTITA

A Tabela 8.3 mostra as faixas de valores e as médias de Mg, XMg, Ti, XTi, Fe, XFe e Mg/Fe dos cristais de biotita das porções do migmatítico. Nota-se que os cristais de biotita do paleossoma-1 (14O) são mais magnesianos e titaníferos do que os das demais porções do migmatito, sobretudo dos cristais do paleossoma-2 (14-2C4). Porém com relação ao Fe, na média, os cristais do paleossoma-2 são mais ferrosos, mesmo com o paleossoma-1 mostrando o valor máximo mais elevado do que as demais.

Tabela 8.3 – Dados de cristais de biotita do paleossoma e do leucossoma do afloramento IL-14. Faixas de valores dos números de íons de Mg, Ti e Fe e suas médias, e as faixas dos valores das frações molares de XMg, XTi e XFe com suas médias.

Amostra	Mg Média	XMg Média	Ti Média	XTi Média	Fe Média	XFe Média	Mg/Fe Média
14O Paleossoma-1	2.063-2.373 2.261	0.373-0.461 0.410	0.374-0.536 0.477	0.067-0.096 0.086	2.594-2.979 2.776	0.474-0.539 0.503	0.783-0.889 0.829
14-2C4 paleossoma-2	2.011-2.269 2.086	0.366-0.422 0.396	0.302-0.587 0.389	0.058-0.106 0.074	2.713-2.909 2.793	0.509-0.545 0.530	0.694-0.829 0.747
14-2C3 Melanossoma	2.108-2.326 2.226	0.393-0.433 0.415	0.375-0.502 0.423	0.070-0.094 0.079	2.646-2.830 2.719	0.496-0.527 0.507	0.745-0.871 0.819
14-2C1 Leucossoma	2.079-2.332 2.248	0.387-0.429 0.415	0.372-0.465 0.425	0.069-0.086 0.078	2.609-2.861 2.749	0.485-0.533 0.507	0.727-0.883 0.819

Obs: Am 14-2C4 = IL-14D; Am 14-2C3 = 14G; Am 14-2C1 = 14J

A razão média de Mg/Fe do paleossoma-1 é ligeiramente superior às razões médias do melanossoma (14-2C3) e leucossoma (14-2C1), estas duas últimas mostrando mesmo valor de Fe/Mg. Em função do baixo Mg e alto Fe dos cristais do paleossoma-2, sua razão média de Fe/Mg conseqüentemente é a mais baixa. Os cristais do melanossoma e do leucossoma no geral mostram valores semelhantes, o mesmo pode-se observar com relação a alguns cristais

do paleossoma-1. Já os cristais do pelaossoma-2 mostram composições diferentes das composições das demais porções do migmatito.

Usando as faixas de valores de Ti e Al^{VI} relacionadas com as temperaturas de formação de Schreurs (1985), no paleossoma 14O os cristais analisados apresentam valores de átomos por fórmula unitária de Ti na faixa entre 0.47 e 0.54 e de Al^{VI} entre 0.16 e 0.25 indicando condição de formação superior a 750°C. Os cristais analisados na amostra do pelaossoma-2 apresentam valores de Ti entre 0.30 e 0.39 átomos por fórmula unitária e valores de Al^{VI} entre 0.43 e 0.54 os valores de Ti ficam na faixa de temperatura entre 650°C e 750°C e a faixa de Al^{VI} em temperatura superior a 750°C. Um cristal (14-2c4-BT3) apresenta valor de átomos por fórmula unitária de Ti de 0.59 e Al^{VI} 0.34 ficando na faixa superior a 750°C.

Os cristais do melanossoma (14-2C3) a faixa de valores de átomos por fórmula unitária de Ti na faixa entre 0.38 e 0.45 indicando condição de formação superior a entre 650°C e 750°C e de Al^{VI} entre 0.31 e 0.55 indicando condição de formação superior a 750°C. Os cristais do leucossoma (14-2C1) apresentam valores de átomos por fórmula unitária de Ti na faixa entre 0.37 e 0.43 indicando temperatura de formação entre 650°C e 750°C e de Al^{VI} entre 0.30 e 0.39 indicando temperatura de formação superior a 750°C. Um cristal (14-2C1BT-CL apresenta Ti de 0.47 e de Al^{VI} de 0.30 indicando temperatura superior a 750°C.

Os valores de Ti e Al^{IV} dos cristais apesar de apresentar variações, a temperatura de formação dos cristais dos paleossomas, melanossoma e leucossoma ficaram na média em torno dos 750°C. (Ver Tabela 01 do Apêndice E com os valores analíticos de todos os cristais).

8.3.2 – PLAGIOCLÁSIO

Os valores de albita (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) recalculados dos cristais de plagioclásio das amostras das porções do migmatito do afloramento IL-14 são mostrados nas tabelas de 8.4 a 8.7. Nota-se que no geral os cristais de plagioclásios das as porções do migmatito não apresentam diferenças significativas nas suas composições. Todos os cristais apresentam valores recalculados para 100% de Albita, ortoclásio e anortita ficaram nas faixas de 86.5%, 1% e 12.5% respectivamente se constituindo no tipo oligoclásio com baixo An. Nas Tabelas 03 e 04 do APÊNDICE E são mostrados os resultados analíticos completos de todos os cristais de plagioclásios.

Tabela 8.4 – Teores de albита (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos cristais de plagioclásio da amostra do paleossoama-1 (14O) do afloramento IL-14.

	14OC1PI1	14 ^o C1PI3	14OC2PI1	14OC1PI2	14OC2PI3	14OC2PI4	14OC2PI5
Ab	86.32	85.82	86.80	86.52	86.70	86.42	86.50
Or	1.64	1.87	1.20	1.36	1.07	1.00	1.06
An	12.04	12.31	12.00	12.12	12.23	12.58	12.44

Tabela 8.5 – Teores de albита (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos cristais de plagioclásio da amostra do paleossoma-2 (14-2C4) do afloramento IL-14.

	14-2C4PI1	14-2C4PI2	14-2C4PI4	14-2C4PI5	14-2C4PI6	14-2C4PI7
Ab	86.40	86.91	86.27	88.32	86.29	86.45
Or	1.18	1.15	1.15	1.17	1.07	1.06
An	12.42	11.94	12.58	10.51	12.64	12.49

Tabela 8.6 – Teores de albита (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos cristais de plagioclásio da amostra de melanossoma (14-2C3) do afloramento IL-14.

	14-2C3PI3C	14-2C3PI3B	14-2C3PI4	14-2C3PI5	14-2C3PI6	14-2C3PI7	14-2C3PI8
Ab	88.03	86.60	86.85	86.25	87.02	86.17	86.55
Or	0.86	1.10	0.99	0.80	0.80	0.90	0.97
An	11.11	12.30	12.16	12.95	12.18	12.93	12.48

Tabela 8.7 – Teores de albита (Ab), ortoclásio (Or) e anortita (An) expressos como porcentagem de pesos recalculados para 100% dos plagioclásios da amostra de leucossoma (14-2C1 e 14-2C2) do afloramento IL-14.

	14-2C1PI1	14-2C1PI2	14-2C1PI3	14-2C1PI4	14-2C2PI1	14-2C2PI2	14-2C2PI2B	14-2C2PI3	14-2C2PI4
Ab	86.78	86.46	86.47	86.47	86.97	86.68	86.84	86.46	86.82
Or	0.86	1.40	1.26	1.25	1.12	1.07	0.84	1.05	0.80
An	12.36	12.14	12.27	12.28	11.91	12.25	12.32	12.89	12.38

8.3.3 – OPACOS

Os resultados analíticos dos minerais opacos do paleossoma-1 e paleossoma-2 (Tab. 8.8), melanossoma e leucossoma (Tab. 8.9) mostram que trata-se de magnetita típica sem apresentar diferenças significativas nos teores de Fe^{2+} e Fe^{3+} . Os teores de Mg, Ti e Mn são muito baixos em todos os cristais analisados

Tabela 8.8 – Dados químicos de cristais de magnetita do paleossoma-1 (14O) e do paleossoma-2 (14-2C4) do afloramento IL-14.

Cátions	14OC1OP2	14OC1OP3	14OC1OP4	14-2C4OP2	14-2C4OP3	14-2C4OP4
Si	0.009	0.024	0.001	0.010	0.005	0.010
Al	0.028	0.022	0.034	0.050	0.006	0.040
Mg	0	0	0.005	0.017	0	0
Ti	0.023	0.013	0.007	0.011	0.045	0.045
Fe^{2+}	8.002	7.989	7.974	7.967	8.040	8.028
Cr	0	0.013	0	0	0.001	0.005
Ni	0.010	0	0	0.002	0	0.002
Zn	0.013	0	0.047	0.012	0	0.019
V	0	0.016	0.023	0.021	0.004	0.009
Ca	0.005	0.008	0.004	0.004	0	0.004
Mn	0.004	0.001	0	0.004	0	0
Fe^{3+}	15.892	15.891	15.897	15.884	15.894	15.830

Tabela 8.9 – Dados químicos de cristais de magnetita do melanossoma (14-2C3) e do leucossoma (14-2C1) do afloramento IL-14.

Cátions	14-2C3OP2	14-2C3OP3	14-2C3OP4	14-2C3OP5	14-2C1OP1	14-2C1OP2	14-2C1OP3
Si	0.013	0.013	0.021	0.042	0.008	0	0.014
Al	0.027	0.051	0.018	0.043	0.043	0.013	0.034
Mg	0.014	0.006	0.012	0	0	0	0.007
Ti	0.006	0.018	0.060	0.028	0.015	0.165	0.005
Fe^{2+}	7.982	7.968	8.021	7.990	8.005	8.162	7.984
Cr	0	0	0	0.004	0	0.005	0
Ni	0	0.005	0	0	0	0	0.011
Zn	0	0	0.012	0.010	0	0	0
V	0.005	0.030	0.016	0.024	0.002	0.001	0.006
Ca	0	0	0	0	0	0.008	0.001
Mn	0	0.017	0.003	0	0.005	0	0.001
Fe^{3+}	15.942	15.861	15.814	15.820	15.916	15.647	15.929

8.3.4 - GEOTERMOBAROMETRIA

Com a equação da saturação de zircônio de Watson (1987), que reflete a concentração de zircão nas amostras, obtivemos os valores de temperaturas de cristalização dos cristais de zircão mostrados na Tabela 8.10. Os valores de temperaturas do conjunto das amostras variam entre 831°C e 950°C. Os cristais das duas amostras do paleossoma (14O e 14D) apresentam temperatura praticamente iguais. Os cristais das amostras de rocha total 14N e 14P apresentam valores com diferença de 10°C. Porém esses dois conjunto de amostras apresentam valores em média semelhantes. Os cristais da amostra do leucossoma com 10% de biotita 14M apresenta temperatura superior 23°C mais elevada do que o leucossoma com 3% de biotita 14J e os cristais da amostra do melanossoma (14G) apresenta uma temperatura diferente das demais e com valor bem mais elevado, isso se deve ao fato de enriquecimento relativo de zircão nessa amostra. Nota-se que ocorre uma correlação entre o aumento na saturação de Zircônio e a concentração em biotita, com os valores de temperatura de cristalização mais baixo na amostras do leucossoma 14J e mais elevada no melanossoma 14G, amostras com menor e maior concentração em biotita respectivamente.

Tabela 8.10 – Tabela com os dados de temperatura do afloramento IL-14 calculados pela saturação de zircônio segundo Watson (1988).

Amostra	Zr (ppm)	Temperatura (°C)
IL-14O (paleossoma-1)	403	881
IL-14D (paleossoma-2)	402	880
IL-14N (rocha total)	390	877
IL-14P (rocha total)	428	887
IL-14G (melanossoma)	759	950
IL-14M (leucossoma-1)	308	854
IL-14J (leucossoma-2)	244	831

Os dados de quartzo, albita, anortita e ortoclásio da mesonorma recalculado para 100% das amostras do paleossoma e leucossomas foram lançados nos Diagramas Quartzo (Qz), Albita (Ab) e Ortoclásio (Or) com isothermas de Winkler (1977) para pressões d'água de 5 e 7 Kb (Fig. 8.3).

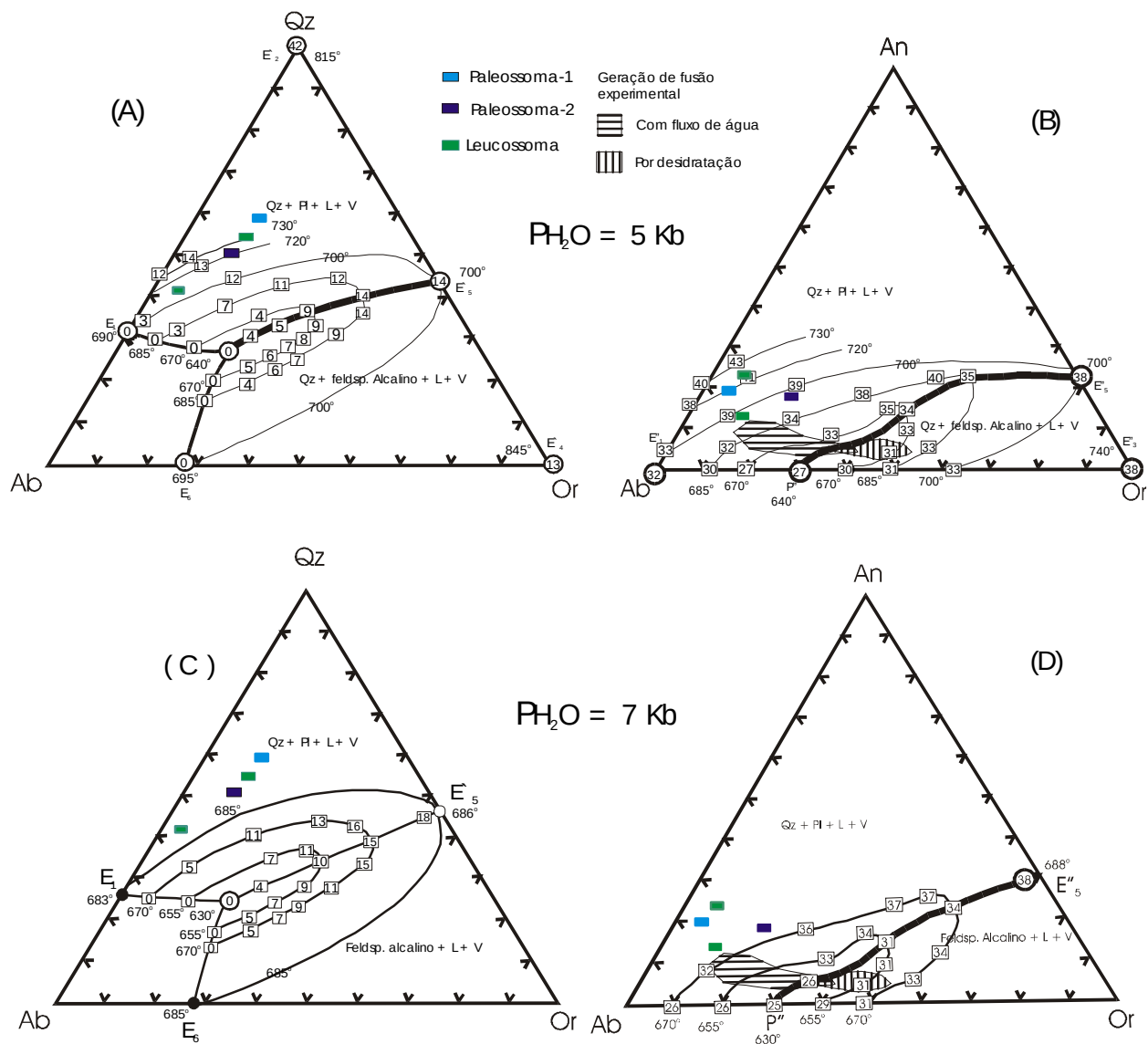


Figura 8.3 – Amostras do afloramento IL-14 lançadas nos diagramas com a projeção da linha cotética P-E₅ e isothermas nas três superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-An-H₂O. (A) e (B) para pressão d'água de 5 Kb e (C) e (D) para pressão d'água de 7 Kb (adaptado de Winkler, 1977). Os valores sobre as isothermas das Figuras A e C representam as projeções dos teores de anortita e nas Figuras B e D as projeções dos teores de quartzo.

Para uma pressão de 5 Kb a amostra de leucossoma-1 caiu entre as isotermas de 700°C e 730°C e o leucossoma-2 sobre 730°C. A amostra do paleossoma-2 caiu sobre a isoterma de 720°C e o paleossoma-1 acima da isoterma de 730°C (Fig. 8.3A). No Diagrama Anortita (An), Albita (Ab) e Ortoclásio (Or) o ponto da amostra de leucossoma-1 caiu sobre a isoterma de 700°C e o leucossoma-2 um pouco acima da isoterma de 720°C (Fig. 8.3B). Para uma pressão de 7 kb no Diagrama Qz-Ab-Or todas as amostras caem acima da isoterma de 685°C (Fig. 8.3C) e no Diagrama Ab-An-Or acima da isoterma de 670°C (Fig. 8.3D).

As proporções dos teores de anortita das amostras de massa fundida do afloramento IL-14 (14J e 14M) determinadas a partir das mesonormas ficam entre An 15% e An 25%. Estes valores lançados no Diagrama com as projeções de solidus e liquidus de Johannes (1983) para a composição cotética no sistema Qz-Ab-An-H₂O na pressão d'água de 5 kb, mostra que os teores de anortita das massa fundidas interceptam as curvas entre 685°C e 730°C respectivamente. Com a projeção da curva de liquidus de Yoder (1968) intercepta entre as temperaturas de 740°C e 760°C (Fig.8.4).

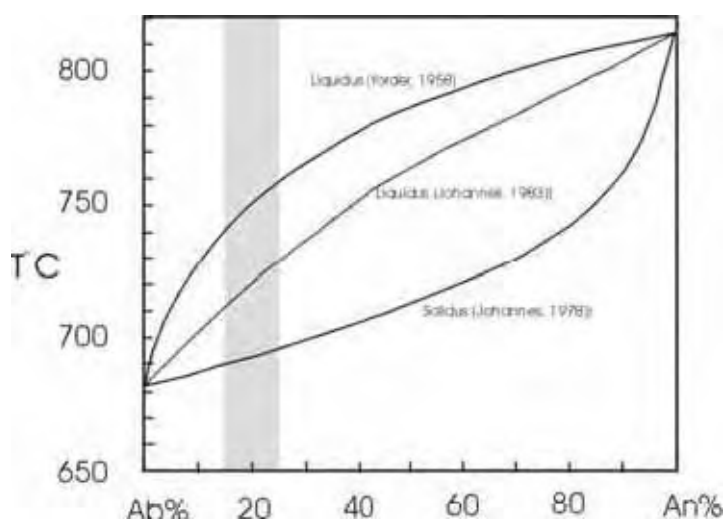


Figura 8.4 – Diagrama com as projeções das curvas de solidus de Johannes (1978) e de liquidus de Johannes (1983) e Yoder (1968) para a composição cotética no sistema Qz-Ab-An-H₂O na pressão (P_{H₂O}) de 5 kb. A área cinza representa a faixa de teor de anortita da massa fundida do afloramento IL-14.

Estes dados de temperatura juntamente com os valores de formação das biotitas indicam que a migmatização teve início numa temperatura em torno de 730°C-750°C em condições de hipersolidus numa pressão provável em torno de 5 kb.

8.4 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TERRA RARAS (ETRs)

8.4.1 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

Os dados analíticos de elementos maiores e traços das amostras usadas no estudo de mobilidade química estão nas Tabelas 05A e 05B do APÊNDICE E. Nas figuras com os dados químicos das amostras do paleossoma vs as amostras formadas pelo conjunto paleossoma + melanossoma + leucossoma denominadas de rocha total (Figs. 8.5A a 8.5F), optou-se pela reta de 45° como a melhor isocon, por entender-se que se a migmatização se processou em sistema fechado os pontos analíticos dos elementos deve se alinhar sobre uma reta com essa inclinação. Nas figuras 8.5G e 8.5H com os dados do paleossoma com o melanossoma a reta isocon escolhida é a que parte da origem e passa entre os elementos Fe e Mg, considerando-se que esses elementos ficaram retidos na biotita e consequentemente se comportaram como imóveis. Para o caso dos leucossomas, optou-se por traçar a reta isocon partindo da origem e passando pelo elemento Al (Figs. 8.5I a 8.5M). Nesse caso, entende-se que o alumínio liberado da quebra da biotita do paleossoma foi retido na formação do microclínio do leucossoma.

Na comparação da amostra de paleossoma-1 (14O) com a amostra do paleossoma-2 (14D) os elementos maiores que ficaram na faixa dos imóveis foram o Si, Al, Mg, Fe, Ca e Ti (Fig. 8.5A). Na região de ganho de massa o K (71%) e os voláteis representados pela PF (55%). Os elementos com perda de massa são o Na (30%) e P (33%). No caso dos elementos traços (Fig. 8.5B) os elementos imóveis foram o Nd, Sm, Sr, Ba e Zr. O único elemento com ganho de massa foi o Rb (54%). Enquanto que os que ficaram na região de perda de massa foram oY (12%), Th (14%), Nb (25%), V (26%), Ni (37%), U (70%), Pb (87%).

Quando comparamos a amostra do paleossoma-1 (14O) com a rocha total (14N) os elementos maiores que permaneceram imóveis foram: Si, Al, Fe, Ca, Na, P e Ti (Fig. 8.5C). O único elemento com ganho de massa foi o K (18%) e com perda de massa o elemento Mg (20%) e os voláteis representados pela PF (71%). Com relação aos elementos traços (Fig. 8.5D) os que permaneceram imóveis foram o Sm, Nd, Zr e Y. Na região de ganho de massa ficaram o Sr (22%), Rb (28%) e Ba (35%). Na região de perda de massa ficaram o Nb (13%), Th (14%), Ni (38%), U (41%) e Pb (69%).

Na comparação do paleossoma-1 (14O) com a rocha total (14P) os elementos maiores que permaneceram imóveis foram o Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, P e os voláteis representados pela PF (Fig. 8.5E). Na região de ganho de massa tem-se apenas o K (57%) e na região de perda de

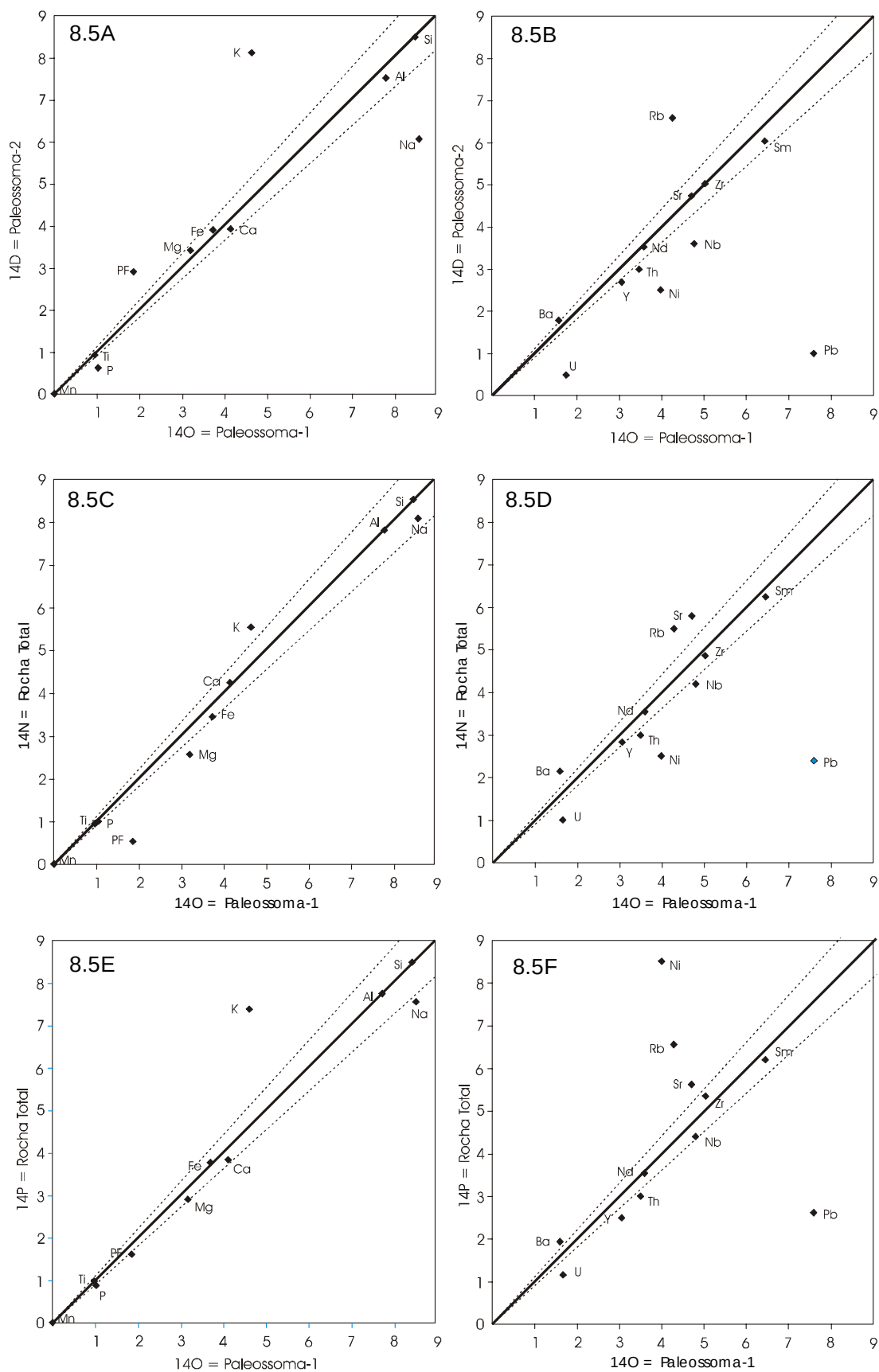
massa apenas o Na (12%). Os elementos traços (Fig. 8.5F) que permaneceram imóveis foram o Sm, Nd, Nb e Zr. Com ganho de massa tem-se o Sr (20%), Ba (21%) Rb (54%) e o Ni (108%) e com perda de massa o Th (14%), Y (20), U (31) e Pb (65%).

Já na comparação do paleossoma-1 (14) com o melanossoma (14G) os elementos maiores que permaneceram imóveis foram o Fe, Mg, Ti, P e K (Fig. 8.5G). Com ganho de massa temos apenas os voláteis (57%). Com perda de massa temos o Si (41%) Ca, (53%), Al (58%) e Na (78%). O Diagrama com os elementos traços (Fig. 8.5H) mostra que o único imóvel foi o Zr e com ganho de massa o Rb (12%). Os elementos com perda de massa foram o Nb (30%), Sm (32%), Y (38%), Nd (39%), Ba (49%), Th (54%), U (57%), Sr (62%), Ni (67%) e Pb (93%).

Os Diagramas com o paleossoma-1 (14O) com o leucossoma-1 (14M) os elementos maiores que permaneceram imóveis foram o Si, Al e os voláteis (Fig. 8.5I). Na região de ganho de massa tem-se apenas o Ca (15%). Com perda de massa tem-se o K (14%), Fe (16%), Ti (19%), Na (30%), Mg (36%) e P (37%). Com relação aos elementos traços (Fig. 8.5J) apenas o Rb e Sr, os demais elementos perderam massa, com o Y (16%), Th (17%), Ba (18%), Sm (23%), Zr (23%), Nd (24%), Nb (32%), Ni (40%), U (70%) e Pb (74%).

Nos Diagramas com o paleossoma (14O) com o leucossoma-2 (14J) os elementos maiores que permaneceram imóveis foram o Al, Na, Ca e K (Fig. 8.5L) e os demais elementos perderam massa, com o Si (18%), P (36%), Ti (42%), Fe (45%) e Mg (51%). Com relação aos elementos traços (Fig. 8.5M) apenas o Sr permaneceu imóvel e os demais perderam massa, com o Rb (18), Ba (15%), Nd (33%), Sm (42%), Nb (37%), Zr (47%) e Y (54%).

Os resultados obtidos com os Diagramas isocon comparando os dados químicos do paleossoma com as amostras de rocha total (formada pelo conjunto paleossoma + melanossoma + leucossoma) mostram que no geral não houve mobilização dos elementos maiores, com exceção do K que em todos os casos ganharam massa e o Mg que perdeu massa na Figura 8.5C. Já os elementos traços que permaneceram imóveis foram apenas Sm, Nd e Zr e os demais foram mobilizados.



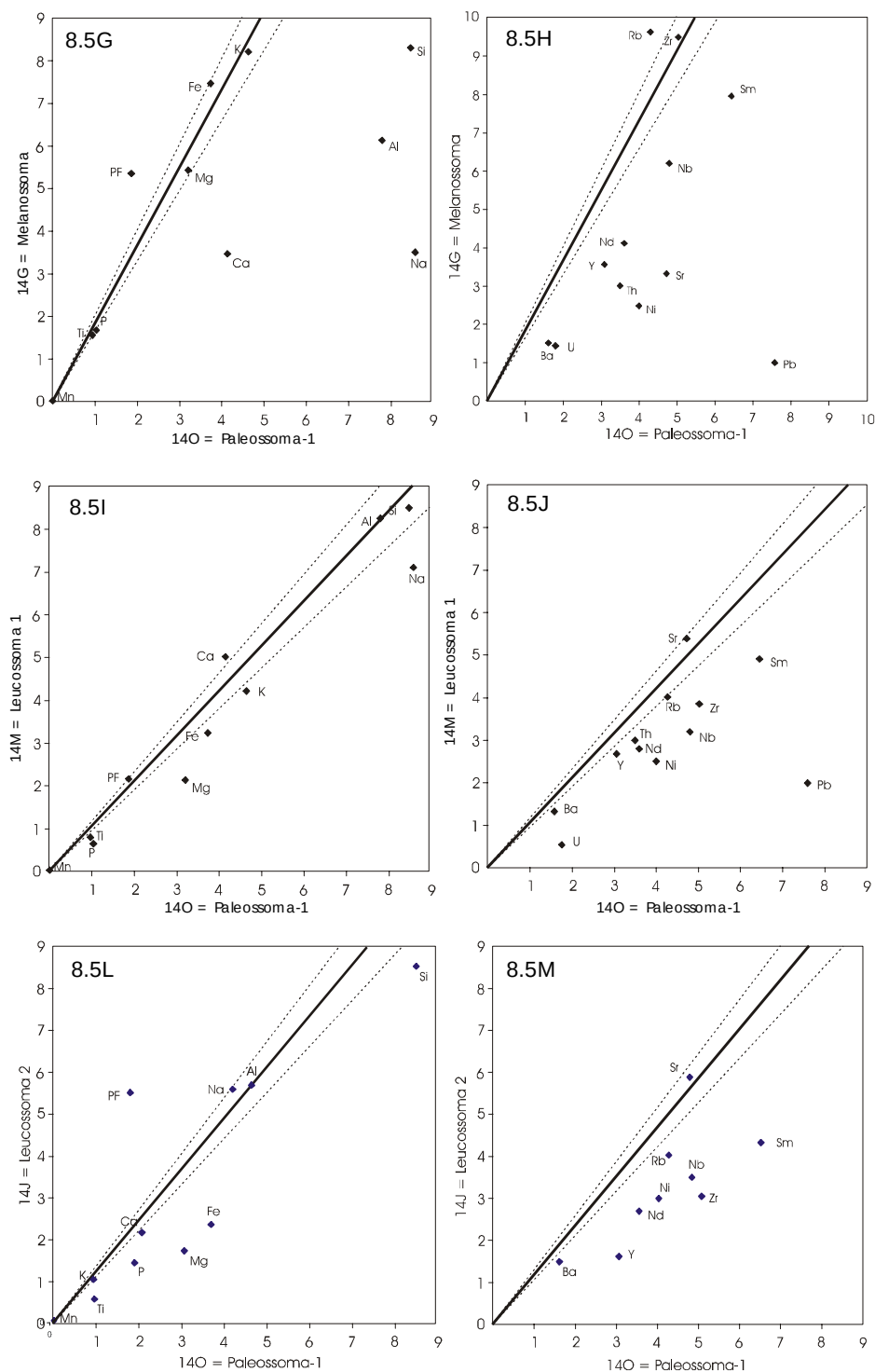


Figura 8.5 – Diagramas isocon de elementos maiores e traços das amostras do afloramento IL-14. (A e B) do paleossoma-1 ^{14}O com as amostras do paleossoma-2 ^{14}D . (C e D) amostra do paleossoma-1 com a rocha total ^{14}N . (E e F) amostra do paleossoma-1 com a rocha total ^{14}P . (G e H) Paleossoma-1 com o melanossoma ^{14}G . (I e J) Paleossoma-1 com o leucossoma-1 ^{14}M . (L e M) Paleossoma-1 com o leucossoma-2 ^{14}J .

Os resultados obtidos com os diagramas isocon comparando o paleossoma-1 com a amostra e do paleossoma-2 e com as amostras da rocha total mostram que a imobilidade dos elementos químicos maiores Fe, Mg, Al e Si e a perda de Na está de acordo com as variações mineralógicas sofridas pelo paleossoma durante a formação do melanossoma, com enriquecimento em quartzo e biotita relativo ao empobrecimento em plagioclásio para formação do leucossoma. A perda de massa dos elementos traços Th, U e Pb foi devido a perda dos minerais acessórios monazita e apatita, sobretudo o primeiro que tem concentração muito elevada em Th, U e Pb. A imobilidade do elemento Zr indica que o mineral zircão, que também é rico em U e Pb, não saiu do sistema e não contribuiu para a perda destes elementos. O comportamento do Rb está relacionado com o comportamento do K e do Sr com o do Ca. Os Diagramas comparando o paleossoma com a amostra de melanossoma confirmam a fixação do Fe, Mg e K na biotita e a perda de Ca, Na, Al e Si para a formação do leucossoma.

Nos diagramas do paleossoma com as amostras de leucossomas, observam-se algumas diferenças no comportamento dos elementos químicos Fe, Si que na comparação do paleossoma com o leucossoma-1, com o Fe com uma pequena perda de massa e o Si imóvel, enquanto que na comparação com o leucossoma-2 ambos perderam massa. Nesse caso, o teor de biotita tem a maior influência no comportamento destes elementos. Os elementos traços Th, U e Pb perderam massa, nesse caso, em função da perda de monazita, apatita e também do zircão. A perda dos elementos Sm e Nd deve estar relacionada também com a perda em biotita.

Os gráficos isocon das comparações do paleossoma com as amostras de rocha total (formada pelo conjunto paleossoma + melanossoma + leucossoma) apontam para uma migmatização em sistema aberto, com infiltração K, Rb e Sr, mas o material introduzido foi em quantidade relativamente pequena.

8.4.2 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS DO AFLORAMENTO IL-14.

As amostras usadas no Diagrama da Figura 8.6 foram do paleossoma-1 (14O), do paleossoma-2 (14D), das rochas total, mistura Paleossoma + melanossoma + leucossoma (14N e 14P), do melanossoma (14G) e dos leucossomas-1 e leucossoma-2 (14J e 14M). Os dados analíticos das amostras da Serra Preta são apresentados na Tabela 06 do APÊNDICE E.

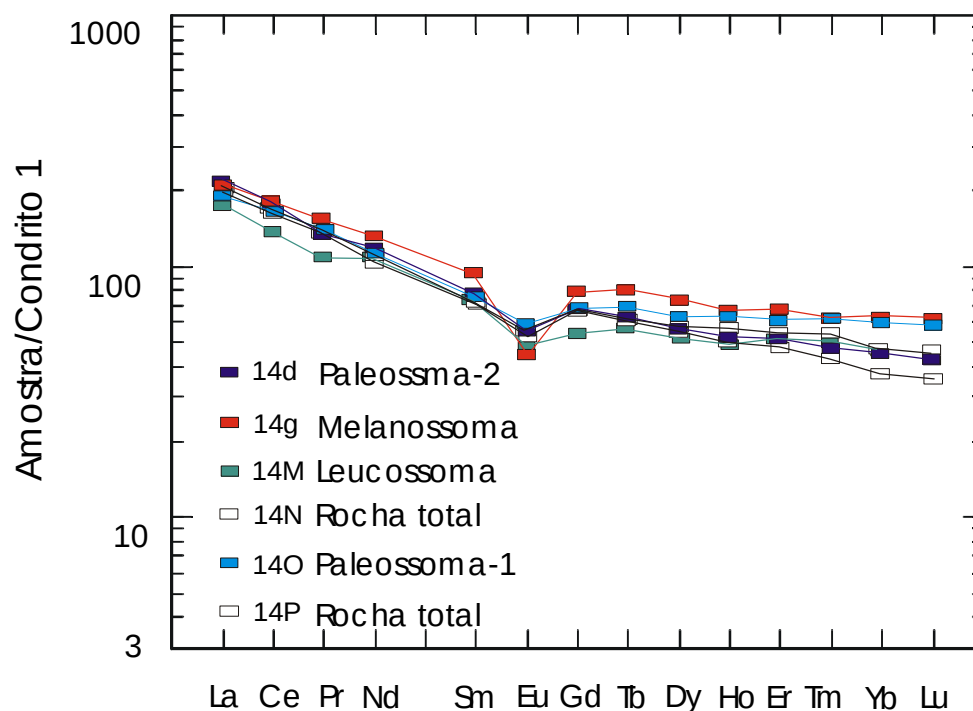


Figura 8.6 - Diagrama de elementos terras raras do afloramento IL-14 (Serra Preta), normalizados pelo condrito 1 de Boynton (1984).

Na Figura 8.6 está representado os dados obtidos de sete amostras do afloramento IL-14. Nota-se que não ocorre diferenças significativas nos padrões das amostras, todas mostram enriquecimento em ETRs leves com relação aos ETRs pesados. As amostras do melanossoma e do paleossoma-1 possuem concentração em ETRs superior as demais. A anomalia negativa em Eu é observada em todas as amostras sendo mais pronunciada no melanossoma.

O padrão de ETRs das amostras do afloramento IL-14, no geral, é similar ao apresentado por Chavagnac et al. (1999) como sendo o previsível no processo de fusão em equilíbrio (*batch melting*). Os diagramas com os pontos analíticos dos elementos traços La vs Ce (Fig. 8.7A) e Yb

vs Lu (Fig.8.7B), mesmo com os pontos pouco espalhado, mostram uma tendência para definir uma reta passando pela origem, reforçando a hipótese da atuação de processos de fusão parcial fracionada para essas amostras e sugerindo que as mesma sejam cogenéticas.

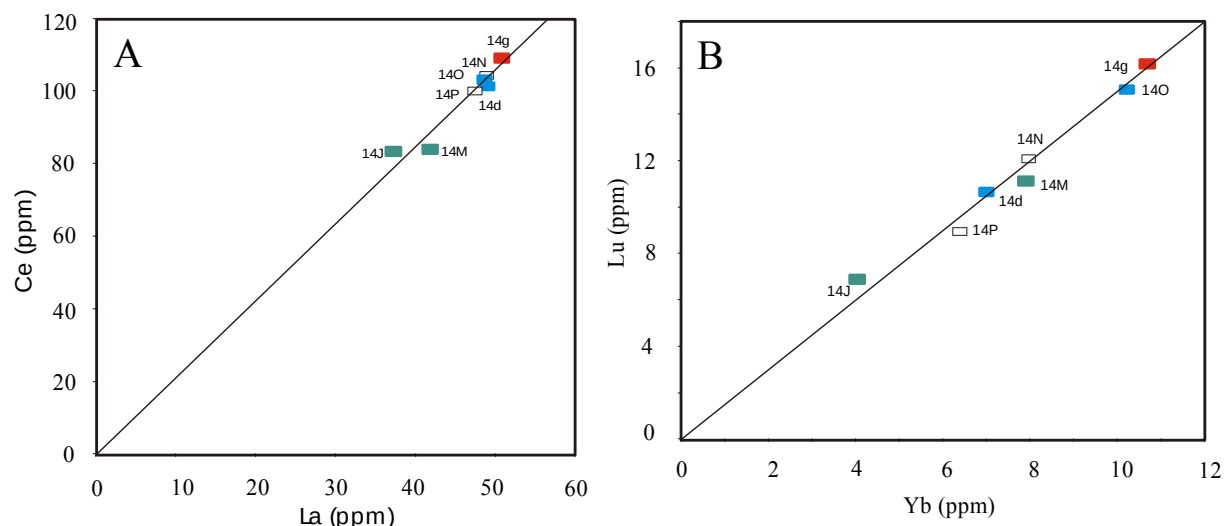


Figura 8.7 – Diagramas de variação de elementos terras raras com Kd semelhantes com os dados das amostras do afloramento IL-14. (A) Diagrama La vs Ce e (B) Yb vs Lu. (Adaptados de Koester, et al., 2001).

A Figura 8.6 das amostras do afloramento IL-14 mostra padrões similares com relação aos ETRs pouco fracionado com valores de La_N/Yb_N variando entre 3.42 e 6.70. Todas as amostras apresentam anomalias negativas de Eu, indicando que no processo de fusão parcial, a maior parte do plagioclásio ficou retido na fonte. As amostras com maiores concentrações em ETRs são as mais ricas em monazita e apatita que são minerais ricos em ETRs.

8.4.3 – Geoquímica Isotópica

8.4.3.1 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Rb-Sr e Sm-Nd

Para os estudos isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd utilizou-se 07 amostras do afloramento IL-14, a amostra 14O denominada de paleossoma-1, 14D denominada de paleossoma-2, 14G do melanossoma, 14M denominada de leucossoma-1, 14J leucossoma-1, e amostras 14N e 14P de rocha total (conjunto formado por paleossoma + melanossoma + leucossoma). Os dados isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd são mostrados nas Tabelas 8.11 e 8.12.

Tabela 8.11 – Dados isotópicos de Rb-Sr das amostras do afloramento IL-14. O erro das análises foi de $\pm 2\sigma$ para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$T_{\text{DM}}\text{Sr}$ (Ga)
14O	42.92	94.48	0.4543	1.3145	0.751408	2.68
14P	67.52	113.33	0.5958	1.7240	0.766849	2.66
14D	72.79	96.85	0.7516	2.1748	0.760088	1.89
14G	111.11	67.18	1.6539	4.7859	0.773383	1.05
14M	43.69	111.96	0.3902	1.1292	0.752914	3.23
14J	40.16	117.83	0.3408	0.9862	0.758312	4.09
14N	56.49	115.30	0.4899	1.4177	0.760955	2.96

Legenda: IL-14D (paleossoma), IL-14G (melanossoma) e IL-14M (leucossoma 1), IL-14J (leucossoma 2) IL-14N = rocha total, IL-14O = peleossoma, IL-14P = Rocha total.

Tabela 8.12 – Dados analíticos de Sm-Nd das amostras dos migmatitos do Maciço São José de Campestre. Erro da análises ($\pm 2\sigma$) para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(3.25)$	$T_{\text{DM}1}$ (Ga)	$T_{\text{DM}2}$ (Ga)	$f(\text{Sm}/\text{Nd})$
14O	11.731	52.841	0.1342	0.511318 (± 05)	-25.75	+0.45	3.34	3.26	-0.32
14P	11.068	49.391	0.1355	0.511318 (± 05)	-25.75	-0.10	3.40	3.29	-0.31
14D	11.644	52.346	0.1345	0.511284 (± 07)	-26.41	-0.35	3.43	3.31	-0.32
14G	14.822	61.541	0.1456	0.511342 (± 05)	-25.28	-3.90	3.91	3.56	-0.26
14M	9.262	41.459	0.1350	0.511320 (± 06)	-25.71	+0.15	3.38	3.28	-0.31
14J	8.685	40.567	0.1294	0.511292 (± 06)	-26.26	+1.96	3.20	3.15	-0.34
14N	11.406	52.596	0.1311	0.511309 (± 05)	-25.92	+01.5	3.23	3.18	-0.33

$T_{\text{DM}2} = 1/\lambda \ln\{1 + \{Nm - (Nc + (RT1 - RT2) \cdot (e^{\lambda t} - 1))/(Rm - RT1)\}\}$ - (Eq-07), onde, $\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$, Nm é o valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual de DM l = 0.513149; Nc é o valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual da amostra, RT2 é o valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ atual da amostra, RT1 é o valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ estimado, geralmente a média crustal que é $0,11 \pm 0,01$ e Rm é o valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de DM atual = 0.219 (segundo Sato e Tassinari, 1997). Legenda: IL-14D (paleossoma), IL-14G (melanossoma) e IL-14M (leucossoma 1), IL-14J (leucossoma 2) IL-14N = rocha total, IL-14O = peleossoma, IL-14P = Rocha total.

Os dados isotópicos da Tabelas 8.11 e 8.12 foram utilizados para a confecção dos diagramas Nd vs Sm/Nd (Fig. 8.8) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs ϵ_{Nd} (Fig. 8.9). As razões Rb/Sr no conjunto das amostras IL-14 variam entre 0.34 do leucossoma-1 (14J) a 1.65 no melanossoma (14G). As amostras com razões mais baixas são dos leucossomas, em média 0.37, enquanto que o conjunto dos paleossomas e rocha total tem razão média de 0.57. Nota-se que as amostras de massas fundidas (leucossomas) são as que apresentam razões Rb/Sr mais baixas, enquanto que as razões mais elevadas no melanossoma (14G), paleossoma 2 (14D) e rocha total (14P). Segundo Hanson (1978) a razão Rb/Sr decresce em função da presença de biotita no resíduo. Nota-se que a amostra com maior concentração em biotita é o melanossoma (resíduo) também é a que apresenta a razão Rb/Sr mais elevada, justificando as baixas razões nas amostras do leucossoma.

Com relação aos dados Sm-Nd, a Figura 8.8 mostra que não existe uma correlação entre o aumento nas concentrações de Nd e as razões Sm/Nd. A amostra do melanossoma 14G apresenta a razão Sm/Nd mais elevada e a do leucossoma 14J a razão Sm/Nd mais baixa. Os pontos das amostras mostram uma correlação positiva com o aumento da concentração em Nd e aumento no teor de biotita.

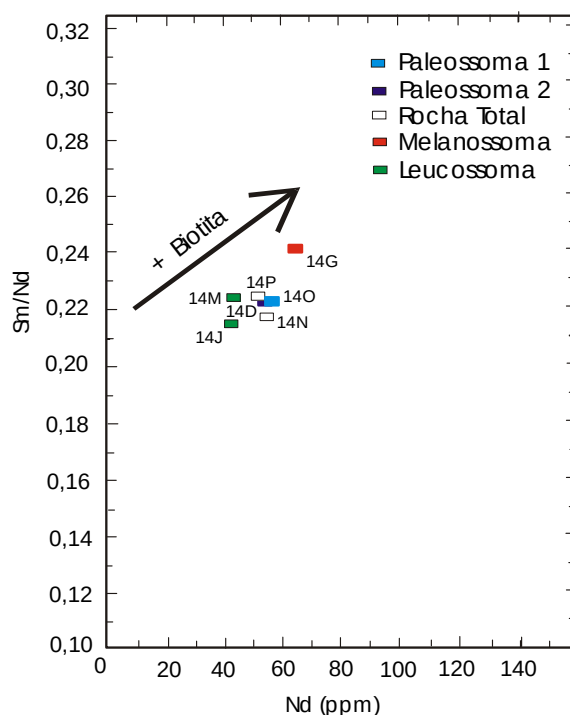


Figura 8.8 – Dados Nd vs Sm/Nd para as amostras do afloramento IL-14. Adaptado de Faure (1988).

Usando-se os dados das tabelas 8.11 e 8.12 no Diagrama de Dickin (1995) de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ recalculado para $t = 3.25$ Ga (Fig. 8.9A), $t = 2.2$ Ga (Fig. 8.9B), $t = 2.0$ Ga (Fig. 8.9C) e $t = 0.6$ Ga (Fig. 8.9D) mostra que o sistema Rb-Sr foi mais fortemente perturbado como indica os valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras de paleossoma 2 (14D) e do melanosoma (14G) abaixo da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primordial da terra a partir de $t = 2.0$ Ga e em $t = 3.25$ Ga, além destas, também as amostras 14O, 14N e 14P (paleossoma 1 e rocha total). Como estas rochas sofreram os efeitos dos dois últimos eventos orogenéticos (ca. 2.1 e 0.6 Ga), e o sistema Rb-Sr é facilmente perturbado frente a eventos subsequentes a cristalização de uma rocha, fica difícil se determinar com certeza em que momento o mesmo foi perturbado mais fortemente, mas é possível que isso tenha ocorrido em todos os eventos posteriores a sua cristalização.

Com relação ao sistema Sm-Nd os eventos de deformação/metamorfismo não afetaram tão fortemente quanto afetaram o sistema Rb-Sr, como mostra a pequena variação nas faixas de valores de ϵ_{Nd} em cada idade desde sua de cristalização (Fig. 8.9A) até a idade do último evento regional em 0.6 Ga (Fig. 8.9D).

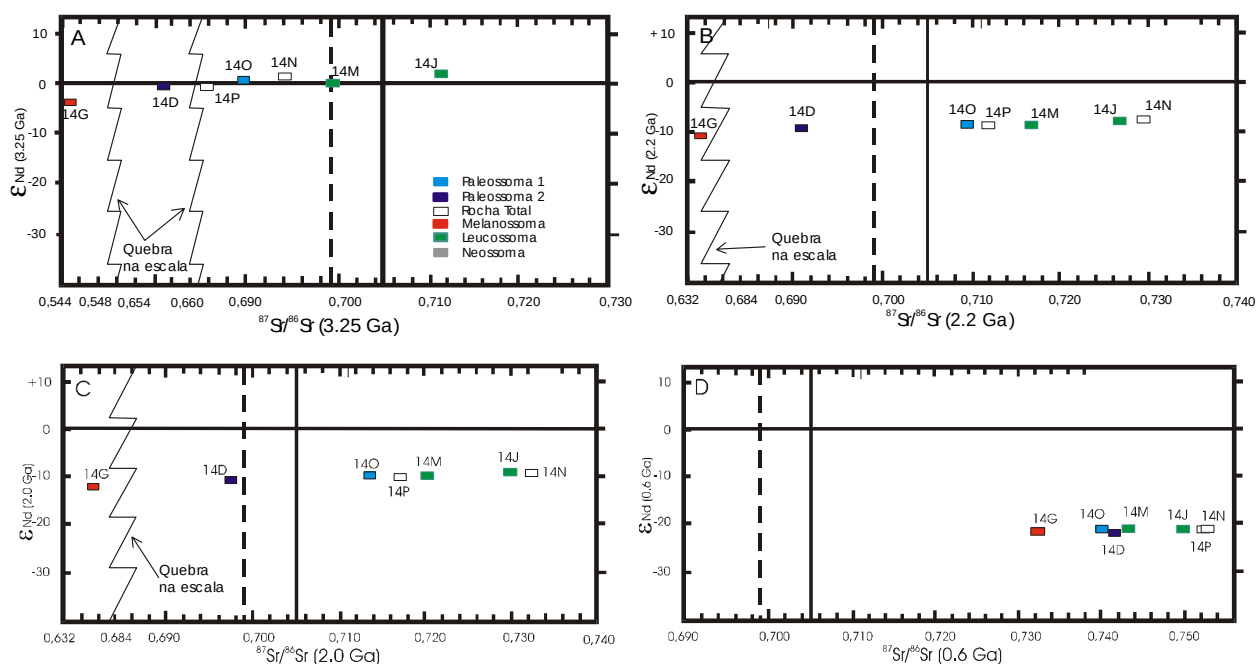


Figura 8.9 – Diagrama isotópico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ das amostras do afloramento IL-14. (A) em $t = 3.25$ Ga. (B) em $t = 2.2$ Ga. (C) em $t = 2.0$ Ga. (D) em $t = 0.6$ Ga. (Adaptado de Dickin, 1995). A linha tracejada representa o valor da razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primordial da Terra (0.699).

Os valores de idades modelo $T_{DM2}(Nd)$ da Tabela 8.12, foram recalculadas em função do fracionamento de Sm e Nd nas amostras com valores de $^{147}Sm/^{144}Nd$ superiores a 0.125. As amostras mostram valores entre 3.15 Ga (leucossoma 14J) e 3.31 Ga (peleossoma-2 14D) e a do melanossoma 14G com o valor mais elevado (3.56 Ga). Estes valores lançados nos Diagramas com os valores de T_{DM} vs ϵ_{Nd} (Fig. 8.10) com a representações das faixas de valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ em 3.25 Ga, 2.2 Ga, 2.0 Ga e 0.6 Ga mostra que a faixa dos valores ϵ_{Nd} é mais estreita em $t = 0.6$ Ga tornando-se mais ampla em $t = 2.0$ Ga, $t = 2.2$ Ga e 3.2 Ga sugerindo que foi nesses dois últimos momentos que ocorreram fracionamento de Sm e Nd. Os valores de ϵ_{Nd} nas idades de 2.0 Ga e 2.2 Ga não apresentam diferenças significativas. Figura 8.11 construída com os valores de T_{DM} Sr vs T_{DM} Nd mostra as variações sofridas pelos dois sistemas isotópicos.

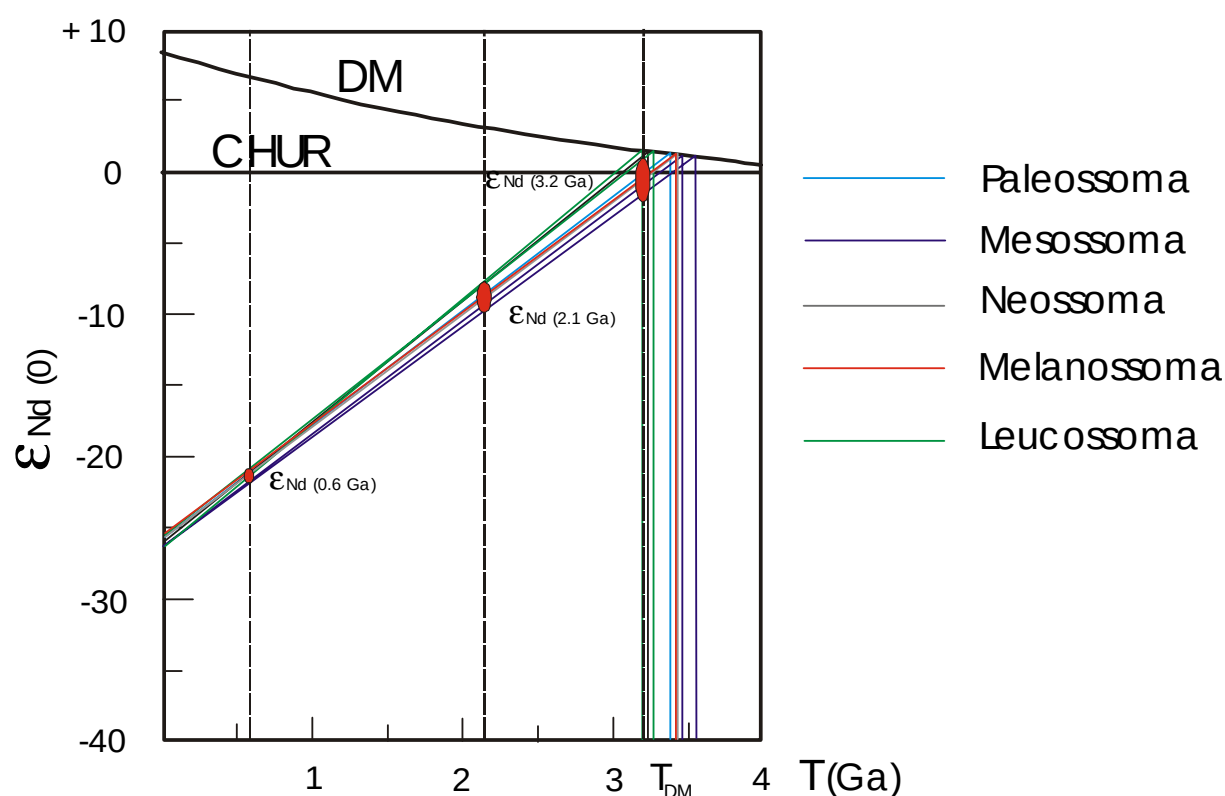


Figura 8.10 – Diagrama dos valores de T_{DM} vs $\epsilon_{Nd}(0)$ com os valores de ϵ_{Nd} em $t = 3.2$ Ga, $t = 2.2$ Ga e $t = 0.6$ Ga calculados pelo método U/Pb.

Analizando-se as Figuras 8.8, 8.9 e 8.10 fica evidente que o sistema Rb-Sr foi perturbado com muito mais intensidade do que o sistema Sm-Nd. Esse fato é confirmado com a observação do Diagrama T_{DM} (Sr) vs T_{DM} (Nd) das amostras do afloramento IL-14 (Fig. 8.11) onde tem-se uma ampla variação de T_{DM} (Sr), mesmo nas amostras de paleossomas, enquanto que a faixa de variação dos valores de T_{DM} (Nd) é muito estreita, principalmente das amostras de paleossomas (14D e 14O) e das amostras do conjunto paleossoma + melanossoma + leucossomas (14N e 14P).

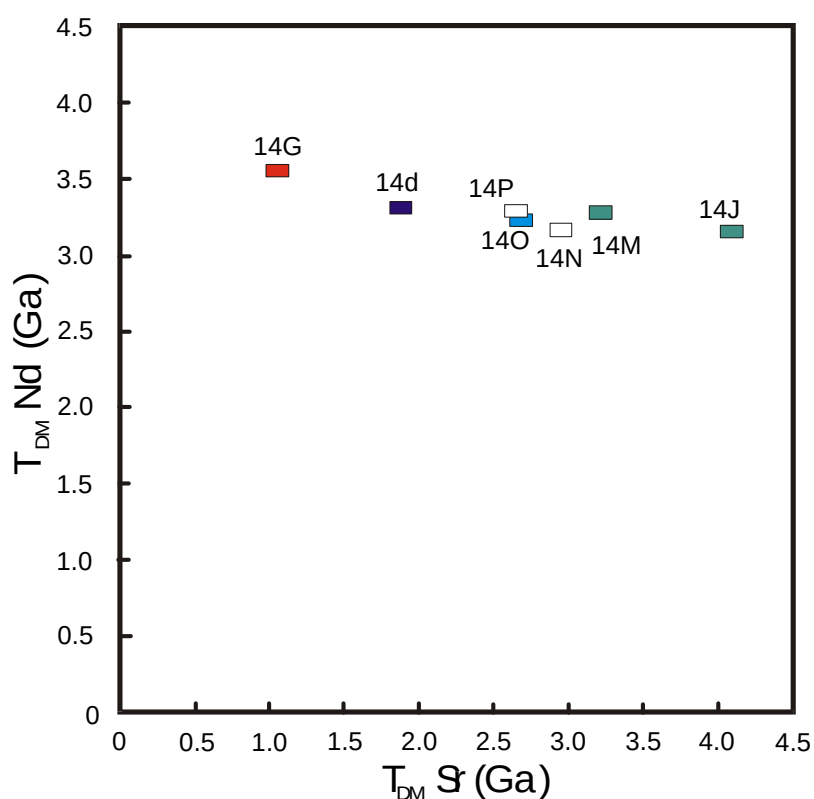


Figura 8.11 – Diagrama com os valores de idades modelos T_{DM} (Sr) vs T_{DM} (Nd) das amostras do afloramento IL-14 calculadas respectivamente a partir do modelo de manto empobrecido e após Goldstein et al. (1984). 14D (paleossoma), 14G (melanossoma) e 14M (leucossoma 1), 14J (leucossoma 2) 14N = rocha total, 14O = paleossoma, 14P = Rocha total.

Apesar das evidências de perturbações nas sistemáticas isotópica Rb-Sr e Sm-Nd, para se ter certeza se houve rehomogeneização completa nas sistemáticas durante o(s) evento(s) de migmatização, foram confeccionados diagramas isocrônicos Rb/Sr (Fig. 8.12) e Sm/Nd (Fig. 8.13). O diagrama construído com os dados de todas as amostras (Fig. 8.12A), em função do péssimo alinhamento dos pontos, define uma errócrona com uma idade muito baixa e com erro e valor de MSWD extremamente elevados. Observando-se este diagrama, verificou-se que as amostras de paleossomas (Fig. 8.12B) indicam uma idade de 707 ± 1 Ma com razão inicial (Ri) de 0.73814. O Diagrama com as amostras de rocha total (14N e 14P) e a amostra do leucossoma 1 (14M) (Fig. 8.12C) o resultado foi de 1623 com um erro superior a idade obtida, retirando-se a amostra 14N, o valor obtido com as amostras de rocha total 14P com a do leucossoma 14M mostra uma idade de 1631 ± 2 Ma e Ri de 0.72646.

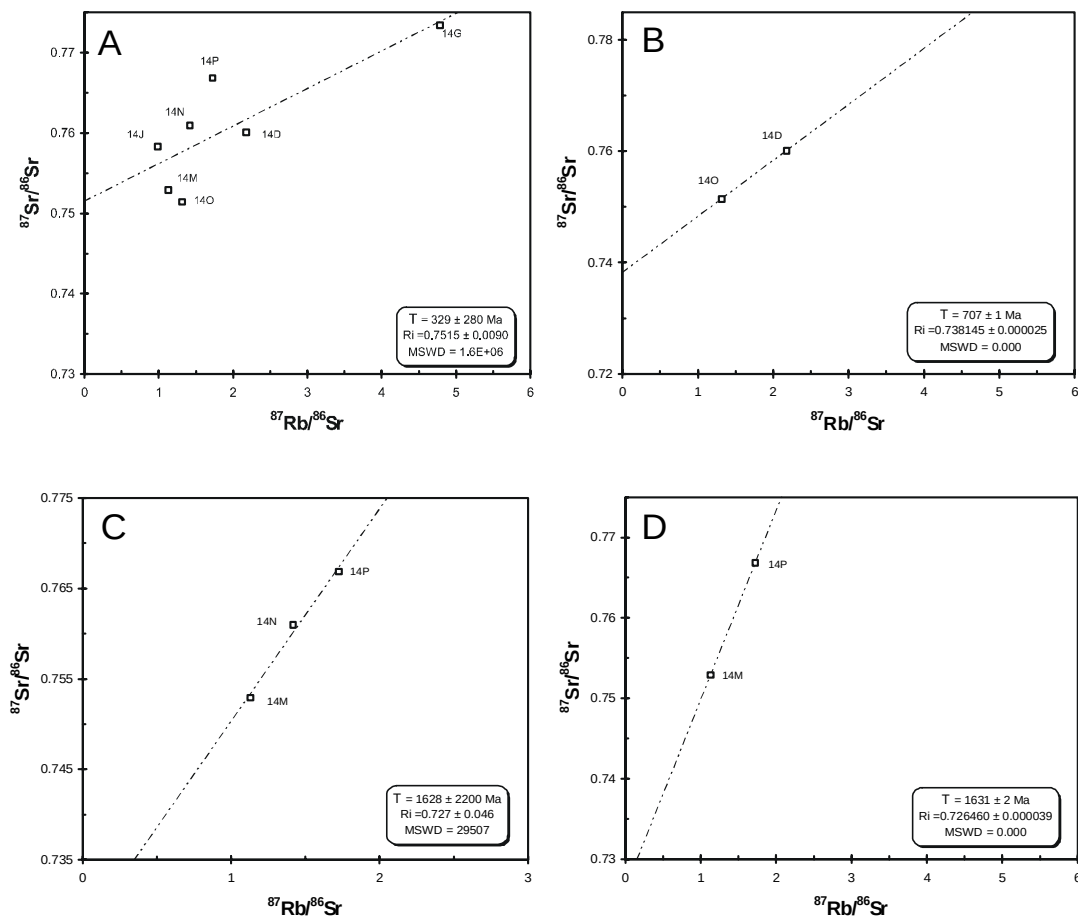


Figura 8.12 – Diagramas isocrônicos Rb/Sr para as amostras do afloramento IL-14. (A) Com todas as amostras. (B) Com as amostras do paleossoma 1 e 2. (C) Com as amostras do leucossoma com as de rocha total. (D) Com as amostras do Diagrama C sem a amostra 14P.

Com relação aos dados isotópicos Sm-Nd, o diagrama com todas as amostras (Fig. 8.13A) mostra uma idade, a exemplo do Rb/Sr, muito baixa e com erro e MSWD extremamente elevados. Observando-se a disposição dos pontos das amostras na Figura 8.13A, foram confeccionados diagramas com pares de amostras. Com as amostras do paleossoma-2 (14D) com o a do melanossoma (14G) obtém-se uma idade de 797 ± 15 Ma (Fig. 8.13B) e Ri de 0.510581. Com os dados das amostras do leucossoma 1 (14M) com a do leucossoma 2 (14J) tem-se uma idade de 763 ± 27 Ma com Ri de 0.51064 (Fig. 8.13C). Com os dados das amostras do leucossoma 2 (14J) e a amostra de rocha total (14N) mostra uma idade de 1526 ± 160 Ma com Ri 0.50999 (Fig. 8.13D). Todos os valores revelados nos diagramas não tem significado geológico, sendo indicativo de que não ocorreu uma rehomoginização isotópica nas sistemáticas Rb/Sr e Sm/Nd.

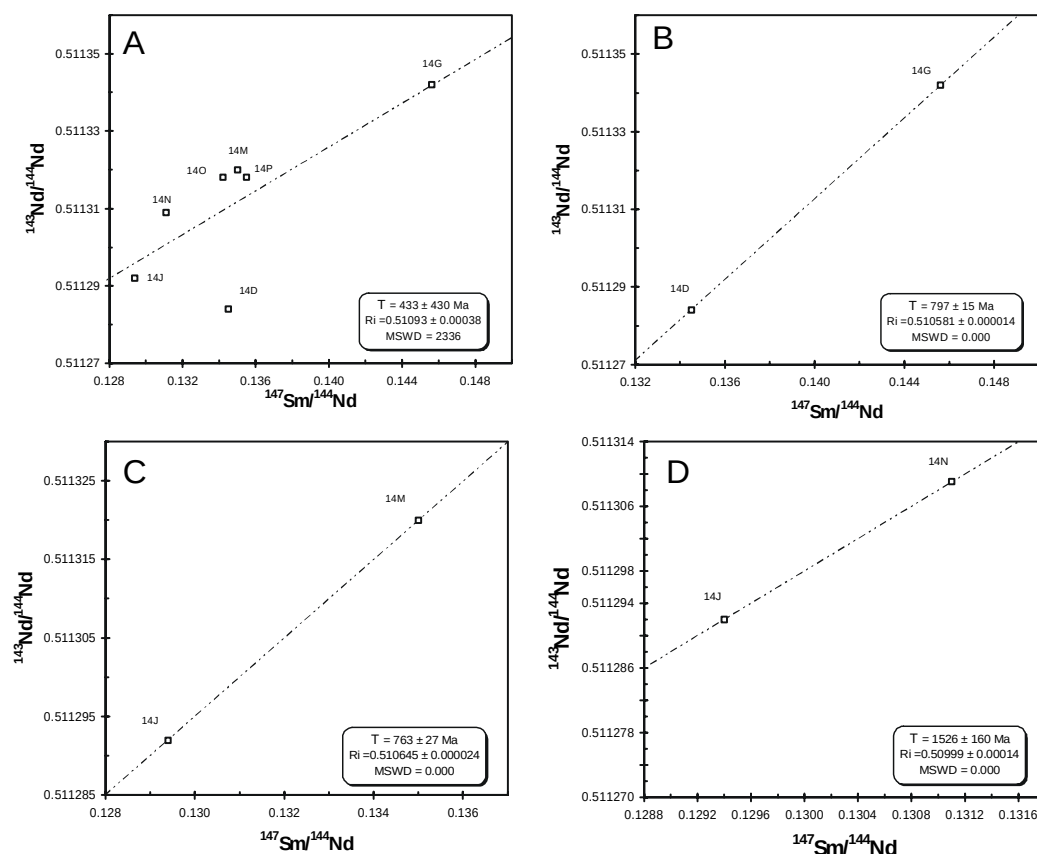


Figura 8.13 – Diagramas isocrônicos Sm/Nd para as amostras do afloramento IL-14. (A) Com todas as amostras. (B) Com as amostras do paleossoma-2 (14D) e da amostra do melanossoma 14G. (C) Com as amostras do leucossoma 1 (14M) e do leucossoma 2 (14J). (D) Com as amostras do leucossoma 2 (14J) e da amostra de rocha total (14N).

8.4.3.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA U-Pb

Os cristais de zircões e monazita analisados foram das amostras do paleossoma-2 (14D), do leucossoma-1 (14M) do leucossoma-1 (14L3 que é a amostra 14J). Os cristais de zircão selecionados para análise, das três amostras, foram das frações magnéticas (M) coletadas no eletroímã *Frantz* numa amperagem fixa de 1.5 ampéres com inclinações laterais variando de $M(0^\circ)$ a $M(3^\circ)$. Da amostra 14D a digestão química foram em 7 cristais de cada fração. Da amostra do leucossoma-1 (14M) foram em média 9 cristais de cada fração e do leucossoma-1 (14L3) em média 11 cristais de cada fração. No geral, os cristais das três amostra eram de cor amarela, equidimensionais o que dava uma forma arredondada, em alguns cristais era possível se observar faces (Fig. 8.14).

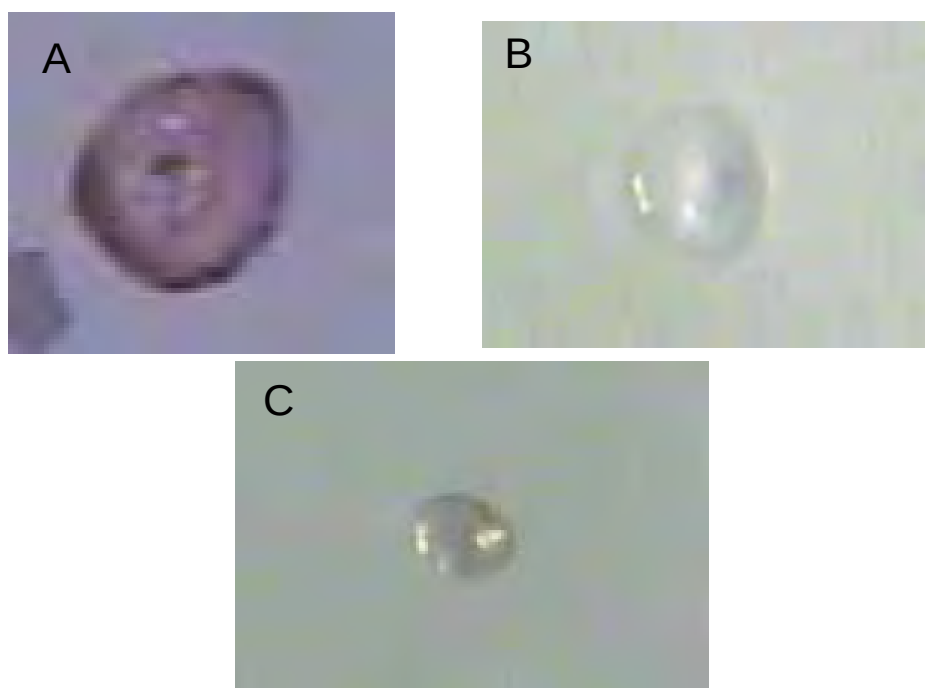


Figura 8.14 – Fotos dos cristais de zircão analisados. (A e B) Cristais de zircão analisado da amostra do paleossoma (14D). (C) Exemplo de cristal de zircão analisado das amostras do leucossoma 1 (14M) e do leucossoma 2 (14J).

Com relação a monazita, de cada uma das amostras 14D1, 14D2, 14L3a e 14L3b foi analisado monocristal, equidimensional xenomórficos, transparente de cor amarelo e das amostras 14D3, 14D4, 14L3c e 14L3d foram analisados em média três cristais de cada amostra com características morfológicas semelhantes as dos monocristais. Os dados analíticos das amostras usada para confecção dos Diagramas concórdia da Figura 8.15 estão na Tabela 8.13.

Tabela 8.13 – Dados isotópicos U-Pb de cristais de zircão e de monazita (Mz) das amostras do paleossoma-2 (14D) e dos leucossomas (14M e 14L3 = 14J) afloramento IL-14.

Amostra Fração	Peso (mg)	U ppm	Pb ppm	Radiogenic Ratios (Isoplot Data)										Pb206* U238 Idade (Ma)	Pb207* U235 Idade (Ma)	Erro ± 2s (Ma)	Erro ± 2s (Ma)
				Pb206 Pb204 (obs.)	Pb207* U235	Erro ± 2s (pct)	Pb206* U238	Erro ± 2s (pct)	Correl. Coeff. (rho)	Pb207* Pb206*	Erro ± 2s (pct)	Pb206* U238 Idade (Ma)	Erro ± 2s (Ma)	Pb207* U235 Idade (Ma)	Erro ± 2s (Ma)		
14D M (1)	0.012	532	185	578	6.1252	0.63	0.32410	0.63	0.997	0.13707	0.042	1809	11	1993	13	2190	1
14D M(0)	0.012	561	189	916	5.9953	0.40	0.32691	0.40	0.995	0.13301	0.038	1823	7	1975	8	2138	1
14D M(3)	0.018	284	135	314	9.3850	0.69	0.38985	0.68	0.988	0.17549	0.105	2122	14	2376	16	2602	3
14D M(2)	0.018	316	120	301	5.6810	0.54	0.32430	0.52	0.959	0.12705	0.152	1810	9	1928	10	2057	3
14D2 Mz	0.016	456	692	1090	3.5728	0.58	0.23019	0.56	0.970	0.11257	0.140	1336	8	1544	9	1841	3
14D3 Mz	0.012	310	298	684	2.6564	1.12	0.18622	1.10	0.977	0.10346	0.237	1101	12	1316	15	1687	4
14D1 Mz	0.010	336	333	225	2.4381	1.22	0.17438	1.20	0.977	0.10140	0.257	1036	12	1254	15	1650	4
14D4 Mz	0.008	266	273	871	2.9491	0.90	0.20102	0.90	0.991	0.10640	0.117	1181	11	1395	13	1739	2
14M M(0)	0.022	400	113	2006	5.0124	0.53	0.28457	0.50	0.975	0.12775	0.152	1614	8	1821	10	2067	3
14M M(1)	0.022	720	207	4738	4.8815	0.39	0.29385	0.39	0.990	0.12048	0.120	1661	6	1799	7	1963	2
14M M(2)	0.018	546	166	1378	5.3588	0.53	0.30136	0.52	0.982	0.12897	0.099	1698	9	1878	10	2084	2
14M M(3)	0.012	488	150	614	4.8500	1.00	0.28759	0.95	0.949	0.12231	0.315	1630	15	1794	18	1990	6
14L3 M(0)	0.014	694	211	1693	5.2513	1.45	0.30493	1.42	0.976	0.12490	0.316	1716	24	1861	27	2027	6
14L3 M(1)	0.016	547	160	2099	5.0211	0.70	0.29719	0.69	0.982	0.12253	0.130	1677	12	1823	13	1993	3
14L3 M(2)	0.024	120	36	574	5.1296	0.94	0.28833	0.93	0.991	0.12903	0.124	1633	15	1841	17	2084	3
14L3 M(3)	0.020	488	135	1401	4.6344	3.15	0.27416	2.93	0.931	0.22598	1.150	1562	46	1756	55	1994	23
14L3d Mz	0.010	234	357	384	0.7922	1.74	0.09403	1.69	0.974	0.06111	0.388	579	10	592	10	643	2
14L3b Mz	0.010	79	112	61	0.9708	7.81	0.09713	7.68	0.988	0.07249	1.200	598	46	689	54	1000	12
14L3c Mz	0.010	260	533	30	1.2133	2.04	0.10385	1.11	0.641	0.08474	1.580	637	7	807	16	1310	21
14L3a Mz	0.016	204	369	663	0.7766	1.28	0.09366	1.26	0.988	0.06013	0.196	577	7	584	7	608	1

Os dados isotópicos U-Pb das quatro frações de cristais de zircão da amostra do paleossoma-2 (14D) lançados no Diagrama concórdia definiram uma reta discórdia com idade do intercepto superior de 3258 ± 540 Ma e intercepto inferior de 1639 ± 180 Ma (Fig. 8.15A), o fato dos pontos analíticos estarem localizados mais próximos ao intercepto inferior, além da proximidade entre os pontos das frações magnéticas M(0°) e M(1°) e dos erros analíticos, são as causas do erro muito elevado no intercepto superior. Refazendo-se o diagrama apenas com as frações M(2°) e M(3°) mostra idades no intercepto superior de 3330 ± 47 Ma e no intercepto inferior de 1688 ± 15 Ma (Fig. 8.15B), com as frações M(1°) e M(3°) idades de 3155 ± 41 Ma e 41 Ma (Fig. 8.15C) e com as frações M(0°) e M(3°) idades de 3264 ± 43 Ma e 1646 ± 15 Ma (Fig. 8.15D). Apesar dos pontos analíticos das frações caírem distantes do

intercepto superior, a idade média de 3252 Ma revelada nos Diagramas é compatível com a idade U-Pb em zircão obtida por Dantas (1997) nos ortognaisses dessa unidade.

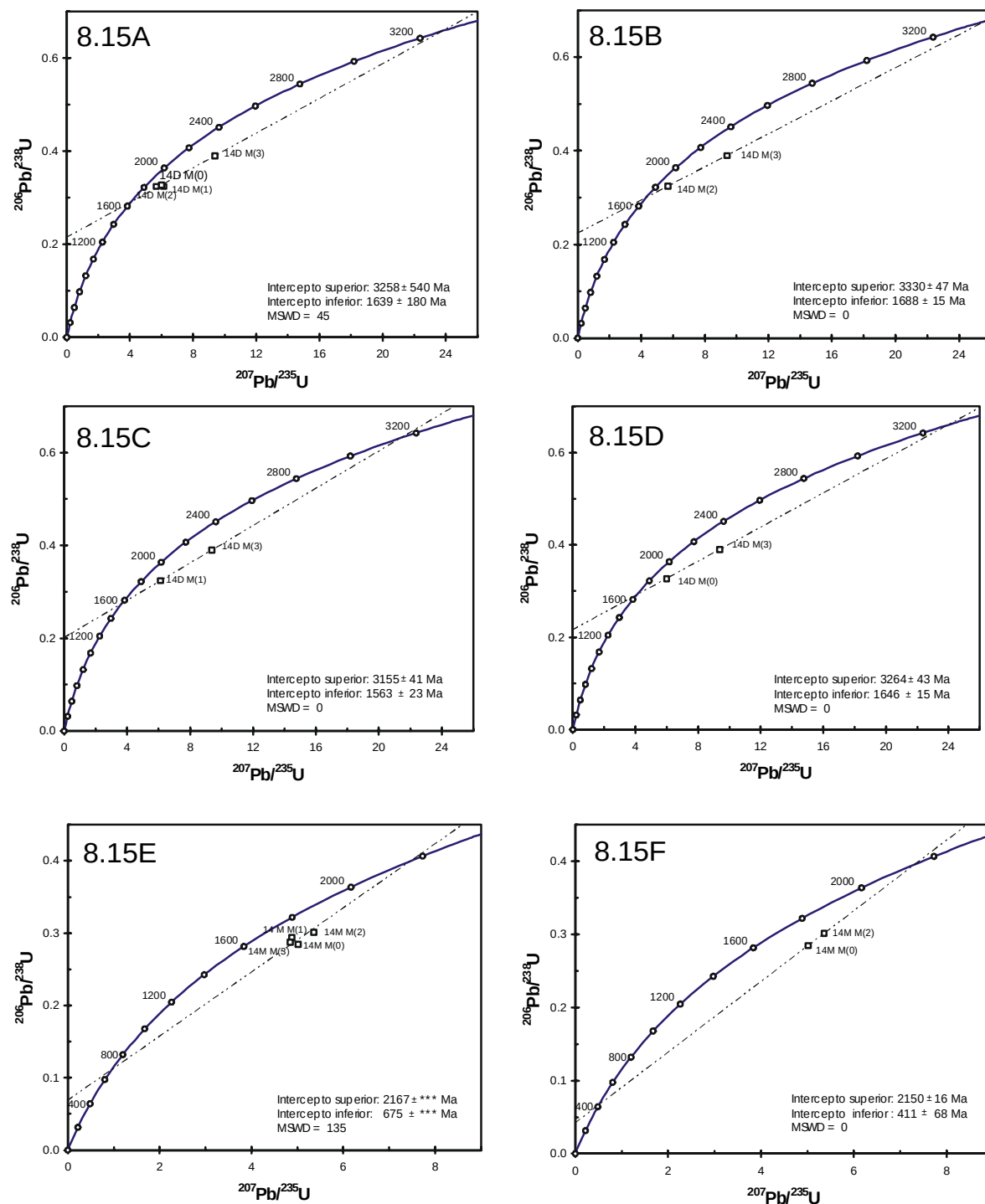
As quatro frações magnéticas de zircão da amostra do leucossoma-1 (14M) no diagrama concórdia definem idades no intercepto superior de 2167 Ma e no inferior de 675 Ma (Fig. 8.15E), nota-se que não aparece os erros nas idades, isso se deve ao fato dos pontos não terem um bom espalhamento, sobretudo os pontos das frações M(0°), (1°) e M(3°) que ficam praticamente lado a lado. Isso leva a um erro extremamente elevado nas idades. Porém usando-se apenas as frações magnéticas M(0°) e M(2°) a idade no intercepto superior é de 2150 ± 16 Ma e no intercepto inferior de 411 ± 68 Ma (Fig. 8.15F).

Os dados das quatro frações magnéticas do leucossoma-2 (14L3) lançados no diagrama concórdia definem uma discórdia com intercepto superior em 2116 Ma e intercepto inferior em 506 Ma (Fig. 8.15G), aqui novamente o erro é muito elevado pelo mesmo motivo observado no caso da amostra 14M, como pode-se ver com as frações magnéticas M(1°) e M(2°). Refazendo-se o diagrama apenas com as frações M(0°) e M(3°) a discórdia define um intercepto superior em 2085 ± 49 Ma e inferior em 434 ± 250 Ma (Fig. 8.15H).

Os dados isotópicos U-Pb dos cristais de monazita da amostra do paleossoma-2 (14D) definiram uma reta discórdia com intercepto superior em 2043 ± 110 Ma e intercepto inferior em 573 ± 120 Ma (Fig. 8.15I), os erros elevados nas idades deve-se ao fato dos pontos se posicionarem numa porção intermediária entre os interceptos. Os dados dos cristais de monazita do leucossoma-2 (14L3) mostra um intercepto superior em 3343 ± 210 Ma e intercepto inferior em 575 ± 7 Ma (Fig. 8.15J). O valor elevado no intercepto superior pode estar relacionado ao fato dos pontos se posicionarem no intercepto inferior fazendo com que uma pequena oscilação na reta pode significar uma grande variação no intercepto superior, ou ainda essa idade pode estar relacionado a cristais com herança. Os dados no intercepto inferior, nos dois casos, em torno de 575 Ma deve estar relacionado a perda episódica de Pb*.

Os dados isotópicos de monazita das amostras de paleossoma com as do leucossoma lançadas num único diagrama concórdia definiram uma reta discórdia com intercepto superior em 2004 ± 100 Ma e intercepto inferior em 520 ± 66 Ma (Fig. 8.15L). Aqui as idades estão influenciadas principalmente pelos pontos das frações do leucossoma. Os dados dos cristais de monazita juntamente com os dados de zircão do leucossoma definem um intercepto superior em 2122 ± 66 Ma e intercepto inferior em 525 ± 80 Ma (Fig. 8.15M). Os dados dos cristais de monazita do paleossoma juntamente com os cristais de monazita e zircão dos

leucossomas lançados no mesmo Diagrama concórdia definem um reta discórdia com intercepto superior em 2118 ± 47 Ma e inferior em 555 ± 69 Ma (Fig. 8.15N).



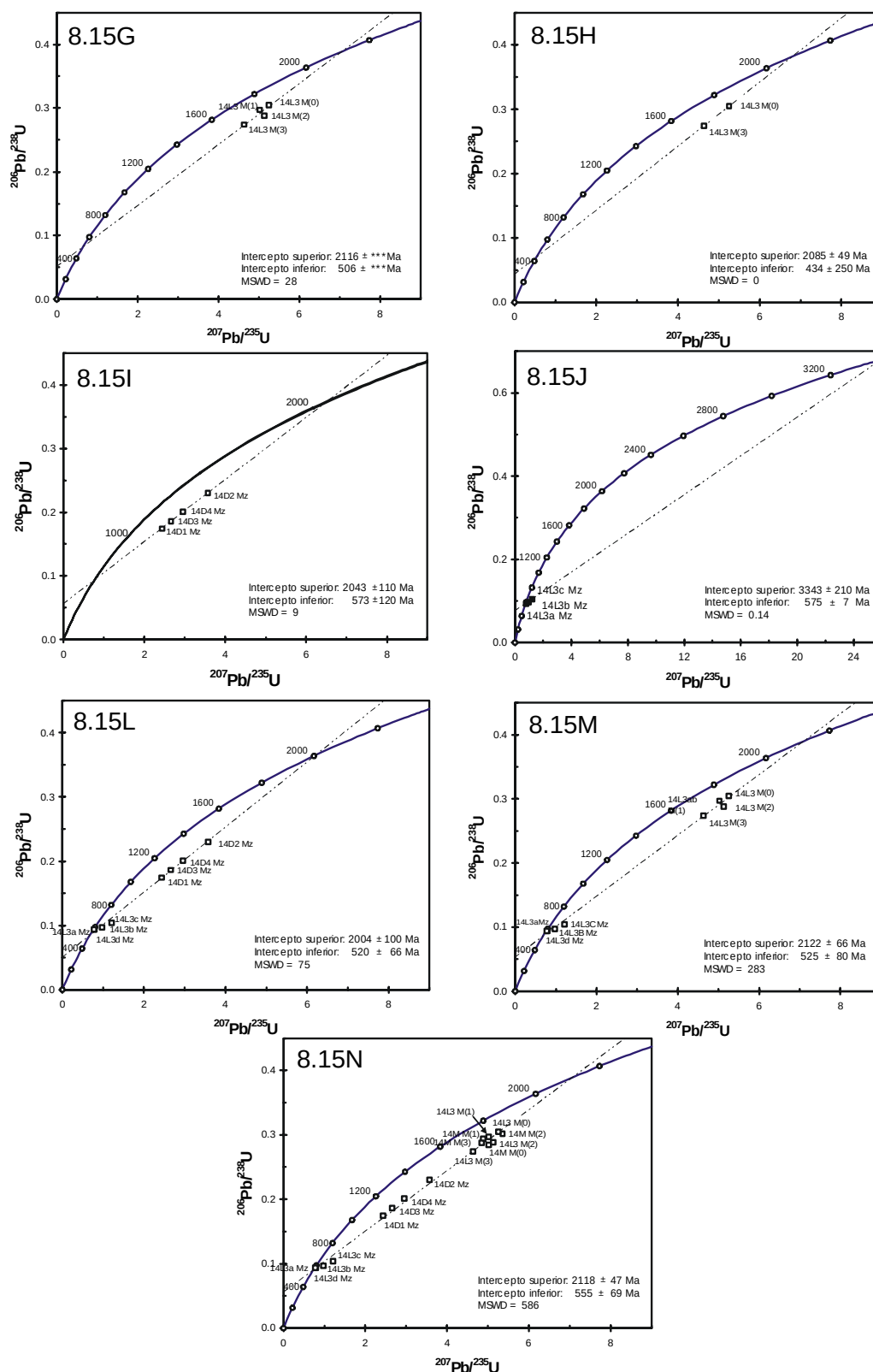


Figura 8.15 – Diagramas concórdia com os dados U-Pb obtidos em populações de cristais de zircão e de monazita (Mz) da amostra do paleossoma 2 (14D) e dos leucossomas (14M e 14L3)

8.5 - DISCUSSÕES

QUÍMICA MINERAL, DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

Os cristais de biotita da amostra do paleossoma 1 na média são mais magnesianos do que os cristais do paleossoma 2 e os cristais do melanossoma e leucossoma, porém os cristais do paleossoma 2 são menos magnesianos do que os cristais do melanossoma e do leucossoma. Quanto ao Ti, a amostra do paleossoma 2, apesar de um cristal apresentar o valor mais elevado, na média, apresenta o menor valor e o paleossoma 1 apresenta o valor médio mais elevado entre todos os cristais. Entre o melanossoma e o leucossoma, nota-se que os cristais do primeiro é mais magnésiano, mas menos titanífero do que os cristais do segundo. Quanto ao Fe, na média, os cristais do paleossoma 1 são menos ferroso do que os cristais do paleossoma 2, porém são mais ferrosos do que os cristais do melanossoma e do leucossoma. Os cristais com média de Al total mais elevado são do paleossoma 2 e os valores mais baixos são dos cristais do paleossoma 1. Entre o melanossoma e o leucossoma, os cristais do primeiro é mais rico em Al.

Os cristais de plagioclásios das porções do migmatito são todos do tipo oligoclásio com média de 12.5% de anortita (An). Os valores de ortoclásio (Or) são todos baixos com médias variando entre 0.79% (cristais do melanossoma) a 1.31% (cristais do paleossoma 1). Os opacos do paleossoma 1 e do paleossoma 2 trata-se todos de magnetita típica.

Os valores de temperaturas determinadas nos Diagramas quartzo-albita-anortita-ortoclásios-água, valores de anortita, albita e ortoclásio do cristais de plagioclásios e Ti e Al^{VI} dos cristais de biotita das massas fundidas (leucossomas) indicam que a migmatização teve início em temperatura e pressão em torno de 730°C-750°C e 5 kb em condições de supersolidus.

As observações petrográficas mostraram que os minerais biotita e plagioclásios foram as principais fases que se desestabilizaram no processo de migmatização. A biotita foi desestabilizada formando microclínio e magnetita e liberando a água que contribuiu para gerar uma massa fundida composta por quartzo, microclínio e plagioclásio. Os estudos de mobilidade de elementos químicos através do método de isocon, mostraram que o comportamento dos elementos químicos está de acordo com as variações mineralógicas do paleossoma com relação ao melanossoma e o leucossoma.

Na comparação entre a amostra do paleossoma 1 com as amostras do paleossoma 2 e rocha total houve ganho de massa de K, Rb e Sr e com pequena perda de massa de Mg, Na e

Th, U e Pb, estes dois últimos apresentando maiores perda de massa. Sm, Nd e Zr não apresentaram variação de massa. A imobilidade do Zr é indicativo da fixação do mineral zircão, que é uma fase rica em U e Pb, com isso a perda destes elementos além do Th foi devido a perda de monazita e apatita. No melanossoma a perda de massa de Ca, Al, Si, Na e Sr está relacionado com a perda em plagioclásios para a formação do leucossoma. Apesar da fixação do K, observa-se ganho de massa do Rb e a exemplo do caso anterior, o Zr foi imóvel, enquanto que o Th, U e Pb perderam massa em função da perda de monazita e apatita. Aqui o Sm e o Nd perderam massa.

Na comparação entre o paleossma 1 com as amostras de leucossoma 1 (com 10% em biotita) e leucossoma 2 (com 3% em biotita) mostraram que o teor em biotita é responsável pelas variações nas quantidades de perdas de massa dos elementos Mg, Fe e Ti e nos comportamentos dos elementos traços Rb, Sm e Nd. A perda de massa do Zr, Th, U e Pb mostram que na formação dos leucossomas, além da saída de monazita e apatita, também ocorreu a perda do zircão.

Os padrões dos elementos terras raras (ETRs) de todas as amostras, de uma forma geral são similares, com enriquecimento em ETRs leves com relação aos ETRs pesados, anomalia negativa em Eu em função do fracionamento do plagioclásio que no processo de fusão parcial em equilíbrio (*batch melting*), ficou preferencialmente retido na fonte. As amostras com maiores concentrações em ETRs são as com maiores teores em biotita, monazita e apatita (paleossomas e melanossoma).

QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Rb-Sr

Os estudos de mobilidade química com os elementos traços comparando as amostras de paleossoma com as amostras composta por paleossoma + melanossoma + leucossoma (rocha total) mostram que os elementos Rb e Sr ganharam massa. O comportamento dos pares de elementos que normalmente caminham juntos no ciclo geoquímico mostraram algumas diferenças, no caso do Rb é o mesmo do K, ao passo que o Sr ganhou massa o Ca permaneceu imóvel. Já na comparação do paleossoma com as porções isoladas do migmatito (melanossoma e leucossomas) estes pares de elementos, no geral, apresentam comportamentos semelhantes, com pequeno ganho ou perda de massa e também se comportando como imóveis.

Comparando-se o número dos cátions, que fazem parte da composição dos principais minerais formadores das amostras dos migmatitos do afloramento IL-14, com os elementos Rb e Sr, nota-se que no diagrama de K vs Rb (Fig. 8.16A) os pontos, com exceção da amostras do melanossoma 14G que caiu distante das demais amostras, tendem à uma correlação positiva com aumento de K e de biotita, nota-se uma relação entre a rocha total 14N com o paleossoma 1 e da rocha total 14P com o paleossoma 2. Já no diagrama de Ca vs Sr (Fig. 8.16B) As amostras de rocha total e dos leucossomas definem uma tendência horizontal com os valores de Sr não apresentando grandes diferenças. Considerando-se as amostras do melanossoma (14G) com as amostras do paleossoma (14O e 14D) e do leucossoma 14M tem-se uma correlação positiva com aumento de Ca e de plagioclásio.

No diagrama com a soma de Fe + Mg vs Rb (Fig. 8.16C) a maioria dos pontos mostram uma correlação positiva, enquanto que no diagrama Fe + Mg vs Sr (Fig. 16D) a correlação é negativa. Nota-se que o aumento na concentração de Rb estar relacionado ao aumento dos teores de biotita nas amostras, enquanto que a concentração de Sr diminui. Já nos diagramas da soma Na + Ca vs Rb (Fig. 8.16E) a correlação é negativa, concordando com a diminuição de plagioclásios nas amostras e no diagramas com Na + Ca vs Sr (Fig. 8.16F) a correlação é positiva concordando com o aumento nos teores de plagioclásios nas amostras. Essas observações mostram que O Rb é dependente principalmente de uma fase mineral rica em K, Fe e Mg, no caso a biotita e o Sr de uma fase mineral rica em Na e Ca, no caso do plagioclásio.

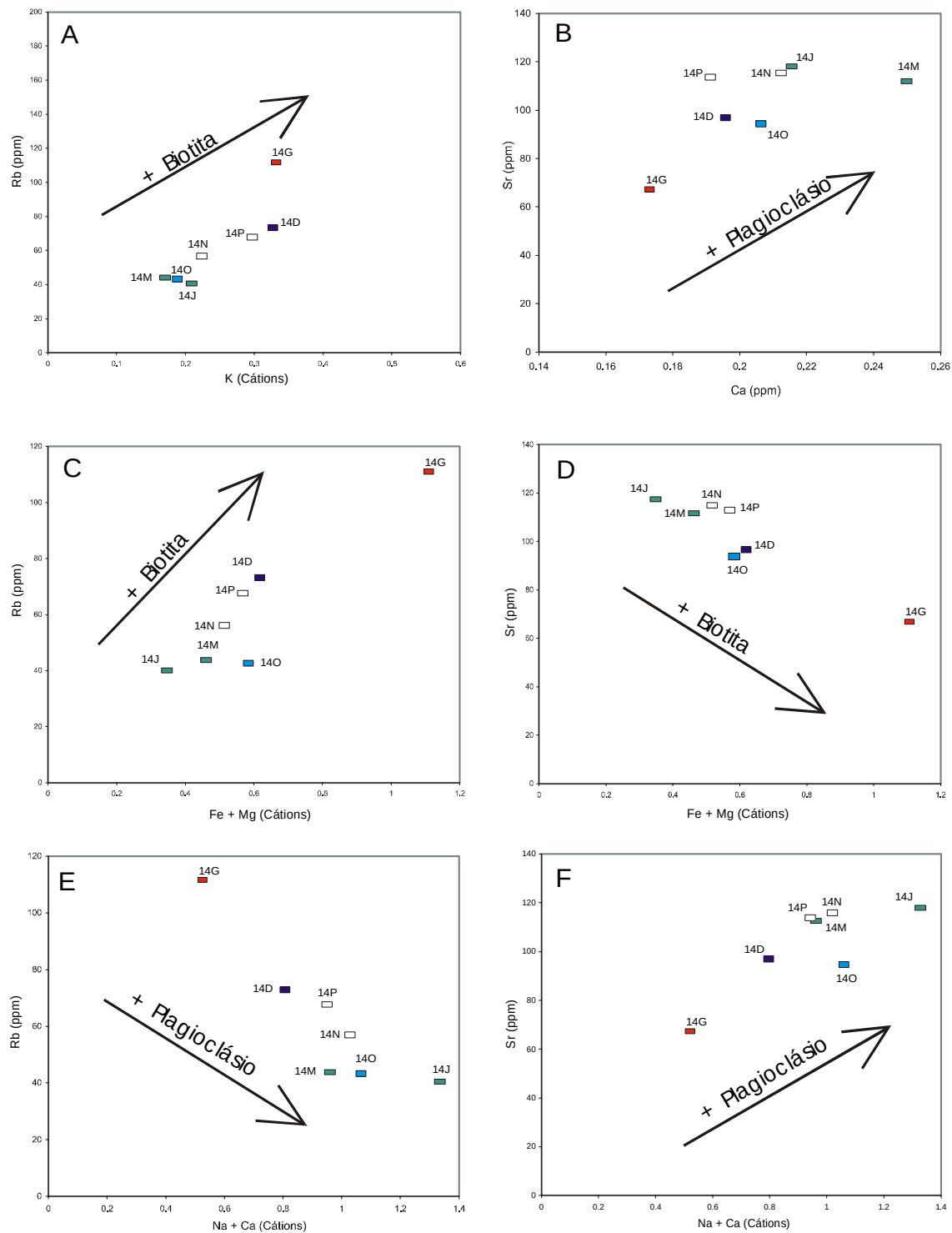


Figura 8.16 – Diagramas de correlações dos cátions K, Ca, Fe + Mg e Na + Ca com o Rb e o Sr das amostras do afloramento IL-14. Legenda: 14O = (peleossoma 1), 14D (paleossoma 2), 14G (melanossoma) e 14M (leucossoma 1), 14J (leucossoma 2) 14N e 14P = (rocha total).

No diagrama da soma dos óxidos $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Rb/Sr (Fig. 8.17A) a maioria das amostras caem numa faixa limitada entre os valores de 4 e 6% na somatória $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ e de Rb/Sr entre 0.34 e 0.75 e no campo de fusão limitada por plagioclásio. A correlação é positiva apesar dos pontos das amostras não apresentar uma grande dispersão. A única exceção é da amostra de melanossoma que apresenta valor na somatória de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ superior a 10% e razão superior a 1 caindo no campo de fusão limitada pela biotita. No diagrama da somatória $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Ba/Sr (Fig. 8.17B) mostra uma faixa mais ampla na razão Ba/Sr comparado com a razão Rb/Sr e também apresenta uma correlação positiva. Todas as amostras caem no campo de fusão limitada pelo plagioclásio. A perda de Ca, Na, Si e Al e a fixação do Fe e Mg na comparação entre o paleossoma e o melanossoma verificado no diagrama isocon, indica que a biotita ficou preferencialmente no resíduo (melanossoma) provocando as baixas razões Rb/Sr e Ba/Sr com as amostras caindo no campo da fusão limitada pelo plagioclásio.

No caso do diagrama com a somatória dos cátions $\text{Fe} + \text{Mg}$ vs K/Ca (Fig. 8.17C) os pontos das amostras se dispõem de forma aleatória, porém se considerarmos um conjunto formado pelas amostras de rocha total (14P, 14N) e a amostra do leucossoma-2 tem-se uma correlação negativa. Já outro conjunto formado pelas amostras do paleossoma-1 (14O), paleossoma-2 (14D), melanossoma (14G) e leucossoma-2 (14J) se dispõem numa correlação positiva. No diagrama com a somatória dos cátions $\text{Na} + \text{Ca}$ vs K/Ca (Fig. 8.17D) tem-se uma correlação negativa. Porém se for considerado o conjunto formado pelas amostras do leucossoma-1, leucossoma-2, paleossoma-1 tem-se uma correlação negativa. Essas observações mostram que a biotita é a fase potássica mais importante na maioria das amostras com exceção das amostras do paleossoma-2 e de rocha total (14N e 14P) que também tem teores significativos de microclínio.

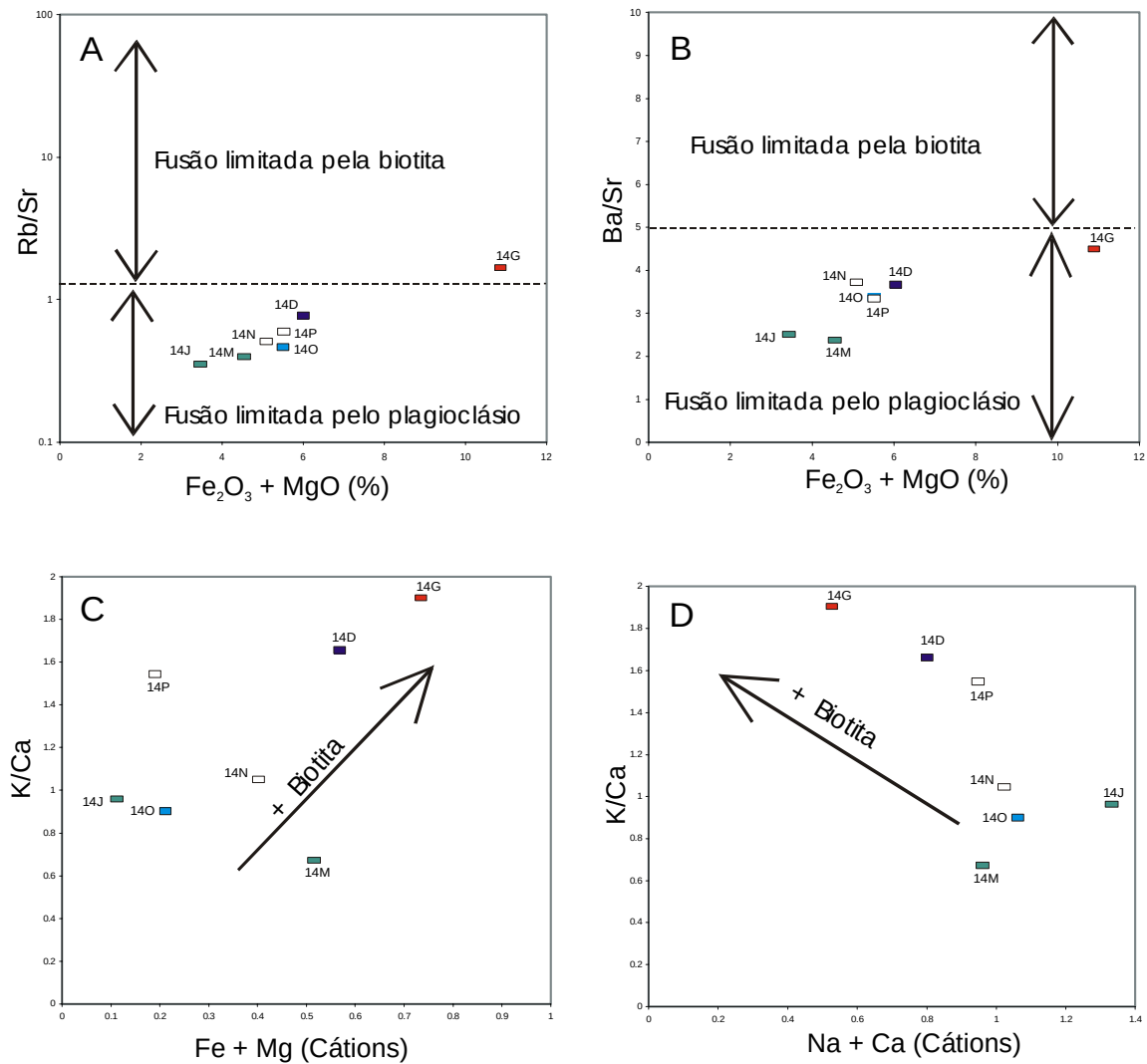


Figura 8.17 – Diagramas com concentrações combinadas das amostras do afloramento IL-14. (A) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Rb/Sr. (B) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Ba/Sr com os campos dos valores de fusão limitada pela biotita e o da fusão limitada pelo plagioclásio das amostras. Adaptado de McDermont et al. (1996). (C) Fe + Mg vs K/Ca. (D) Ca + Na vs K/Ca. A seta indica o aumento do teor de biotita mesonormativa. Legenda: 14O = (peleossoma 1), 14D (paleossoma 2), 14G (melanossoma) e 14M (leucossoma 1), 14J (leucossoma 2) 14N e 14P = (rocha total).

Os dados de Sr e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculada para a idade de 2.2 Ga e com os valores atuais lançados nos diagramas de mistura de Faure (1988, 2001), mostram que independente do tempo, as amostras de paleossoma, leucossomas e de rocha total não se ajusta em nenhum *trend* de mistura (Fig. 8.18).

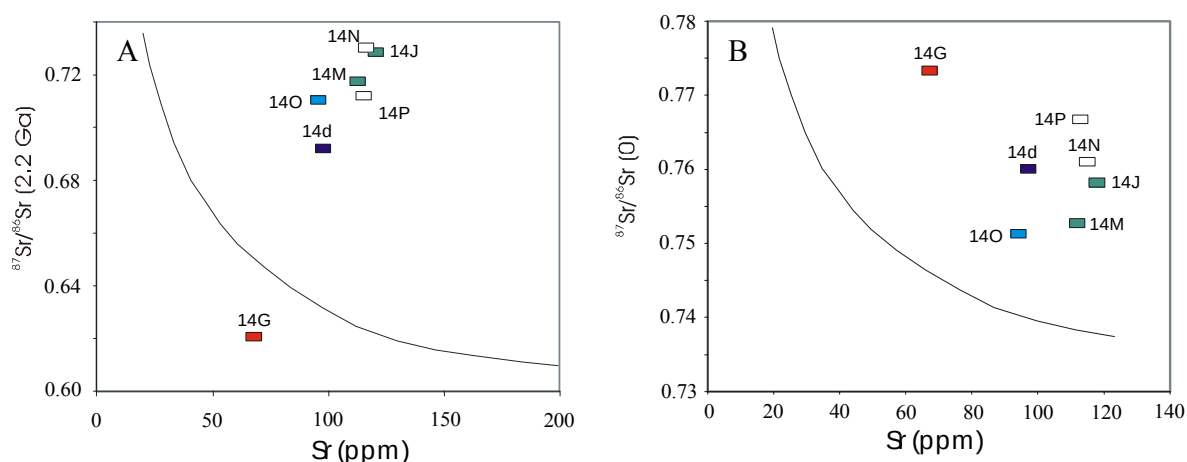


Figura 8.18 - Diagramas com as curvas de mistura com os dados analíticos Rb-Sr do afloramento IL-14. (A) Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com valores recalculados para $t = 2,2$ Ga. (B) Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atuais. (Adaptado de Faure, 1988, 2001). Legenda: 14O = (paleossoma 1), 14D (paleossoma 2), 14G (melanossoma) e 14M (leucossoma 1), 14J (leucossoma 2) 14N e 14P = (rocha total).

Os dados químicos de elementos traços mostram que a concentração de Rb da massa fundida (leucossoma) é ligeiramente mais baixa do que na rocha fonte (paleossoma), enquanto que a concentração de Sr na massa fundida é mais elevada, isso faz com que a razão Rb/Sr na rocha fonte seja mais elevada. Essas observações devem-se ao fato da biotita (fase rica em Rb) predominar no resíduo (melanossoma) com relação ao plagioclásio (fase rica em Sr). Outra evidência do teor em biotita superior ao de plagioclásio na fonte são baixas razões Ba/Sr que juntamente com baixas razões Rb/Sr indicam fusão de uma fonte limitada pelo plagioclásio (McDermont et al., 1996).

QUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS Sm-Nd

O lançamento em diagramas dos dados da soma de Fe + Mg vs Sm (Fig. 8.19A) e Fe + Mg vs Nd (Fig. 8.19B) mostram o comportamento muito semelhantes nos dois diagramas. Nestes diagramas, o conjunto das amostras definem uma correlação positiva. Nota-se que as amostras do leucossoma (14M e 14J) apresentam concentrações mais baixas em Nd e Sm e a amostra de melanossoma (14G) tem as maiores concentrações em Sm e Nd e biotita. Nos diagramas de Na + Ca vs Sm (Fig. 8.19C) e Na + Ca vs Nd (Fig. 8.19D) as amostras, também apesar de não definir um alinhamento único, principalmente com relação a amostra 14M, os valores de Nd com relação ao Sm nos dois Diagramas, no geral apresentam uma correlação negativa. Nota-se que os elementos Sm e Nd apresentam comportamento antagônicos nas amostras ricas em biotita (melanossoma) com relação as amostras mais ricas em plagioclásios (leucossomas).

Usando-se o diagrama de evolução de $\epsilon_{Nd(t)}$ vs $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ de Chavagnac et al. (1999) com os dados das amostras do afloramento IL-14 recalculados em $t = 3.25$ Ga (Fig. 8.20A) idade de cristalização, $t = 2.2$ Ga (Fig. 8.20B) idade do evento transamazônico, $t = 0.6$ Ga (8.20C) idade do evento brasileiro e $t = 0$ (Fig. 8.20D). Um exame em todas os gráficos fica evidente que desde a idade de cristalização do protólito das rochas do afloramento IL-14 até o presente, mesmo durante os eventos orogênicos, não ocorreu uma variação significativa nos valores ϵ_{Nd} dentro do conjunto de amostras, apenas a amostra de melanossoma (14G) em $t = 3.25$ Ga e em $t = 2.2$ Ga apresenta valores mais negativos. Em $t = 3.25$ Ga os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ positivos indica que o magma parental tinha uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maior do que a do CHUR caracterizando uma assinatura de fonte juvenil para as amostras do paleossoma (14O), leucossomas (14M e 14J) e da rocha total (14N). Resultados semelhantes também são observado nas Figuras 8.9A e 8.10.

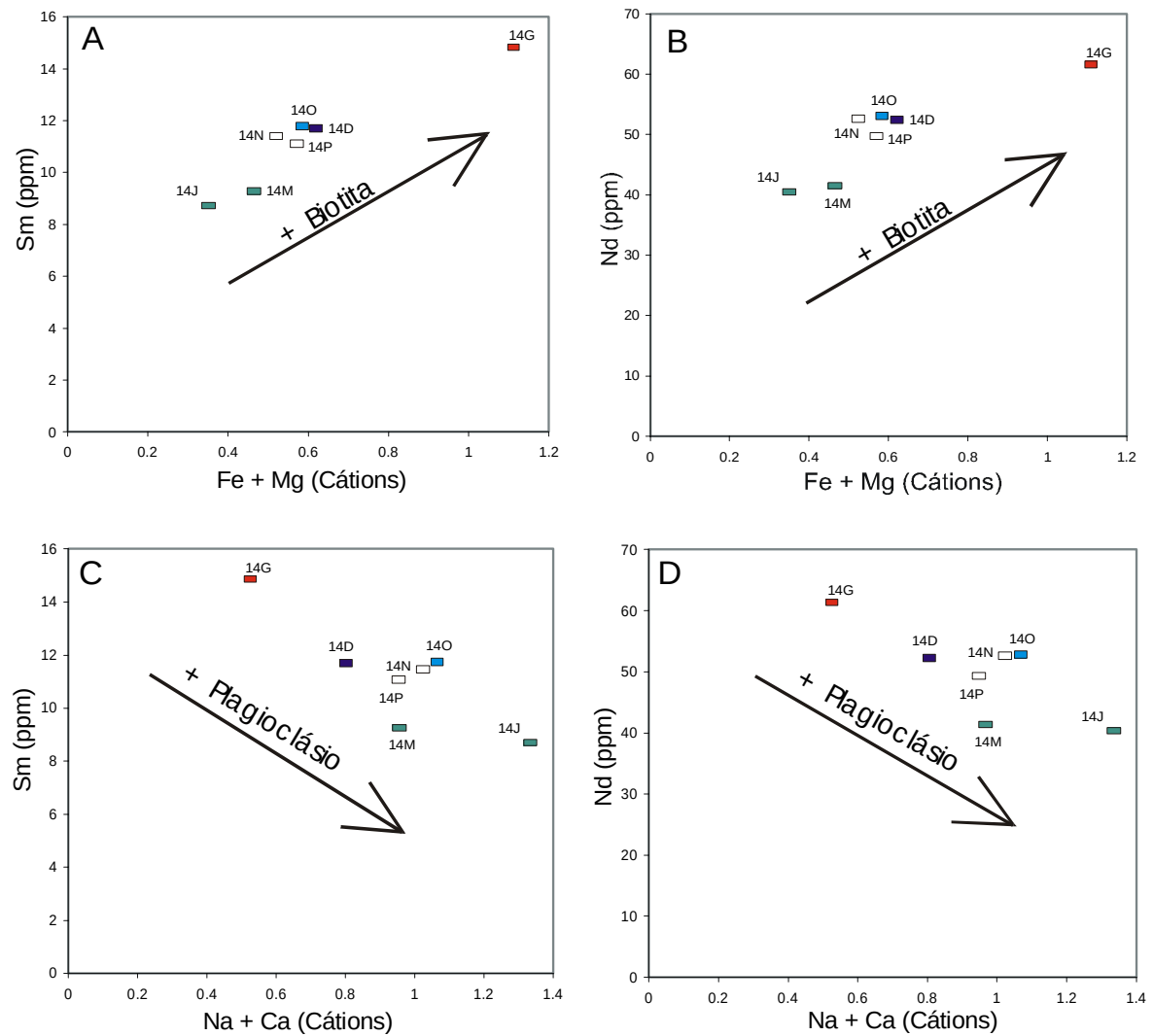


Figura 8.19 - Diagramas de correlações de mineral e cátions do afloramento IL-14. A) Biotita vs Sm. B) Biotita vs Nd. C) Soma dos cátions Fe + Mg vs Sm. D) Soma dos cátions Fe + Mg vs Nd. E) Soma dos cátions Na + Ca vs Sm. F) Soma dos cátions Na + Ca vs Nd. Legenda: 14O = (peleossoma 1), 14D (paleossoma 2), 14G (melanossoma) e 14M (leucossoma 1), 14J (leucossoma 2) 14N e 14P = (rocha total).

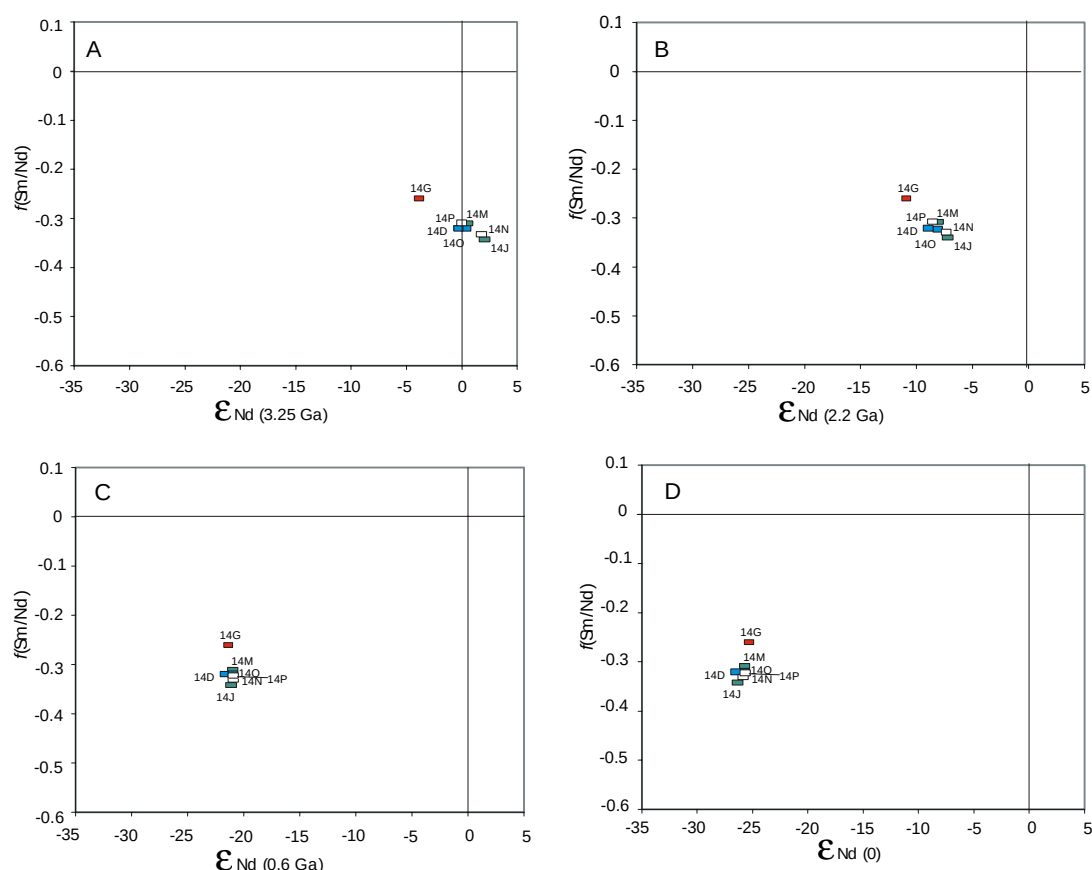


Figura 8.20 – Diagramas de evolução de $\epsilon_{Nd(t)}$ vs $f(Sm/Nd)$ das amostras do afloramento IL-14. (A) para ϵ_{Nd} em $t = 3.25$ Ga. (B) para ϵ_{Nd} em $t = 2.2$ Ga. (C) para ϵ_{Nd} em $t = 0.6$ Ga. (D) para ϵ_{Nd} em $t = 0$ (atual). Adaptado de Chavagnac et al. (1999). Legenda: 14O = (peleossoma 1), 14D (paleossoma 2), 14G (melanossoma) e 14M (leucossoma 1), 14J (leucossoma 2) 14N e 14P = (rocha total).

As observações das Figuras envolvendo os cátions de Fe, Mg, com elementos traços Rb, Sr e elementos terras raras Sm e Nd indicam que nem sempre os valores de Sr variam de acordo com o comportamento do Ca, como pode-se verificar nas Figuras 8.16 e 8.19, onde o comportamento de alguns grupos de amostras apresentam Sr constantes mesmo com o aumento de Ca. Isso sugere que a migmatização se deu por fusão incongruente do plagioclásio no paleossoma com o Sr saindo preferencialmente para o leucossoma deixando o melanossoma empobrecido. Já o comportamento do Sm e Nd depende das variações nos teores de biotita e das concentrações nas fases acessórias como a monazita, apatita e da apatita.

DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os dados geocronológicos dos migmatitos arqueanos do afloramento IL-14 são muito complexos e de difícil interpretação. Com isso optou-se por analisar inicialmente os dados isotópicos U/Pb em cristais de zircão por guardar melhor os registros de eventos geológicos sofridos por uma rocha desde sua cristalização e em seguida os dados U/Pb em cristais de monazita por registrar estes eventos.

Os dados isotópicos dos cristais de zircão mostram que a idade de cristalização do paleossoma (14D) ocorreu em cerca de 3250 Ma e idades estas indicadas pelos interceptos superiores. Os valores nos interceptos inferiores em torno de 1600 Ma. Esses últimos valores deve refletir perda contínua de chumbo radiogênico (Pb^*) uma vez que não se tem registro de eventos regionais com essa idade. Outra hipótese, para estes dados nos interceptos inferiores é que os zircões cristalizados em 3250 Ma durante a migmatização transamazônica suas bordas devem ter sido reajustadas em 2000 Ma. O segundo evento em torno de 600 Ma afetou os pontos com idades 2000 Ma “puxando-os” sobre a discórdia 2000 Ma e 570 Ma, mas os pontos sobre a discórdia 3250 Ma, 2000 Ma também foram “puxados” para o intercepto em 570 Ma determinando assim o alinhamento 3250 – 1600 Ma (Fig. 8.21).

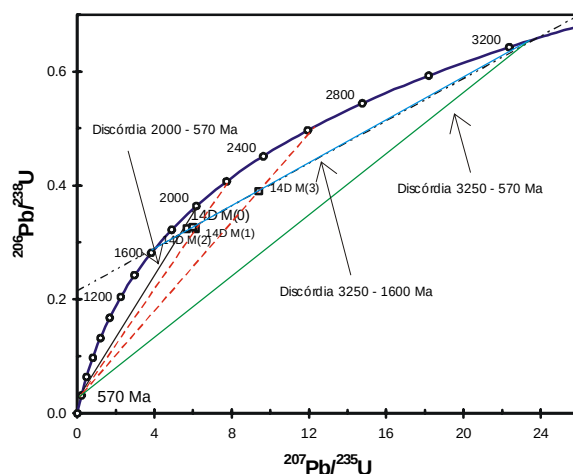


Figura 8.21 – Diagrama concórdia integrando as discórdias U/Pb dos cristais de zircão da amostra do paleossoma do afloramento IL-14.

Os resultados dos cristais dos leucossomas (14M e 14L3) deram interceptos superiores em cerca de 2100 Ma. Os dados de interceptos inferiores são indicativos da atuação do evento Neoproterozóico e/ou de perda contínua de chumbo radiogênico (Pb^*). Os dados dos cristais de monazita são consistentes com idade de cristalização em torno de 2100 Ma e a exemplo do que ocorreu com relação aos dados de zircão, e registro de evento termal no Neoproterozóico em torno de 570 Ma e/ou a perda episódica de chumbo radiogênico.

Os resultados U/Pb em cristais de zircão do paleossoma indica intrusão em torno de 3250 Ma. Os resultados de monazita integrados com os obtidos em zircão indicam que a formação dos migmatitos estromáticos em cerca de 2100 Ma (evento orogenético Transamazônico) e o segundo evento de migmatização em cerca de 600 Ma desenvolveu a migmatização associada a estrutura frágil (ver Figura 8.1). Portanto a migmatização nos gnaisses tonalíticos devem estar relacionadas aos eventos ocorridos nos ciclos orogênicos Paleoproterozóico (evento Transamazônico) e Neoproterozóico (evento orogenético Brasileiro).

Em função destes eventos superpostos as sistemáticas Rb/Sr e Sm/Nd foram fortemente perturbados, sobretudo a primeira. Os Diagramas isocrônicos com os dados Rb/Sr só definiram errôneas com valores de MSWD muito elevados e idades do paleossoma com o melanossoma em torno de 707 Ma e do neossoma idade em torno de 1600 Ma. A Figura 8.22 com os valores de idades U/Pb e as idades Rb/Sr mostra que os valores obtidos não corresponde as idades de nenhum dos evento geológico regionais. Aqui fica evidente que houve a abertura no sistema isotópico Rb-Sr, porém sem ter havido um reequilíbrio total, onde se observa que a idade com as amostras de neossoma é mais elevada do que a do paleossoma.

Para a sistemática Sm/Nd a abertura parcial na sistemática isotópica também foi verificada com relação Sm-Nd com os Diagramas isocrônicos com todas as amostras definindo uma errônea com uma idade sem nenhum significado geológico. Mesmo quando se usam apenas dois pontos, os valores das idades são muito variáveis. Na Figura 8.23 com os valores obtidos nos Diagramas isocrônicos as idades obtidas com as amostras de leucossoma com a rocha total mostra o valor mais elevado (idade de 1526 Ma) enquanto a rocha do paleossoma mostra valor de 793 Ma.. Estes valores deixam claro que os resultados Rb/Sr e Sm/Nd são totalmente diferentes das idade de qualquer evento regional conhecido.

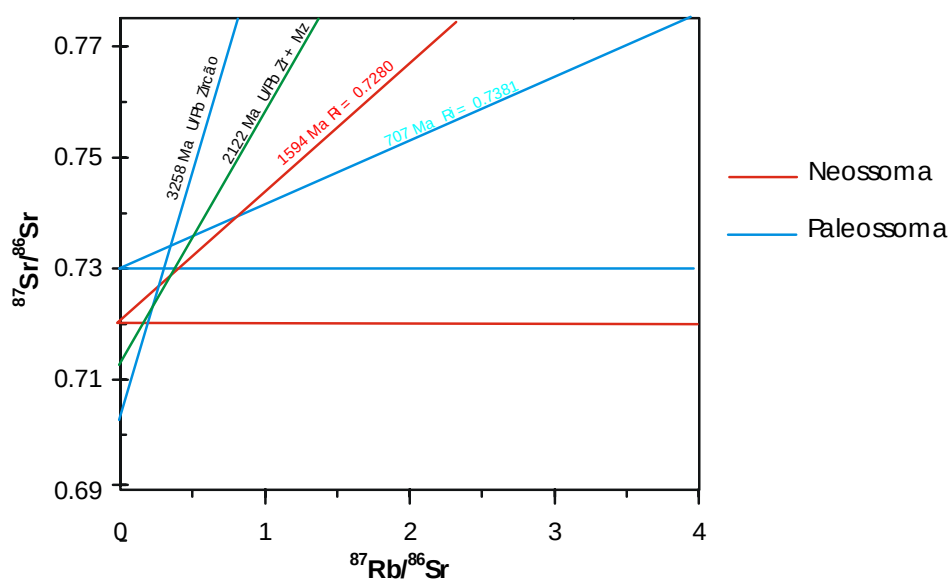


Figura 8.22 - Diagrama isocrônico Rb/Sr com os valores de idade de cristalização U/Pb das rochas do afloramento IL-14, idade isocrônica Rb/Sr com amostra do paleossoma e idade isocrônica Rb/Sr das amostras de neossomas.

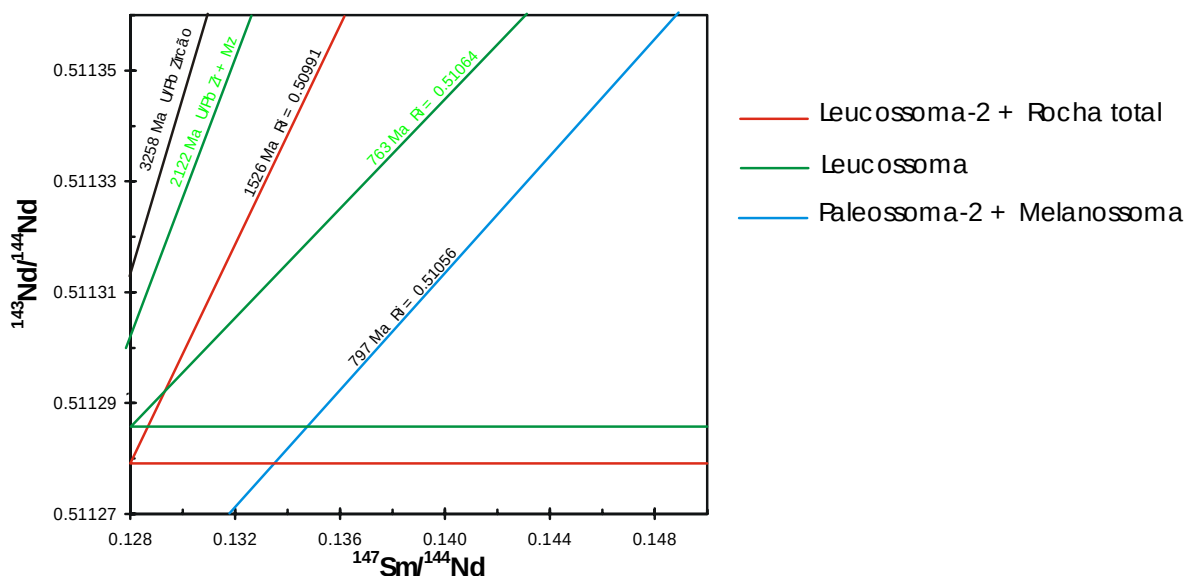


Figura 8.23 - Diagrama isocrônico Sm/Nd com os valores de idade de cristalização U/Pb das rochas do afloramento IL-14 e idades isocrônicas Sm/Nd com amostra do paleossoma das amostras de leucossomass e com as amostras de paleossoma e melanossoma.

CAPÍTULO IX - RESUMO DAS DISCUSSÕES FINAIS

MIGMATIZAÇÃO EM ROCHAS METASSEDIMENTARES (MICAXISTOS DO GRUPO SERIDÓ)

As principais diferenças petrográficas observadas, em seções delgadas, nas amostras de neossomas com relação à amostra do paleossoma, foram o aumento de veios quartzo feldspáticos, recristalização de biotita com aumento na sua granulometria, a presença de plagioclásios muito alterados, mas ocorrem alguns cristais com um nível de alteração muito baixo à límpidos, e o aumento de porfiroblastos de granada e de cordierita. Também observam-se cristais de muscovita que se desenvolveram a partir de biotita e também sobre cristais de cordierita e plagioclásios.

As análises químicas por microsonda eletrônica dos cristais de biotita mostraram que os cristais do paleossoma são ligeiramente mais magnesianos e menos titaníferos do que os cristais de biotita do melanossoma e do leucossoma. Também são mais ferrosas do que as biotitas do melanossoma, mas menos ferrosas do que as do leucossoma. Porém, apesar destas diferenças, uma larga faixa de valores destes elementos se sobrepõe. Uma das causas prováveis para que as biotitas do leucossoma sejam mais ferrosa, é o fato da biotita não ter se desestabilizado para produzir feldspato potássico ou ainda ter ocorrido troca de Mg por Fe com a granada.

Os cristais de granadas do paleossoma e do neossoma não apresentam diferenças importantes nas suas composições, todas são do tipo almandina com quantidade relevantes de moléculas de piropo (Mg) e espiessartita (Mn). Os cristais de cordierita das amostras do paleossoma e do neossoma, no geral não apresentam diferenças significativas nas suas composições químicas. Porém com relação ao centro e bordas os cristais mostraram algumas diferenças. O cristal do paleossoma apresenta o centro um pouco mais ferroso do que a borda. Os cristais do melanossoma são mais magnesianos e menos ferrosos no centro com relação a borda, já os cristais do leucossoma são mais magnesianos e mais ferrosos no centro. Os opacos das amostras de paleossoma e neossomas, mesmo os que ocorrem como inclusões em granada, cordierita e em biotita, são todos do tipo ilmenita. As análises nos cristais de plagioclásios mostram que não ocorrem variações significativas nos valores de albite, ortoclásio e anortita nas amostras de paleossoma, melanossoma e leucossoma todos são do tipo oligoclásio.

A migmatização nessas rochas se processou em condições de subsolidus (fácies xisto verde superior a anfibolito) por exsudações através da solubilização de quartzo e plagioclásios. Posteriormente ocorreram reações retrógradas incompletas nas fases minerais entre o restito representado pelo melanossoma (desenvolvimento de muscovitas sobre cordierita e plagioclásio e cloritização de biotita) e o leucossoma.

Os diagramas isocon mostraram que a massa fundida quartzo-feldspática (leucossoma) foi formada a partir dos elementos Na, Ca e Si liberados do paleossoma que se individualizaram na forma de veios aproveitando planos gerados pela deformação. E parte do Ca e de Si solubilizados deixaram o sistema e o Al ficou retido na formação de cordieritas. Os elementos Rb, Sm e Nd não foram mobilizados durante o evento e Sr perdeu massa, enquanto que os elementos U, Th e Pb apresentaram perda de massa compatível com a saída do Zr da rocha do paleossoma para a massa fundida. Os minerais biotita e plagioclásios exercem influências no comportamento do Rb e do Sr e consequentemente na razão Rb/Sr. Numa fusão limitada pelo plagioclásio as razões Rb/Sr e Ba/Sr na massa fundida são baixas, indicando que a fonte tinha teor de biotita superior ao de plagioclásio, que é o caso da migmatização nos mica xistos.

Os padrões de elementos terras raras (ETRs) evidenciam pequeno fracionamento de ETRs leves com relação aos pesados em função da presença da granada e zircão. A ausência de anomalia negativa de Eu na amostra do melanossoma deve-se ao fracionamento de plagioclásios para formar o leucossoma e também ao enriquecimento em granada.

Para o caso de Sm e Nd os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵ_{Nd} e T_{DM} vs ϵ_{Nd} e T_{DM} (Sr) vs T_{DM} (Nd), mesmo com os estudos de mobilidade química através de isocon mostrando que o Sm e o Nd foram conservados no sistema durante o evento de migmatização, as razões isotópicas foram afetadas. Como consequência, ocorreu uma perda de Sr^* fazendo com que as idades obtidas com a sistemática Rb/Sr sejam inferiores a idade do evento Neoproterozóico.

Os valores das idades com as amostras do paleossoma e neossoma, dentro da faixa de erros são similares, indicando que não ocorreu um reequilíbrio isotópico completo na sistemática Sm-Nd durante o evento, mesmo que estes elementos tenham permanecido imóveis durante o evento, suas razões Sm/Nd não apresentaram grandes modificações e as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do conjunto de amostras não apresenta um bom espalhamento dificultando a obtenção de idades isocrônicas confiáveis.

MIGMATIZAÇÃO EM ORTOGNAISSES GRANÍTICOS DO COMPLEXO CAICÓ

As composições dos minerais do paleossoma e do neossoma mostram diferenças na razão média Mg/Fe nas biotitas em função dos valores de Mg mais elevado no paleossoma e dos valores em Ti serem baixo no mesmo com relação ao leucossoma. Porém, as faixas de valores de Mg e Fe do leucossoma estão totalmente inseridas nas faixas de valores dos cristais do paleossoma, apenas os valores de Ti do leucossoma apresentam valores mínimo e máximo superiores aos valores do paleossoma. O oligoclásio do paleossoma é mais anortítico e o microclínio e a magnetita do paleossoma e neossoma não mostraram diferenças nas suas composições.

Os estudos de mobilidade de elementos químicos envolvendo o paleossoma com o melanossoma e leucossoma, mostraram que ocorre um comportamento complementar entre os elementos Na, K, Ca e Al que perderam massa no melanossoma e foram incorporados no leucossoma. Porém a quantidade do ganho de massa destes elementos no leucossoma foi maior do que a quantidade de perda de massa observada no melanossoma. Com relação aos elementos traços, apresentaram uma mobilização mais expressiva do que os elementos maiores, principalmente o Zr, U, Th, Sm, Nd, Rb e Sr. Os elementos traços não se mostraram apropriados para os estudos de balanço de massa, uma vez que seu comportamento está, na maioria das vezes, condicionados pelo comportamento dos minerais acessórios, e também os elementos traços não exercem influências nos fatores de variação de massa e volume sofrido pela rocha hospedeira. O Diagrama com o melanossoma mostra que houve perda de Na, K, Ca e Al. Com relação ao paleossoma mostrou que a quantidade dos elementos maiores Ca, Na e K que entraram no sistema no processo final de formação da massa fundida foi bem maior do que a saída destes elementos do melanossoma, indicando que houve a entrada desses elementos no sistema. Com isso se caracterizando num processo de migmatização em sistema aberto, com o leucossoma representando injeções *lit-par-lit* de magma tonalítico predominantemente albitico (entrada em excesso de sódio) aproveitando os planos de foliação da rocha. Quando houve a “injeção” do líquido magmático nos planos de foliação do paleossoma, ocorreu metamorfismo de contato provocando fusão parcial no paleossoma que retirou Na, K e Ca que foram incorporados no leucossoma e o material residual se constituiu nas faixas de melanossoma

Os padrões dos elementos terras raras leves são similares com as amostras do paleossoma e de rocha total (12b) apresentando as razões La_N/Sm_N mais elevadas. Com relação aos elementos terras raras pesados, as amostras de neossomas apresentam

concentrações mais elevadas do que as demais amostras. A razão Tb_N/Yb_N mais elevada é da amostra de melanossoma. As anomalias de Eu são todas negativas e bem marcantes evidenciando fracionamento de feldspatos.

As concentrações em ETRs mais elevadas no melanossoma e mais baixas no leucossoma, significa que no processo de fusão parcial os ETRs foram retidos preferencialmente no melanossoma, sobretudo os ETRs leves e médios. De uma maneira geral, o comportamento dos elementos terras raras é condicionado pela presença de minerais acessórios, no caso, as amostras com concentrações mais elevadas em ETRs pesados, são as que também possuem maiores concentrações em zircônio, principal elemento do zircão, que é um dos minerais enriquecido em ETRs pesados.

O comportamento dos elementos Rb, Sr, Sm e Nd está diretamente relacionado a presença de minerais que concentram estes elementos na sua estrutura cristalina, como a biotita e feldspatos no controle de Rb e Sr e da biotita e minerais acessórios como a apatita e a monazita no controle de Sm e Nd.

Os valores das razões Rb/Sr mais baixas são das amostras do leucossoma (massa fundida) enquanto que o valor apresentado na amostra do paleossoma (12a) e da rocha total (12b) são as mais elevadas. Os estudos de mobilidade química mostraram que no melanossoma ocorreu uma perda de Ca, Na e Al, que são os elementos químicos constituintes do plagioclásio, indicando que a biotita ficou preferencialmente no resíduo. Sendo esse um dos principais fatores para as baixas razões Rb/Sr nas amostras de leucossomas (massa fundida).

Com relação ao Sm e Nd, as amostras se dispõem em dois grupos, um formado com as amostras do melanossoma (11c), neossoma (11d) e neossoma (11MG) que apresentam valores intermediários na soma de Fe + Mg e nas concentrações em Sm e o outro grupo com as amostras do leucossoma (11a), migmatito (11MS1), paleossoma (12a) e rocha total (12b), sendo que as duas primeiras possuem as mais baixas somas Fe + Mg e as duas últimas as somas mais elevadas, sendo que a faixa dos valores das concentrações de Nd do conjunto das amostras dos neossomas (11MG e 11d) e do melanossoma (11c) é mais restrita do que no caso da faixa de concentração do Sm. Ocorrem similaridades nos Diagramas com a soma Na + Ca vs Sm e Na + Ca vs Nd, com as amostras do melanossoma (11c) e dos neossomas (11d e 11MG) apresentando as concentrações mais elevadas em Sm e em Nd e a amostra de rocha total apresentando as concentrações mais baixas.

Os dados U/Pb em cristais de zircão do paleossoma, obtidos pelo método SHRIMP, definiram uma idade de cristalização em torno de 2200 Ma. Uma reta de regressão interceptou

a concórdia em um valor em torno de 2100 Ma. Esse último valor pode ser interpretado como sendo uma idade de mistura (borda mais nova com núcleo mais antigo). Os valores entre 2263 Ma e 2302 Ma deve representar herança isotópica de cristais de zircão da fonte que foi fundida para gerar o protólito ígneo do paleossoma dos migmatitos. As razões Th/U indicam que os cristais de zircão são ígneos com alguns cristais podendo apresentar pequeno sobrecrecimento metamórfico. Os dados U-Pb em cristais de zircão do neossoma, obtidos por diluição isotópica, lançados em Diagramas concórdia definiram retas discórdias com intercepto superior em torno de 2200 Ma, representando a idade de cristalização, e intercepto inferior em torno de 420 Ma que deve representar uma perda contínua de Pb. As idades semelhantes para o paleossoma e leucossoma sugerem que são cogenéticos ou os cristais de zircão do paleossoma foram incorporados na massa fundida sem serem dissolvidos mantendo a idade do protólito.

Com os dados Rb/Sr, nota-se que os valores de idades obtidos são muito variados desde muito baixo com as amostras de leucossomas, neossoma e migmatito a um valor relativamente elevado com o par paleossoma-migmatito. Estes valores são mais baixos do que os eventos orogenéticos Neoproterozoico (ca 600 Ma) e Paleoproterozóico (ca 2000 Ma) que atuaram na região.

Os dados Sm/Nd com as amostras do paleossoma (12a), migmatito = rocha total (11MS1), neossoma (11H) e leucossoma (11G) lançados nos diagramas isocrônicos forneceram uma idade de 2239 Ma com Ri de 0.50972. O par de amostras do paleossoma com a do leucossoma (11G) forneceu uma idade de 2231 Ma e Ri de 0.50978. Os diagramas com os pares de amostras do migmatito com o leucossoma com o par neossoma com o leucossoma mostram respectivamente idade de 1841 Ma com Ri de 0.51000 e idade de 1231 com Ri de 0.51047. As idades obtidas com todas as amostras e com o paleossoma é coerente com a idade de cristalização desse último. Já as idades com as amostras de rocha total e do neossoma com a amostra do leucossoma parece estarem relacionadas a reequilíbrio isotópico parcial no evento Neoproterozóico. A semelhança dos valores de T_{DM} apresentados pelas amostras do paleossoma e do neossoma indica extração do manto aproximadamente na mesma época. Essa observação aliada com os valores de idades U/Pb do paleossoma e do leucossoma reforçam a hipótese de uma mesma fonte para estas porções do migmatito, mesmo que a migmatização tenha ocorrido em sistema aberto com injeção de magmas segundo os planos de foliação do paleossoma.

MIGMATIZAÇÃO EM ORTOGNAISSES TONALÍTICO A GRANODIORÍTICO DO COMPLEXO CAICÓ

A biotita do paleossoma é menos ferrosa e ligeiramente menos magnesianas do que a biotita do leucossoma, porém mais titanífera. Com relação ao Mg, XMg e Mg/Fe, tem uma faixa de valores que se sobrepõem, já com relação ao Ti e XT_i, ao Fe e XFe os valores mínimos no paleossoma são mais elevados do que os valores máximos no leucossoma.

Os plagioclásios do paleossoma e leucossoma apresentam algumas diferenças nas suas composições. No paleossoma é um oligoclásio, mas também ocorre plagioclásio albitico com intercrescimento antipertítico. O plagioclásio do leucossoma trata-se de oligoclásio-andesina, portanto ligeiramente mais anortítico do que o plagioclásio do paleossoma.

Os anfíbólios identificados apenas na amostra do leucossoma apresentam XFe ligeiramente mais elevadas nas bordas, enquanto que XMg são mais elevadas no centro implicando em razões Mg/Fe mais elevadas nos centros dos cristais com relação as bordas. A faixa de temperaturas de paleossoma com neossoma entre 670° e 730°C mostra que a cristalização da massa fundida se deu em condições de subsolidus ou hypersolidus.

Os estudos de mobilidade química comparando o paleossoma com a rocha total (conjunto formado por 75% de paleossoma + 5% de melanossoma + 20% de leucossoma), com relação aos elementos maiores, mostra migmatização em sistema fechado, exceto para os voláteis. Nos Diagramas do paleossoma com as amostras de mesossoma, melanossoma e leucossoma, o comportamento dos elementos maiores é dependente das variações mineralógicas de cada amostra. Considerando-se o Rb e o Sr, o comportamento destes elementos com relação ao K, Ca, Na, Fe e Mg que são os cátions formadores de microclínio, plagioclásio e biotita. Já com relação as amostras do mesossoma e do melanossoma uma pequena variação na concentração do K implica num grande aumento na concentração do Rb.

Os dados de Sr vs de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr com os valores recalculados para o tempo de cristalização do paleossoma (ca. 2.2 Ga) fica evidente a disposição aleatória dos pontos das amostras do paleossoma (13e) dos leucossomas (13a e 13b), da rocha total (13I) e do mesossoma. Essa observação indica que estas amostras não representam mistura de materiais de fontes distintas nesse tempo. Nas amostras do afloramento IL-13, a rocha fonte seria o paleossoma (13e) cuja composição modal mostra que o teor de plagioclásio é apenas ligeiramente superior ao de biotita, esse fato aliado às baixas razões Rb/Sr e Ba/Sr observadas nas amostras de leucossomas sugerem que o plagioclásio foi a fase principal que participou do

processo de fusão. Isso também explicaria a composição dos restitos como sendo essencialmente de biotita.

Os Elementos Terras Raras (ETRs) tem maiores nas rochas com maiores teores em minerais ferromagnesianos indicando que a quantidade de ETRs refletem as mudanças mineralógicas entre paleossoma, melanossoma e leucossoma, sendo que as fases minerais com maiores influências foram a biotita e o plagioclásio como essenciais e zircão, epidoto, allanita, titanita e apatita como acessórios.

Os diagramas utilizando-se Biotita, Fe + Mg, Na + Ca com os elementos Sm e Nd mostram que o comportamento destes elementos não variou muito, com as amostras com maior concentração em biotita mesonormativa sendo as que apresentam menores teores em K-feldspato maiores concentrações em Sm e Nd. Estas amostras são as que possuem teores menores em K-feldspato e mais elevados em biotita, plagioclásio e nos acessórios epidoto, apatita e zircão, estes últimos são minerais que possuem concentrações elevadas em Sm e Nd.

Nos diagramas com os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ vs f (Sm/Nd) obtidos para $t = 2.2$ Ga, $t = 2.0$ Ga, $t = 0.6$ Ga fica caracterizada uma variação dos valores de ϵ_{Nd} a partir de $t = 0.6$ Ga para o $t = 0$ (presente). Entre 2.2 e 2.0 Ga também não ocorre diferenças significativas nos valores de ϵ_{Nd} de todas as amostras indicando que nesse intervalo de tempo ainda não tinha ocorrido fracionamento de Sm e Nd. Os valores das idades modelos Nd (T_{DM1}) das amostras de leucossomas são mais elevadas do que a idade do paleossoma, os valores recalculados (T_{DM2}) para as amostras com fracionamento na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ o leucossoma 13a foi a única amostra com valor inferior ao do paleossoma, ainda que a diferença não seja grande. Estas diferenças nas idades modelos devem ser em função da retenção de minerais com altas concentrações de Sm e Nd e baixas razões Sm/Nd, tipo os acessórios como epidoto, apatita e zircão, além da biotita, nas amostras do paleossoma, mesossoma e melanossoma.

Os valores de T_{DMSr} vs T_{DMNd} mostram claramente que a sistemática Rb-Sr no conjunto das amostras do afloramento IL-13 foi mais fortemente perturbada do que a sistemática Sm-Nd, porém as amostras de leucossomas (13a, 13b e 13g) mostram comportamento inverso.

Os dados U-Pb em cristais de zircão do paleossoma são de cerca de 2200 Ma no intercepto superior e de 580 Ma no intercepto inferior. Os dados dos cristais de zircão da amostra do leucossoma também mostram valores consistentes em torno de 2200 Ma no intercepto superior e valores variando entre 520 a 590 Ma para o intercepto inferior. Os dados

dos interceptos superiores indicam as idades de cristalização de paleossoma e do leucossoma e os valores dos interceptos inferiores refletem perda contínua de Pb.

A sistemática Rb-Sr foi fortemente perturbada por um evento posterior a cristalização das rochas do afloramento IL-13. Os Diagramas isocrônicos $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ com todas as amostras juntas mostram valores entre 620 Ma e 630 Ma porém com erros superiores a 110 Ma e valores de MSWD também muito elevados. As amostras de paleossoma (13e) e rocha total (13I) deram idade de 1230 Ma e as amostras de leucossomas idade de 1790 Ma porém com um erro de 550 Ma, sendo muito elevado. O diagrama com a representação das isócronas Rb/Sr com as amostras do paleossoma e do leucossoma mostra claramente que a sistemática Rb/Sr mostra idades sem significado geológico, com as amostras de leucossoma revelando uma idade superior a idade do paleossoma e uma razão inicial menor. Isso se deve ao fato do sistema isotópico Rb/Sr não ter sido reequilibrado no evento de migmatização.

Já as isócronas Sm/Nd mostram idades de 2300 Ma e 2160 Ma com todas as amostras. Mesmo com erro muito elevado, a sistemática Sm-Nd pode indicar a idade de migmatização em torno de 2150 Ma. Porém, o valor com a amostra do paleossoma também mostra idade inferior a idade revelada com as amostras de leucossoma. Já o valor com as amostras de paleossoma junto com as amostras de neossoma é coerente com a idade de migmatização.

MIGMATIZAÇÃO EM ORTOGNAISSES TONALÍTICOS ARQUEANOS DO MACIÇO SÃO JOSÉ DE CAMPESTRE.

Os cristais de biotita da amostra do paleossoma 1 na média são mais magnesianos do que os cristais do paleossoma 2 e os cristais do melanossoma e leucossoma, porém os cristais do paleossoma 2 são menos magnesianos do que os cristais do melanossoma e do leucossoma. Quanto ao Ti, a amostra do paleossoma 2 na média, apresenta o menor valor e o paleossoma 1 apresenta o valor médio mais elevado entre todos os cristais. Entre o melanossoma e o leucossoma, nota-se que os cristais do primeiro é mais magnesiano, mas menos titanífero do que os cristais do segundo. Quanto ao Fe, na média, os cristais do paleossoma 1 são menos ferroso do que os cristais do paleossoma 2, porém são mais ferrosos do que os cristais do melanossoma e do leucossoma. Os cristais com média de Al total mais elevado são do paleossoma 2 e os valores mais baixos são dos cristais do paleossoma 1. Entre o melanossoma e o leucossoma, os cristais do primeiro é mais rico em Al.

Os cristais de plagioclásios das porções do migmatito são todos do tipo oligoclásio com média de 12.5% de anortita (An). Os valores de ortoclásio (Or) são todos baixos com

médias variando entre 0.79% (cristais do melanossoma) a 1.31% (cristais do paleossoma 1). Os opacos do paleossoma 1 e do paleossoma 2 trata-se todos de magnetita típica.

Os valores de temperaturas determinadas nos Diagramas quartzo-albita-anortita-ortoclásios-água, valores de anortita, albita e ortoclásio do cristais de plagioclásios e Ti e Al^{VI} dos cristais de biotita das massas fundidas (leucossomas) indicam que a migmatização teve início em temperatura e pressão em torno de 730°C-750°C e 5 kb em condições de supersolidus.

As observações petrográficas mostraram que os minerais biotita e plagioclásios foram as principais fases que se desestabilizaram no processo de migmatização. A biotita foi desestabilizada formando microclínio e magnetita e liberando a água que contribuiu para gerar uma massa fundida composta por quartzo, microclínio e plagioclásio. Os estudos de mobilidade de elementos químicos através do método de isocon, mostraram que o comportamento dos elementos químicos está de acordo com as variações mineralógicas do paleossoma com relação ao melanossoma e o leucossoma.

Na comparação entre a amostra do paleossoma 1 com as amostras do paleossoma 2 e rocha total houve ganho de massa de K, Rb e Sr e com pequena perda de massa de Mg, Na e Th, U e Pb, estes dois últimos apresentando maiores perda de massa. Sm, Nd e Zr não apresentaram variação de massa. A imobilidade do Zr é indicativo da fixação do mineral zircão, que é uma fase rica em U e Pb, com isso a perda destes elementos além do Th foi devido a perda de monazita e apatita. No melanossoma a perda de massa de Ca, Al, Si, Na e Sr está relacionado com a perda em plagioclásios para a formação do leucossoma. Apesar da fixação do K, observa-se ganho de massa do Rb e a exemplo do caso anterior, o Zr foi imóvel, enquanto que o Th, U e Pb perderam massa em função da perda de monazita e apatita. Aqui o Sm e o Nd perderam massa.

Na comparação entre o paleossoma 1 com as amostras de leucossoma 1 (com 10% em biotita) e leucossoma 2 (com 3% em biotita) mostraram que o teor em biotita é responsável pelas variações nas quantidades de perdas de massa dos elementos Mg, Fe e Ti e nos comportamentos dos elementos traços Rb, Sm e Nd. A perda de massa do Zr, Th, U e Pb mostram que na formação dos leucossomas, além da saída de monazita e apatita, também ocorreu a perda do zircão.

Os padrões dos elementos terras raras (ETRs) de todas as amostras, de uma forma geral são similares, com enriquecimento em ETRs leves com relação aos ETRs pesados, anomalia negativa em Eu em função do fracionamento do plagioclásio que no processo de

fusão parcial em equilíbrio (*batch melting*), ficou preferencialmente retido na fonte. As amostras com maiores concentrações em ETRs são as com maiores teores em biotita, monazita e apatita (paleossomas e melanossoma).

Os estudos de mobilidade química com os elementos traços comparando as amostras de paleossoma com as amostras composta por paleossoma + melanossoma + leucossoma (rocha total) mostram que os elementos Rb e Sr ganharam massa. O comportamento dos pares de elementos que normalmente caminham juntos no ciclo geoquímico mostraram algumas diferenças, no caso do Rb é o mesmo do K, ao passo que o Sr ganhou massa o Ca permaneceu imóvel. Já na comparação do paleossoma com as porções isoladas do migmatito (melanossoma e leucossomas) estes pares de elementos, no geral, apresentam comportamentos semelhantes, com pequeno ganho ou perda de massa e também se comportando como imóveis.

Os dados de mobilidade de elementos químicos apontam para um processo de migmatização em sistema aberto com a introdução de pequenas quantidades dos elementos K, Rb e Sr, mas também ocorreu fusão parcial *in situ*, principalmente nos contatos entre paleossoma e melanossoma.

Comparando-se o número dos cátions, que fazem parte da composição dos principais minerais formadores das amostras dos migmatitos do afloramento IL-14, com os elementos Rb e Sr, os pontos, com exceção da amostras do melanossoma 14G que caiu distante das demais amostras, tendem à uma correlação positiva com aumento de K e de biotita, nota-se uma relação entre a rocha total 14N com o paleossoma 1 e da rocha total 14P com o paleossoma 2. Já com relação a Ca vs Sr as amostras de rocha total e dos leucossomas definem uma tendência horizontal com os valores de Sr não apresentando grandes diferenças. Considerando-se as amostras do melanossoma (14G) com as amostras do paleossoma (14O e 14D) e do leucossoma 14M tem-se uma correlação positiva com aumento de Ca e de plagioclásio.

Com relação a Fe + Mg vs Rb a maioria dos pontos mostra uma correlação positiva, enquanto que com relação a Fe + Mg vs Sr a correlação é negativa. Nota-se que o aumento na concentração de Rb estar relacionado ao aumento dos teores de biotita nas amostras, enquanto que a concentração de Sr diminui. Já com relação a Na + Ca vs Rb a correlação é negativa, concordando com a diminuição de plagioclásios nas amostras e com relação a Na + Ca vs Sr a correlação é positiva concordando com o aumento nos teores de plagioclásios nas amostras. Essas observações mostram que O Rb é dependente principalmente de uma fase mineral rica

em K, Fe e Mg, no caso a biotita e o Sr de uma fase mineral rica em Na e Ca, no caso do plagioclásio.

Com relação a $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Rb/Sr e $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs Ba/Sr todas as amostras caíram no campo de fusão controlada pelo plagioclásio. A perda de Ca, Na, Si e Al e a fixação do Fe e Mg na comparação entre o paleossoma e o melanossoma verificado no diagrama isocon, indica que a biotita ficou preferencialmente no resíduo (melanossoma) provocando as baixas razões Rb/Sr e Ba/Sr com as amostras caindo no campo da fusão limitada pelo plagioclásio.

Os dados de Sr e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculada para a idade de 2.2 Ga e com os valores atuais lançados nos diagramas de mistura, mostram que independente do tempo, as amostras de paleossoma, leucossomas e de rocha total não se ajusta em nenhum *trend* de mistura. Os dados químicos de elementos traços mostram que a concentração de Rb da massa fundida (leucossoma) é ligeiramente mais baixa do que na rocha fonte (paleossoma), enquanto que a concentração de Sr na massa fundida é mais elevada, isso faz com que a razão Rb/Sr na rocha fonte seja mais elevada. Essas observações deve-se ao fato da biotita (fase rica em Rb) predominar no resíduo (melanossoma) com relação ao plagioclásio (fase rica em Sr). Outra evidência do teor em biotita superior ao de plagioclásio na fonte são baixas razões Ba/Sr que juntamente com baixas razões Rb/Sr indicam fusão de uma fonte limitada pelo plagioclásio.

Com relação a Sm e Nd os dados de Fe + Mg vs Sm e Fe + Mg vs Nd mostram o comportamento muito semelhantes nos dois casos. O conjunto das amostras definem uma correlação positiva. Nota-se que as amostras do leucossoma (14M e 14J) apresentam concentrações mais baixas em Nd e Sm e a amostra de melanossoma (14G) tem as maiores concentrações em Sm e Nd e biotita. Com Na + Ca vs Sm e Na + Ca vs Nd as amostras, no geral apresentam uma correlação negativa. Nota-se que os elementos Sm e Nd apresentam comportamento antagônicos nas amostras ricas em biotita (melanossoma) com relação as amostras mais ricas em plagioclásios (leucossomas).

A evolução de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ vs $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ recalculados em $t = 3.25$ Ga, idade de cristalização, $t = 2.2$ Ga, idade do evento transamazônico e $t = 0.6$ Ga, idade do evento brasileiro e $t = 0$, mostra que desde a idade de cristalização do protólito das rochas do afloramento IL-14 até o presente, mesmo durante os eventos orogênicos, não ocorreu uma variação significativa nos valores ϵ_{Nd} dentro do conjunto de amostras, apenas a amostra de melanossoma (14G) em $t = 3.25$ Ga e em $t = 2.2$ Ga apresenta valores mais negativos. Em $t = 3.25$ Ga os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$

positivos indica que o magma parental tinha uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maior do que a do CHUR caracterizando uma assinatura de fonte juvenil para as amostras do paleossoma (14O), leucossomas (14M e 14J) e da rocha total (14N).

As observações das figuras envolvendo os cátions de Fe, Mg, com elementos traços Rb, Sr e elementos terras raras Sm e Nd indicam que nem sempre os valores de Sr variam de acordo com o comportamento do Ca que em algumas amostras apresentam Sr constantes mesmo com o aumento de Ca. Isso sugere que pode ter ocorrido migmatização do paleossoma por fusão incongruente do plagioclásio com o Sr saindo preferencialmente para o leucossoma deixando o melanossoma empobrecido. Já o comportamento do Sm e Nd depende das variações nos teores de biotita e das concentrações nas fases acessórias como a monazita, apatita e da apatita.

Os dados geocronológicos U/Pb dos cristais de zircão e monazita dos migmatitos Arqueanos do afloramento IL-14 são muito complexos e de difícil interpretação. Os dados isotópicos dos cristais de zircão mostram que a idade de cristalização do paleossoma (14D) ocorreu em cerca de 3250 Ma e idades estas indicadas pelos interceptos superiores. Os valores nos interceptos inferiores em torno de 1600 Ma. Estes dados nos interceptos inferiores deve se estar relacionado ao fato dos cristais de zircões cristalizados em 3250 Ma durante a migmatização transamazônica (em torno de 2000 Ma) ter sofrido reequilíbrio isotópico na borda. O segundo evento em torno de 600 Ma afetou os pontos com idades 2000 Ma “puxando-os” sobre a discórdia 2000 Ma e 570 Ma, mas os pontos sobre a discórdia 3250 Ma, 2000 Ma também foram “puxados” para o intercepto em 570 Ma determinando assim o alinhamento 3250 – 1600 Ma.

Os resultados dos cristais dos leucossomas (14M e 14L3) deram interceptos superiores em cerca de 2100 Ma e os dados dos cristais de monazita são consistentes com idade de cristalização em torno de 2100 Ma e a exemplo do que ocorreu com relação aos dados de zircão e o intercepto inferior registra a influencia do evento termal no Neoproterozóico em torno de 570 Ma e/ou a perda episódica de chumbo radiogênico (Pb^*).

Os resultados U/Pb em cristais de zircão do paleossoma indica intrusão em torno de 3250 Ma. Os resultados de monazita integrados com os obtidos em zircão indicam que a formação dos migmatitos estromáticos em cerca de 2100 Ma (evento orogénético Transamazônico) e o segundo evento de migmatização em cerca de 600 Ma desenvolveu a migmatização associada a estrutura frágil. Portanto a migmatização nos gnaisses tonalíticos devem estar relacionadas aos eventos ocorridos nos ciclos orogênicos Paleoproterozóico

(evento Transamazônico) e Neoproterozóico (evento orogenético Brasileiro). Em função destes eventos superpostos as sistemáticas Rb/Sr e Sm/Nd foram fortemente perturbados, sobretudo a primeira. Os diagramas isocrônicos com os dados Rb/Sr só definiram errôneas com valores de MSWD muito elevados e idades do paleossoma com o melanossoma em torno de 707 Ma e do neossoma idade em torno de 1600 Ma. Os valores Rb/Sr mostram que os valores obtidos não corresponde as idades de nenhum dos evento geológico regionais. Aqui fica evidente que houve a abertura no

Para a sistemática Sm/Nd A abertura parcial na sistemática isotópica também foi verificada com relação Sm-Nd com os Diagramas isocrônicos com todas as amostras definindo uma errônea com uma idade sem nenhum significado geológico. Mesmo quando se usam apenas dois pontos, os valores das idades são muito variáveis. As amostras de leucossoma com a rocha total mostra o valor mais elevado (idade de 1526 Ma) enquanto a rocha do paleossoma mostra valor de 793 Ma.. Estes valores deixa claro que os resultados Rb/Sr e Sm/Nd são totalmente diferentes das idade de qualquer evento regional conhecido.

COMENTÁRIO

Os estudos nos vários tipos de migmatitos mostraram que independente da rocha fonte (paleossoma) seja mica xistos, ortognaisses tonalíticos, granodioríticos ou graníticos, quando submetidos a eventos geológicos de alta temperatura com geração de massa fundida, os isótopos radiogênicos das sistemáticas Rb/Sr e Sm/Nd foram afetadas e mesmo nos casos em que os estudos de mobilidade de elementos químicos mostraram que a migmatização se processou em sistema fechado, a evolução das isócronas do paleossoma e da isócrona com as amostras do melanossoma com a do leucossoma, não seguiram os modelos de evolução previsto (ver modelos de evolução na seção 4.2.6 do capítulo 4).

Em todos os casos estudados, as sistemáticas isotópicas Rb/Sr e Sm/Nd foram afetadas pelo evento de migmatização mas não foram reequilibradas isotopicamente. A causa mais provável para que não tenham alcançado um reequilíbrio total, seja o fato das fases minerais em que os isótopos radiogênicos estão presos não terem se desestabilizados no processo de migmatização, caso da biotita e de minerais acessórios como o zircão, apatita, allanita, monazita entre outros que geralmente ocorrem como inclusões. E uma vez que não participem ou só participem parcialmente dos processos de fusão, as sistemáticas isotópicas dos mesmo não sofrerão reequilíbrio total. Nesse caso, pode-se ter idades de leucossomas e neossomas superiores a idades de paleossoma, como se observou nos ortogneisses migmatíticos.

Já a sistemática U/Pb em cristais de zircão, como se esperava, é mais difícil ser perturbada mesmo em eventos de alta temperatura, como ficou claro com os valores de idades semelhantes nos cristais de zircão do paleossoma e leucossoma nos ortognaisses migmatíticos paleoproterozoicos, indicando que mesmo em processo de fusão parcial com geração de massa fundida, o zircão pode ser transportado sem ser redissolvido mantendo a assinatura do protólito, principalmente em fusões parciais de baixa temperatura..

CAPÍTULO X - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande-PB, 363-391. 1977.

ANDRÉ, L. AND DEUTSCH, S. Magmatic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relicts hydrothermally altered quartz diorites (Brabant Massif, Belgium) and the role of epidote as a Sr filter. *Contrib. Mineral. Petrology*. **92**:104-112. 1986.

ARZI, A.A. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**:173-184. 1978.

ASHWORTH, J.R. AND MCLELLAN, E.L. Textures. In: J.R. Ashworth (Editor), *Migmatite*. Blackie, Glasgow, pp. 180-203. 1985.

BARBEY, P., BERTRAND, J.M., ANGOUA, S., & DAUTEL, D. Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **101**:207-219. 1989.

BLACK, L.P. E MCCULLOCH, M.T. Evidence for isotopic equilibration of Sm-Nd whole-rock systems in early Archaean crust of Enderby Land, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, **82**:15-24. 1987.

BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**:208-224. 1990.

BORGES, S.V. Mapeamento Geológico da região de Caicó-RN. Natal:UFRN. 113p. Relatório de Graduação. DG-UFRN. 1991.

BRITO NEVES, B.B. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. Tese de Doutorado, Inst. Geoc. USP. 198p. 1975.

BRITO NEVES, B.B. O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1000000. Tese:USP. São Paulo, 177p. 1983.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J. AND VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province. Northeastern Brazil. *Tectonic evolution of South America*. P 151-182. 2000.

BROWN, M. Crustal anatexis and ascent of felsic magmas. *Lithos*, 32(1-2):109-168. 1994a.

BROWN, M. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Sci. Ver.* **36**:83-130. 1994b.

BROWN, M., AVERKIN, Y.A., MCLELLAN, E.L., SAWYER, E.W. Melt segregation in migmatites. In Brown, M., Rushmer, T., Sawyer, E.W. (Eds.), *Mechanisms and*

consequences of melt segregation from crustal protoliths. *J. Geophys. Res. B*, **100**:15655-15679. 1995a

BROWN, M., RUSHMER, T., SAWYER, E.W. Introduction to special section: Mechanisms and consequences of melt segregation from crustal protoliths. *J. Geophys. Res. B*, **100**:15551-15563. 1995c.

CABY, R. Precambrian terrane of Benin-Nigerian and Northeast Brazil and late Proterozoic Atlantic fit. *Geol. Soc. Am. sp.*, **230**:145-158. 1989.

CABY, R. & ARTHAUD, M.H. Major precambrian nappes of the brazilian belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, **14**:871-874. 1986.

CABY, R.; SIAL, A.N.; ARTHAUD, M.H.; VAUCHEZ, A. Crustal evolution and the brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: R. D. Dallameyer and Lecorche, J. P. (eds). *The West African orogens and Circun Atlantic correlatives*. Springer verlag. 373-397. 1991.

CHAVAGNAC, V., KRAMERS, J.D., NÄEGLER, T.F., HOLZER, L. The behaviour of Nd and Pb isotopes during 2.0 Ga migmatization in paragneisses of the central Zone of the Limpopo Belt (South Africa and Botswana). *Precambrian Research*, **112**:51-86. 2001.

CHAVAGNAC, V., NÄEGLER, T.F., KRAMERS, J.D. Migmatization by metamorphic segregation at subsolidus conditions: implications for Nd-Pb isotope exchange. *Lithos* **46**:275-298. 1999.

CLEMENS, J.D. Water contents of silicic to intermediate magmas. *Lithos* **17**:273-287. 1984.

CLEMENS, J.D., and HUTTON, D.H. (Eds.). *Generation of granitic rocks and deep crustal processes*. *Lithos* 44(1-2):1-82. 1998.

CLEMENS, J.D., & VIELZEUF, D. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letter*, **86**:287-306. 1987.

CORFU, F. Multistage zircon and titanite growth and inheritance in na Archean gneiss complex, Winnipeg River Subprovince, Ontario. *Earth and Planetary Science Letters*, 141: 175-186. 1996.

COLLINS, W.J. E SAWYER, E.W. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust non-coaxial compressional deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**:565-579. 1996.

COREY, M. C. E CHATTERJEE, A. K. Characteristic of REE and other trace elements in response to successive and superimposed metasomatism within a portion of the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *Chemical Geology*, **85**:265-285. 1990.

COSTA, A.C.D. Estudo petrogenético e de balanço de massa das rochas gnáissicas-migmatíticas do Maciço Caldas Brandão-RN. Província Borborema. Dissertação de Mestrado, IGCE-UNESP/Rio Claro-SP, 82p. 1997.

CRANDALL, R. Geografia, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem nos estados orientais do NE do Brasil, CE, RN, PB. IFOES, Publ., 4.Série I:137p. 1910.

DANTAS, E.L. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Tese de Doutorado, IGCE-UNESP/Rio Claro-SP, 208p. 1996.

DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C.; VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B. Archean accretion in São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *RBG*, **28**(2):221-228. 1998.

DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B. Arcabouço crono-estratigráfico do Maciço Caldas Brandão-RN- Província Borborema-NE do Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, **15**:20-23. 1997.

DANTAS, E.L.; CORDANI, U.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; NUTMAN, A.P. Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão na Província Borborema. In: Simp. Geol. NE, 16, Recife, **14**:319-342. 1995.

DePAOLO, D.J. Neodymium isotope geochemistry - An introduction. Springer-Verlag, 178p. 1988.

DePAOLO, D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range, and crustal-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* **291**:193-197. 1981.

DICKIN, A. P. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, 452p. 1995.

EBERT, H. Geologia do Alto Seridó. SUDENE, DRN/DG, Ser. Geol. Regional, Recife, 11, 120p. (Nota explicativa à folha geológica de Currais Novos). 1969.

EBERT, H. The precambrian geology of the “Borborema” belt (state of Paraíba and Rio Grande do Norte; Northeast Brazil) and the origin of its mineral provinces. *Geol. Rundschau*, **59**(3): 1292-1326. 1970.

FAURE, G. Origin of igneous rocks: the isotopic evidence. Springer, 494p. 2001.

FAURE, G. *Principles of isotope geology*. 2nd edition, Wiley & Sons. New York. 589p. 1988.

FERREIRA, J. A. M. E ALBUQUERQUE, J. P. T. Sinopse da geologia da folha do Seridó. SUDENE, DRN/DG. Ser. Geol. Regional, Recife, 18, 52p. 1969.

FETTER, A.H. U/Pb and Sm/Nd Geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. Department of Geology and the Faculty of the Graduate School of University of Kansas, Doctors of Philosophy Thesis. 164 p. 1999.

FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, T.J.S., NETO, J.A.N., ARTHAUD, M.H. U/Pb and Sm/Nd Geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent “Atlantica” RBG, **30**:102-106. 2000.

FROST, C.D. e FROST, B.R. Open-system dehydration of amphibolite, Morton Pass, Wyoming: Elemental and Nd and Sr isotopic effects¹. *The Journal of Geology*, **103**:269-284. 1995.

FUHRMAN, M.L. E LINDSLEY, D.H. Ternary – feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, **73**:201-215. 1988.

FYFE, W.S. Some thoughts on granitic magmas. In: Newall, G., Rast, N. (Eds.). Mechanism of Igneous Intrusion. *Geol. J. Spec. Issue*, vol. **2**:201-216. 1970.

GALINDO, A. C.; DALL’AGNOL, R.; MCREATH, I.; LAFON, J. M. Geocronologia de granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 15, Natal, **13**:324327. 1993.

GOLDSTEIN, S.L., O’NIONS, R.K., HAMILTON, P.J. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust and particulates from Major River Systems. *Earth Planet Sci. Lett.* **70**:221-236. 1984.

GOMES, J.R.C., FERREIRA, C.A., VASCONCELOS, A.M. O terreno Granjeiro e sua evolução policíclica no contexto da Província Borborema. Congresso Brasileiro de Geologia XL, Belo Horizonte, Anais, 41p. 1998.

GRANT, A. G. The isocon diagram-A simple solution to Gresens’ equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**:1976-1982. 1986.

GREENFIELD, J.E., CLARKE, G.L., BLANDE, M., CLARK, D.J. Migmatites “in situ” and diatexites híbrides in the montain Stafford – Australia central. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**:363-378. 1998.

HACKSPACHER, P. C.; SANTOS, T.J.S., LAFON, J.M. Evolução geocronológica do complexo gnaissico-migmatítico do NW Ceará. Simpósio de Geocronologia do Nordeste, XIV, Recife, 268-271. 1991.

HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; DANTAS, E. L. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: SBG/ Núcleo Nordeste. Cong. Bras. Geo. 36, Natal, *Anais* **6**: 2683-2695. 1990.

HAMMARSTROM, J.M. & ZEN, E. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71**:1297-1313. 1986.

HAMMARSTROM, J.M. & ZEN, E. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, **15**:253-266. 1982.

HAND, M., AND DIRKS, P.H.G.M. The influence of deformation on the formation of axial-planar leucosome and the segregation of small melt bodies within the migmatitic Napperby Gneiss, central Australia. *J. Struct. Geol.*, 14:591-604. 1992.

HANSON, G.N. The application of elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38:26-43. 1978.

HOLLANDA, M.H.B.M., PIMENTEL, M.M., SÁ, E.F.J. Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:885-900. 2003.

HOLLISTER, L.S., GRISSON, G.C., PETERS, E.K., STOWELL, H.H., SISSON, V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72:231-239. 1987.

HOLMQUIST, P.J. Typen und nomenklatur der adergesteine. In: JOHANNES, W., HOLTZ, F., MÖLLER, P., 1995. REE distribution in some layered migmatites: constraints on their petrogenesis. *Lithos* 35:139-152. 1991.

HOLTZ, F., JOHANNES, W. Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas. In: Brown, M. (Ed.). *Crustal Anatexis and ascent of felsic magmas*. *Lithos* 32:149-159. 1994.

HOLTZ, F., JOHANNES, W., TAMIC, N. BEHRENS, H. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos* 56:1-14. 2001.

JANASI, V.A. Petrogênese de granitos crustais na nappe de empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Tese de Livre-Docência do Dep. De Mineralogia e Geotectônica do IG-USP, 259p. 1999.

JARDIM DE SÁ, E. F. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan Africana. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Brasília?DF, UnB, 803p. 1994.

JARDIM DE SÁ, E. F. E BARBALHO, A. H. P. Novos dados sobre a deformação tangencial na Faixa Seridó, NE do Brasil. Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Atas, 296-299. 1991.

JARDIM DE SÁ, E. F. E SALIM, J. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). *Miner. Metal.*, 80(421):16-28. 1980.

JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; McREATH, I. Estratigrafia de rochas graníticas na região do Seridó (RN/PB), com base em critérios estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, 11 (1):50-57. 1981.

JOHANNES, W. What controls partial melting in migmatites?. *J. Metamorph. Geol.*, 6:451-465. 1988.

JOHANNES, W. The significance of experimental studies in the formation of migmatites. *Migmatites*, Ed. Ashworth, J.R., Blackie and Son., Glasgow. 36-85. 1985.

JOHANNES, W. On the origin of layered migmatites. In: Atherton, M.P., Gribble, C.D. (Eds.). *Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva Geol. Ser. Shiva, Nantwich. UK. 234-248. 1983.

JOHANNES, W., EHLERS, C., KRIEGSMAN, L.M., MENGEL, K. The link between migmatites and S-Type granites in the Turku area, southern Finland. *Lithos*, **68**:69-90. 2003.

JOHANNES, W.; HOLTZ, F.; MÖLLER, P. REE distribution in some layered migmatites: constraints on their petrogenesis. *Lithos*, **35**:139-152. 1995.

JOHANNES, W., AND GUPTA, L.N. Origin and evolution of a migmatite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **79**:114-123. 1982.

JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**:837-841. 1989.

KOESTER, E., ROISENBERG, A., FERNANDES, L.A.D., JUNIOR, E.S., NARDI, L.V.S., KRAEMER, G. Petrologia dos granitóides sintectônicos à zona de cisalhamento transcorrente dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:131-140. 2001.

KRIEGSMAN, L.M. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, **56**:75-96. 2001.

KRIEGSMAN, L.M., HENSEN, B.J. Back reaction between restite and melt: implications for geothermobarometry and pressure-temperature paths, *Geology* **26**:1111-1114. 1998.

KOHN, M.J., SPEAR, F.S., VALLEY, J.W. Dehydration melting and fluid recycling during metamorphism: Rangeley Formation, New Hampshire, USA. *J. Petrol.* **38**:1255-1277. 1997.

LEGRAND, J. M.; DANTAS, E. L.; LIEGEOIS, J. P. Definição e caracterização do embasamento da porção oeste da Faixa Seridó (Província Borborema, NE-Brasil). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE. 17, Fortaleza, *Anais* 50-55. 1997.

LEGRAND, J.M., LUIZ-SILVA, W. & SOUZA, L.C. Os micaxistos da Formação Seridó: um único evento metamórfico progressivo do Ciclo Brasileiro, XVI Simp. Geol. Nordeste, 14, **1**:355-360. 1995.

LEGRAND, J.M.; LIEGEOIS, J. P.; DEUTSCH, S. Datação U/Pb e Rb.Sr das rochas precambrianas da região de Caicó - Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nordeste, 14. Recife, *Atas*, p. 276-279 1991.

LINDH, A AND WAHLGREN, C.H. Migmatite formation at subsolidus conditions - alternative to anatexis. *J. Metamorph. Geol.*, **3**:1-12. 1985.

LUIZ-SILVA, W.; LEGRAND, J.M.; XAVIER, R.P. Composição e evolução dos fluidos no Depósito Aurífero São Francisco, Faixa Seridó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. *RBG*, 30(4):579-588. 2000.

LUIZ-SILVA, W. Estudos da interação fluido-rocha na área do Depósito Aurífero São Francisco, Currais Novos-RN: Aspectos estruturais e metamórficos. Dissertação de Mestrado, área de concentração em geologia regional, IGCE/UNESP, Rio Claro, 183p. 1995.

MAALOE, S. Geochemical aspects of permeability controlled partial melting and fractional crystallization. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**:43-57. 1982.

MACEDO, M.H.F.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PEUCAT, J.J.; SOUZA, Z.S.; MARTIN, H. Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Caicó (RN) e suas implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, SBG/NNE, Bol. 12, p.256-259. 1991.

MARCHILDON, N., BROWN, M. Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from Southern Brittany, France: implications for melt transfer at grain- to -scale. *Tectonophysics*, **364**:215-235. 2003.

MCCULLOCH, M. T. E BLACK, L. P. Sm-Nd isotopic systematic of Enderby Land Granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism. *Earth Planet. Sci. Let.*, **71**:46-58. 1984.

McDERMONTT, F., HARRIS, N.B.W., HAWKESWORTH, C.J. Geochemical constraints on crustal anatexis a case study from the Pan-African Damara Granitoids of Namibia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**:406-423. 1996.

McLELLAN, E.L. Migmatite structures in the Central Gneiss complex, Boca de Quadra, Alaska. In: Tracy, R.J., Day, H.W (Eds.), *Studies in the Genesis and Deformation of migmatites*. *J. Metamorph. Geol.*, **6**:517-542. 1988.

MEHNERT, K.R. Migmatites and the origin of granitic rocks. *Development in Petrology*. Vol 1, 404p. 1968.

MEHNERT, K.R., Büsch, W. The initial stage of migmatite formation. *N. Jb. Mineral. Abh.* **145**:211-238. 1982.

MELO, A.A. E MELO, Z.F. Metamorphic zoning in the Seridó region, northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **4**:1-14. 1974.

MICSCH, P. Plagioclase composition and non-anatectic origin of migmatitic gneisses in N. Cascade Mountains of Washington State. *Contrib. Miner. Petrol.*, **17**:1-17. 1968.

MILORD, I., SAWYER, E.W. & BROWN, M. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: An example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, **42**:487-505. 2001.

NASCIMENTO, R.S.C. Quimiostratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aplicada a mármore da Faixa Seridó (NE do Brasil): implicações paleoambientais e geotectônicas. Tese de Doutorado. CTG-PPGG-UFPE, 121p. 2002.

NASCIMENTO, R.S.C., SIAL, A.N. Carbon isotope fluctuations in precambrian marbles of the Seridó, belt, Borborema province, northeast Brazil. *RBG*, **30**:442-445. 2000.

OLSEN, S.N. Mass balance in migmatites. In: Ashworth, J., R., *Migmatites*, **145**-179. 1985.

OLSEN, S.N. Mass balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range. *Contrib. Mineral. Petrol.* **85**:30-44. 1984.

OLSEN, S.N. e Grant, J.A. Isocon analysis of migmatization in the Fron Range, Colorado, USA. *Journal Metamorphic Geology*, **9**:151-164. 1991.

PATÍÑO DOUCE, A.E., HARRIS, N. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *J. Petrol.* **39**:689-710. 1998.

PESSOA, D.A.R. Padrão geocronológico policíclico do Complexo São Vicente (RN). Dissertação de Mestrado. Inst. Geoc. USP: 63p. 1976.

PETTA, R.A. Estudo geoquímico e relações petrogenética do Batólito multiplo composto São Vicente/Caicó (RN-Brasil). Tese de Doutorado. IGCE-UNESP, Rio Claro. 1995.

PICKERING, J.M. & JOHNSTON, A.D. Fluids-absent melting behavior of a two-mica metapelite: experimental constraints on the origin of Black Hills Granite. 1998.

PIMENTEL, M.M. & CHARNLEY, N. Intracrustal REE fractionation in late-stage granitic rocks: na example from Central Brazil. *Chemical Geology*, **86**:123-138. 1991.

POWELL, R., HOLLAND, T.J.B. Calculating metamorphic phase equilibria: THERMOCALC WORKSHOP. 2001.

POWELL, R., DOWNES, R. Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, In: Ashorth, J.R., Brown, M. (Eds.), *Higth-temperature metamorphism and crustal anatexis*. Mineral. Soc. Ser., **2**:105-123. 1990.

POWELL, R., HOLLAND, T.J.B. & WORLY, B. Calculating phase diagrams involving solid solution via non-linear equations, with examples using Thermocalc. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**:577-588. 1998.

ROBIN, P.Y.F. Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**:1587-1600. 1979.

ROLLINSON, H. *Using geochemical data: evalution presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. 352.p. 1998

ROLLINSON, H. *Using geochemical data: evaluation presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. 343.p. 1993.

SÁ, J.M. Estudo petrológico-estrutural de uma área a norte de São Tomé-RN. Dissertação de Mestrado, Col. Textos a cadênicos. UFRN. 151.p. 1982.

SANTOS, E. J. Província scheelitífera do Nordeste. Cong. Bras. Geol., 27, Aracaju, 3:31-46. 1973.

SATO, K. Evolução crustal da plataforma sul americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. Tese de Doutorado, IG-USP, 297p. 1998.

SATO, K, E TASSINARI, C.C.G., 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. Contribuição a Geologia da Amazônia. 91-142.

SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. O método geocronológico Sm/Nd no IG/USP e suas aplicações. Anais da Academia Brasileira de Ciências., 67(3):313-336. 1995.

SAWER, E.W., ROBIN, P.Y. The subsolidus segregation of layer-parallel quartz-feldspar veins in greenschist to upper amphibolite facies metasediments. J. Metamorph. Geol., 4:237-260. 1986.

SCHALTEGGER, U., FANNING, C.M., GÜNTHER, D., MAURIN, J.C., SCHULMANN, K., GEBAUER, D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. Contrib. Mineral Petrol. **134**:186-201. 1999.

SCHMIDT, M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contrib. Mineral Petrol., **110**:304-310. 1992.

SCHREURS, J. Prograde metamorphism of metapelites, garnet – biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high – grade rocks of West Uusimaa, southwest Finland. Lithos, **18**:69-80. 1985.

SEDERHOLM, J.J. On migmatites and associated Precambrian rocks of south western Finland Bull. Comm. Geol. Finl., **107**:1-68. 1934.

SIQUEIRA, L.P.; E MARANHÃO, R. O zoneamento e a estratigrafia do geossinclinal do Seridó. Cong. Bras. Geol. 27, 2:44-46. 1973.

SOLAR, G.S. & BROWN, M. Petrogenesis of Migmatites in Maine, USA: Possible Source of Peraluminous Leucogranite in Plutons?. Journal of Petrology, 42:789-823. 2001.

SPEAR, F.S., PARRISH, R. Petrology and petrologic cooling rates of the Valhalla Complex, British Columbia. Can. J. Petrol. **37**:733-765. 1996.

SPEAR, F.S., KOHN, M.J., CHENEY, J.T. P-T paths from anatectic pelites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **134**:17-32. 1999.

SPEAR, F.S., FLORENCE, F.P. Thermobarometry in granulites: pitfalls and new approaches, In: Van Reenen, D.D., Roering, C., Ashwal, L.D., De Wit, M.J. (Eds.), *The archaean Limpopo Granulite Belt: Tectonics and Deep Crustal Processes*. *Precambrian Res.*, **55**:209-241. 1992.

SPEAR, F.S., KOHN, M.J., FLORENCE, F.P., MENARD, T. A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implication for thermobarometry and P-T path determinations. *J. Metamorph. Geol.* **8**:683-696. 1990.

STEIGER, R.H. & JAGER, E. Subcommission on geochronology: conventions on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Let.*, **36**: 359-362. 1977.

STEVENS, G. & CLEMENS, J.D. Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary?. *Chemical Geology*, **108**:1-17. 1993.

THOMPSON, A.B. & CONNOLLY, J.A.D. Migration of metamorphic fluid: some aspects of mass and heat transfer. *Earth Sci. Reviews*, **32**:107-121. 1992.

THOMPSON, A.B. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.* **282**:1567-1595. 1982.

TOURPIN, S.; GRUAU, G.; BLAIS, S.; FOURCADE, S. Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonatization of a komatiite flow from Finland. *Chem. Geol.*, **90**:15-29. 1991.

TRINDADE, I.R. Estudo Geoquímico e geocronológico Rb-Sr e Sm-Nd em zonas de cisalhamento mineralizadas em ouro e suas relações com as rochas encaixantes e geocronológico Sm-Nd em mineralização de Scheelita na Faixa Seridó. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG/UFRN). Natal/RN, 125.p. 2000.

VAN DER MOLEN, I. Interlayered material transport during layer-normal shortening: Part II. Boudinage, pinch-and-swell and migmatite at Soender Stroemfjord airport, West Greenland. *Tectonophysics* **115**:297-313. 1985.

VAN DER MOLEN, I., PATERSON, M.S. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **70**:299-318. 1979.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B.B.; WILLIAMS, I.S.; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre-to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, **127**:287-327. 2003.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B.B.; HACKSPACHER, P.C.; BABINSKI, M.; FETTER, A.H.; DANTAS, E. L. Neoproterozoic and late mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province, NE Brazil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 16, Recife, *Anais* 2:391-393. 1995.

VAN SCHMUS, W. R.; DANTAS, E. L.; FETTER, A.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C. Neoproterozoic age for seridó Group, NE Borborema Province, Brazil. 39º Cong. Brasileiro de Geologia. 6: 152-155. 1996.

VAN SCHMUS, W.R. ; BRITO NEVES, B.B.; HACKSPACHER, P.C. E BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. J. S. America Earth Sciences. 8:267-288. 1995.

VIELZEUF, D., VIDAL., P., (Eds.). Granulites and crustal evolution. NATO ASI Ser., Ser. C, vol. 311. Kluwer, Dordrecht, 585pp. In: Kliegsman, L.M. 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56:75-96. 1990.

VIGNERESSE, J.L., BARBEY, P., CUNEY, M. Rheological transitio during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. J. Petrol. 37:1597-1600. 1996.

WATERS, D.J. The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks. *Lithos* 56:97-110. 2001.

WATERS, D.J. Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. J. Metamorph. Geol. 6:387-404. 1988.

WATSON, E.B. The hole of accessory minerals in granitoid geochemistry (abstract). The Origin of granites. Hutton meeting, Edinburgh, 19-20. 1988.

WATSON, E.B. & HARRISON, T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci Lett*, 64:295-304. 1984.

WHITE, R.W., CLARKE, G.L., NELSON, D.R. SHRIMP U-Pb dating of Grenville-age events in the western part of the Musgrave Block, central Australia. J. Metamorphic Geol. 17:465-481. 1999.

WHITNEY, D.L., IRVING, A.J. Origin of K-poor leucosomes in a metasedimentary migmatite complex by ultrametamorphism, syn-metamorphic magmatism and subsolidus processes. *Lithos* 32:173-192. 1994.

WIMMENAUER, W. AND BRYHNI. Migmatites and related rocks. IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks. Web version p 1-7. 2002.

WINKLER, H.G.F. Petrogênese das rochas metamórficas. Ed. Blücher, Porto Alegre-RS, 257p. 1977.

WINKLER, H.G.F., VON PLATEN, H. Experimentelle Gesteins-metamorphose: IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwaker. Geochim. Cosmochim. Acta **24**:48-69. 1961.

YARDLEY, B.W.D. Introdução à petrologia metamórfica. EDUNB. Brasília. 340.p. V

ZECK, H.P. & WHITEHOUSE, M.J. 2002. Repeated age resetting in zircon from Hercynian-Alpine polymetamorphic schists (Betic-Rif tectonic belt, S. Spain)- a U-Th-Pb ion microprobe study. Chemical Geology, **182**:275-292.

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE A

1 - ETAPAS DE SEPARAÇÃO E PESAGEM DE ZIRCÃO E MONAZITA PARA ANÁLISE ISOTÓPICA U-Pb E DE DISSOLUÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISES ISOTÓPICA Sm-Nd E Rb-Sr.

1.1. Introdução

Antes de submeter os cristais de zircão e monazita as etapas de dissolução ou digestão química para análise isotópica U-Pb, são necessários executar alguns procedimentos prévios. Estes procedimentos são importantes para garantir que os dados que serão obtidos pelas análises sejam isentos de fatores que possam interferir nos resultados.

Para que seus resultados retratem os registros dos eventos geológicos sofridos pela rocha em questão ou mesmo sua cristalização no caso de rochas ígneas, é importante que sejam selecionados as populações de zircões que se cristalizaram durante um destes eventos. No caso de rochas ígneas, se todos os zircões tiverem se formado a partir da cristalização do magma, não é problema, pois os dados obtidos retratam a idade de cristalização da rocha. Porém, se a rocha foi formada pôr processos de anatexia de rochas paraderivadas, é importante que se diferencie os zircões herdados dos formados pela anatexia para evitar problemas de misturas de populações com idades diferentes.

1.2 – Separação das frações de zircões magnéticos

A separação das populações, no caso de zircões, pode ser realizada inicialmente através dos procedimentos no separador magnético do tipo Frantz. Com o equipamento numa inclinação frontal de 15° ou 20° e uma inclinação lateral de 20° vamos separando as frações magnéticas do concentrado de minerais pesados. Vale salientar que antes de iniciar a separação no Frantz deve se retirar a magnetita com o uso de um ímã de mão. A separação das frações magnéticas do concentrado se faz variando a amperagem em intervalos de 0.2 ampères. Por exemplo com uma amperagem de 0.2 já é separado a ilmenita e parte das granada e biotitas, em 0.4 ampères, praticamente toda granada e biotita são separadas e já temos a presença de monazita, epidoto, allanita anfibólios, piroxênios. Continuamos a aumentar a amperagem até 1.5 ampères, nesse ponto pega-se a fração não magnética, onde estão concentrados os minerais zircão, apatita, titanita, pirita, calcopirita etc.

Cumprida essa etapa, faz-se um ataque no concentrado de zircão com HNO₃ ~7M por aproximadamente 12 horas a frio ou por 1 horas em chapa quente numa temperatura de aproximadamente 100°C depois esse concentrado é lavado três vezes com água Milli-Q em

seguida secar o concentrado. Esse procedimento além de limpar os cristais de zircão removendo eventuais sujeiras de óxidos, o que altera a propriedade magnética dos zircões, ainda elimina parte da apatita do concentrado, se houver interesse nesse mineral separá-lo antes de realizar esse ataque.

para obtenção dos concentrados não magnéticos dos zircões, retorna-se para o equipamento Frantz e mantendo em 1.5 ampères e inclinação frontal com 20° passa-se a variar a inclinação lateral, primeiro para 8° e separando as frações magnéticas M(8°), M(6°), M(5°), M(4°), M(3°), M(2°), M(1°), M(0°) e a fração não magnética com 0° de inclinação, as vezes pode-se tentar separar frações magnéticas com inclinação negativa, como M(-1°), M(-2°) etc. De posse dessas frações posteriormente inicia-se a seleção e catação dos cristais de zircões de cada fração por sua tipologia (razões entre seus eixos, formas dos cristais, cor etc.).

1.3. Catação em meio líquido (álcool) ou a seco

1.3a. Em meio líquido (álcool)

Com o objetivo de separar uma quantidade razoável de cristais, pode-se utilizar um vidro de relógio de fundo chato, encha-o parcialmente com álcool e despeje seu concentrado de zircões, observando num microscópio ou lupa, vá separando, com o auxílio de uma pinça, os zircões que você considera como pertencente a uma mesma população, separe-os num grupo e com uma pipeta de 100 µm ou mesmo um conta-gotas, sugue-os e deposite num recipiente. Esse procedimento pode ser usado para separação de qualquer tipo de mineral, principalmente quando se quer concentrados de minerais sem inclusões (pôr exemplo: monazita, granada, apatita, titanita, etc.)

1.3b. Catação a seco

No caso da separação a seco, o procedimento é semelhante, exceto pelo fato do concentrado ser colocado no vidro de relógio de fundo chato sem o álcool e a catação ser feita com auxílio de um pincel (feito de fio de cabelo preso na sua extremidade), que deve ser umedecida com óleo retirado da pele (é só passar o pincel na porção lateral do nariz), isto deve ser feito para que, no momento que o cristal for escolhido, este, fique preso na ponta do pincel ou seja sem o óleo ele não ficaria retido. Deste modo, pode-se separar os zircões de mesma população ou isoladamente colocando-os em recipientes apropriados.

2 – Pesagem dos monocristais de zircão e monazita

Para a realização da pesagem de monocristais de zircões e monazitas, em função de serem normalmente de granulometria na escala de μm , conseqüentemente seus pesos também ficam na escala de micro-gramas, é necessário o uso de uma balança de precisão analítica.

Os passos para se obter uma boa pesagem de monocristais de zircão e monazitas são os seguintes:

1 – Pegue uma folha de alumínio muito fina, porém que tenha uma certa rigidez (no laboratório têm-se utilizado embalagem de marmita), corte um pedaço quadrado (aproximadamente com 1,5 x 1,5 cm) tendo o cuidado de não tocá-lo coloque o lado mais brilhante para cima. Ponha-o entre dois pedacinhos de um papel de pesagem (tipo vegetal) e alise-o para retirar alguma irregularidade na superfície do alumínio. Em seguida, com a ajuda de uma pinça, dobre para cima os lados paralelos (altura aproximada de 3 mm) deixando um dos lados na posição vertical (para facilitar seu transporte para a balança com o auxílio de uma pinça), com isso o quadradinho de alumínio se transforma em uma espécie de “barco”, que servirá como o recipiente para a pesagem dos cristais.

2 – Providencie toalhas de papel, pipeta, garrafa de teflon com HNO_3 7N, os recipientes com os concentrados em álcool, as microcápsulas, um pincel com um fio de cabelo preso na ponta, papeis para pesagem devidamente cortados em folhas quadradas com aproximadamente 7 x 7 cm e fichas para as anotações.

3 – Coloque o “barco” de alumínio na balança, tomando o cuidado de fechar as janelas da balança, aperte a tecla “tarar” para zerar. Aguarde um momento para estabilizar a balança e novamente aperte a tecla “tarar” até a balança estabilizar no zero.

4 – Remova o “barco” de alumínio para fora e coloque-o sobre um quadradinho de papel, pois, se no instante que você colocar o cristal no “barco” ele cair fora, a recuperação do cristal se torna mais fácil.

5 – Com o auxílio de uma pipeta, sugar os zircões do recipiente com álcool e deposite-os sobre outro quadradinho de papel poroso, espere secar, em seguida dobre o papel de forma que os zircões fiquem aproximadamente no meio e com os dedos faça um leve movimento de fricção para garantir que os cristais vão ficar livres no papel e coloque-os com muito cuidado num recipiente e leve-o para a lupa.

6 – Escolha o cristal ou os cristais que você quer analisar, anote na ficha as observações quanto à cor, forma se é transparente etc. Em seguida, com a ajuda do pincel de fio de cabelo (que não precisa ser passado no nariz novamente, pois o cristal pode ficar muito

aderido a ponta do pincel dificultando o momento de coloca-lo no “barco”) selecione o cristal e conduza-o um pouco acima do “barco” de alumínio, de forma que com uma leve batidinha no cabo do pincel o cristal se desgrude e caia dentro do “barco”. Com a pinça, pegue o “barco” no lado que ficou verticalizado (formando um ângulo de 45° com a pinça para ter mais firmeza e evitar possíveis quedas) e com muito cuidado leve-o para a balança e anote o peso obtido. No caso, o peso do cristal vai ser a diferença entre essa última pesagem pela pesagem do “barco” vazio. O peso do cristal deve ser compatível com a quantidade ideal do spike (traçador) utilizado para diluição isotópica.

7 – Uma vez pesado, o cristal deverá ser transferido do “barco” para uma microcápsula que já deve conter um pouco (4 á 5 gotas) de HNO_3 7N (para quebrar a estática e evitar que o cristal salte para fora da microcápsula) com muito cuidado. Esse procedimento é feito pegando-se o “barco” com uma pinça e conduzindo-o até a microcápsula inclinando-o, com a ajuda de outra pinça dê uma leve batidinha na que está segurando o “barco” de forma que o cristal caia dentro da microcápsula, adicione HNO_3 até enche-la e feche-a, depois monte as microcápsulas no suporte e deixar por 20 minutos na chapa aquecedora numa temperatura de aproximadamente 100°C. Atenção! Essa etapa só pode ser usado com o zircão. A digestão química da monazita é realizada em savillex de teflon.

3 - ETAPAS DE DISSOLUÇÃO DOS MINERAIS ZIRCÃO, MONAZITA, TITANITA E RUTILO E COLETA DE U E Pb PARA ANÁLISES ISOTÓPICAS

3.1 - Introdução

Quando chegamos nessa etapa de preparação dos cristais para análise U-Pb, após as execuções de todas das etapas de moagem, peneiramento, bateia, separação no *Frantz*, líquidos pesados, separação das populações de zircões, (selecionamento dos cristais e pesagem) parte-se para as etapas de digestão ou abertura química das amostras. Porém, antes de iniciar essa etapa, é importante que se faça uma lavagem dos cristais, que serão analisados, com HNO_3 7N. **A partir dessa fase é obrigatório o uso de luvas.**

3.2 – Lavagem dos cristais de zircão, monazita, titanita e rutilo com HNO_3

Faz-se a lavagem dos cristais com HNO_3 7N visando eliminar as impurezas que possam estar na superfície do cristal ou cristais. A lavagem é feita obedecendo as seguintes etapas:

1 – Pegar as microcápsulas com as amostras e tirar as tampinhas.

2 – Levar as microcápsulas para a chapa numa temperatura fixa de $\approx 100^{\circ}\text{C}$ (na escala do transformador entre 3 e 4) por aproximadamente 1/2 hora, é importante ficar observando para que a o ácido não entre em ebulição e a amostra “pule” para fora da microcápsula.

3 – Na capela de fluxo laminar, que já deverá estar munida de pipetas com ponteiros virgens, pinça plástica, ácidos e água milli Q, e observando a ordem de numeração, retire a tampa e coloque-a invertida na capela. Aconselha-se a retirar as tampas apenas da microcápsulas que se vai lavar o cristal, só abrindo a seguinte quando todo o procedimento de lavagem da primeira estiver concluído e a microcápsula devidamente fechada.

4 – Colocar 2 a 3 gotas de HNO_3 de limpeza (é suficiente para deixar o Pb comum em suspensão e economiza ácido) na microcápsula e completar com água milliQ, e em seguida vá retirando, cuidadosamente para não pipetar o cristal, com uma pipeta de 100 μl até ficar só uma gotinha com a amostra dentro. Esse procedimento tem que ser realizado no mínimo três vezes para cada amostra, na última lavagem usar HNO_3 ultralimpo. Como o tempo desse procedimento é muito rápido pode ser usada uma mesma pipeta sem perigo de contaminação. Se houver muita disponibilidade de ponteiros podem ser usadas ponteiros individuais para cada amostra.

5 – Concluída a lavagem dos cristais, colocar uma gota de HNO_3 7N ultralimpo.

3.3 – Dissolução de cristais de zircão, titanita e rutilo

Uma vez concluído os processos de limpeza com HNO_3 7N dos cristais para análises U-Pb, inicia-se a **1ª etapa** de dissolução das amostras (**os ácidos têm que ser ultralimpes**).

1 – Deposição das amostras nas microcápsulas previamente limpas.

2 – Adiciona-se 10 a 12 gotas de HF com concentração 48% (1 gota $\approx$ 30-40 μl)

3 – Adiciona-se de 10 μl (**no máximo!!!**) de traçadores isotópicos (*spike*) $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ em todas as microcápsulas com amostras (como o volume é muito pequeno, pode-se encostar levemente a pipeta para que a gota caia).

OBSERVAÇÕES IMPORTANTES:

a) Amostras de zircão – para 10 μg de amostra adicionar 5 μl de traçador

b) Amostras de monazita – para 5 μg de amostra adicionar 5 μl de traçador, para 10 μg de amostra adicionar 10 μl de traçador. Se tiver mais de 10 μg de amostra o volume de traçador deverá ser de 10 μl .

c) Amostras de titanita – para 300 μg adicionar 5 μl de traçador

d) Amostras de rutilo – para 100 μg adicionar 5 μl de traçador

4 – Monte o suporte (torre) com todos os discos com as microcápsulas

5 – Coloque a torre dentro da bomba

6 – Coloque dentro do reservatório da bomba 10 ml de HF + 1 ml de HNO₃ 7N (para manter a pressão no interior da bomba $\approx$ a no interior das microcápsulas).

7 – Levar a bomba para estufa a uma temperatura de 200°C por 48 horas.

Observação: Zircões jovens (ex. Jurássico) deve ficar mais tempo por ser mais resistentes. Zircões Pré-Cambrianos não tem problema.

Retirando a bomba da estufa, espera-se que a mesma esfrie e inicia-se a **2ª Etapa** de dissolução do zircão.

1 – Secar a amostras na chapa por $\approx$ 6 horas com o transformador na posição 3 ou durante uma noite na posição 2.

2 – Adicionar 10 gotas de HCl 6N em cada microcápsula fechando-as em seguida.

3 – Levar para a chapa com o transformador na posição 3 ou 4 por 20 minutos (esse aquecimento transforma parte do HF em HCl).

4 – Deixar resfriar e em seguida transferir a amostra para um frasquinho (de 7 ml) de Teflon.

Observação: Na transferência da amostra da microcápsula (com a ajuda da pinça plástica azul) para o frasquinho tem que se ter muito cuidado, incline a microcápsula (aproximadamente 45°) e encoste a boca do frasquinho e com um leve choque (com outra pinça plástica) faça com que a gota com a amostra, que se encontra na microcápsula caia no frasquinho.

5 – Secar na chapa em baixa temperatura, na posição 1-2 no transformador (**tome cuidado, pois como a superfície do frasquinho é maior, a amostra pode subir pelas paredes do savillex e você perder a amostra**).

6 – Quando secar, adicionar 2 gotas de HCl 3,1 N, em seguida fechar e a amostra esta pronta para a eluição nas colunas.

3.4 – Lavagem dos cristais de monazita

A lavagem dos cristais de monazita para análise U-Pb difere um pouco da lavagem do zircão, titanita e rutilo. A lavagem tem que ser feita usando-se HNO_3 7N frio (!!!) por cerca de 15 minutos, pois ácidos quentes (!!!) podem provocar dissolução parcial dos cristais comprometendo os resultados analíticos. As etapas são as seguintes:

- 1 – A amostra de monazita deve ser lavada três vezes com HNO_3 7N ultralimpo.
- 2 – Com uma ponteira adicionar em torno de 5 ou 10 μl do traçador de $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ nas amostras de monazita.
- 3 – Cerca de 5 μl de H_2SO_4 ultralimpo deve ser adicionado às amostras em béquer Savillex de 7 ml junto com uma gota de HCl 6N e uma gota de HNO_3 7N
- 4 – Os béqueres são fechados e colocados na chapa em cerca de 125°C (posição no transformador em 3) por 2 dias para dissolução completa da amostra. Se não dissolver, aumentar no transformador para a posição 4.

3.5 – Eluição das amostras na coluna

Terminadas todas as etapas de preparação e abertura química das amostras, elas estão prontas para passar pelas etapas de eluição e coletas de U e Pb nas micro-colunas para análise isotópica através de espectrômetro de massa.

As etapas de eluição das amostras de zircão e monazita seguir o procedimento mostrado na Tabela 1 (abaixo), enquanto que para titanita e rutilo seguir o procedimento mostrado na Tabela 2 (abaixo).

Tabela 1 – Química das micro-colunas para coleta de Pb-U com HCl e H₂O Milli Q para amostras de zircão e monazita

Preparação de amostras

Adicione duas gotas (80 µl) 3.1N HCL nas amostras e secar em placa.

Amostra N°. _____

Coluna N°. _____

Preparação da Coluna (Fotos 11 e 12)

Carregue a coluna com resina (U) AG1-x8, colocar resina até o pescoço da coluna

Limpendo a Resina

10 gotas de água Milli-Q (≈400 µl) (limpando a resina)

10 gotas de HCl ~6N (≈400 µl) (limpando a resina)

6 gotas de HCl 1.0 N (210 µl) (limpando a resina)

3 gotas de HCl 3.1N (120 µl) (condicionando as microcolunas para receber as amostras)

Adicione nas amostras 2 gotas (80 µl) de HCl 3.1N nas colunas

Lixiviando a amostra

3 gotas de HCl 3.1N (120 µl) (1 gota por vez) (**rinse**)

4 gotas de HCl 5.75N (1 gota por vez) (**rinse**)

Coleta da amostra

8 gotas de água Milli-Q (coleta Pb e U)

Secagem final

adicione 1 gota de 1:15 H₃PO₄ 0.25N para cada bequer, secar na placa aquecedora.

Tabela 2 – Química das micro-colunas para coleta de Pb-U de cristais de titanita e rutilo

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

Preparação de amostras

Adicione duas gotas (80 µl) 3.1N HCL nas amostras e seque em placa por vários minutos.

Amostra N°. _____

Coluna N°. _____

Preparação da Coluna e limpando a resina (Fotos 11 e 12)

Carregue a coluna com resina (U) AG1-x8, coloque resina até o pescoço da coluna

10 gotas de água Milli-Q (≈400 µl) (limpando a resina)

10 gotas de HCl ~6N (≈400 µl) (limpando a resina)

6 gotas de HCl 1.0 N (210 µl) (limpando a resina)

3 gotas de HCl 3.1N (120 µl) (condicionando as microcolunas para receber as amostras)

Adicione nas amostras 2 gotas (80 µl) de HCl 3.1N nas colunas

Lixiviando a amostra e início da coleta de U

4 gotas de HCl 3.1N (120 µl) (1 gota na 1ª vez, espere descer, e as 3 últimas juntas e espere descer)

Eluir e coletar o U com 8 gotas de HBr 0,6N (o U nessa eluição deverá ser purificado ainda mais usando a técnica abaixo*)

Coleta do Pb

8 gotas de água Milli-Q (colete o Pb)

***Purificação de U (lembrete: esse procedimento de coluna deve ser efetuado duas vezes para a qualidade da purificação do U!!!)**

Continuação da Tabela 2

Secar a solução com U um pouco até próximo a secagem e adicione 2 gotas de HNO₃ 7N nas amostras e aqueça na placa por vários minutos. **As mesmas colunas usadas acima podem ser usadas novamente, mas elas devem ser limpas como descrito abaixo.**

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

Limpando a resina

6 gotas de H₂O (limpa a resina)

3 gotas de HNO₃ 7N (condicionamento)

Adicione nas amostras 2 gotas de HNO₃ 7N por coluna

Limpando a amostra e coletando o U

10 gotas de HNO₃ 7N (deixe descer)

8 gotas de H₂O Milli-Q (colete o U)

Repita o procedimento de purificação do U mais uma vez

Secagem final

adicione 1 gota de H₃PO₄ 0,25N diluído 1:15 para cada bquer, secar na placa aquecedora (Foto 28). As amostras de U e Pb podem terminar de secar separadamente ou num mesmo bquer (dependendo da técnica analítica)

4 - PROCEDIMENTO DE DISSOLUÇÃO DE ROCHA EM MICROONDAS

4.1. Notas Gerais

Apertar as tampas das bombas Parr somente 1/8 do giro, deixando em contato com o teflon inserido;

Colocar somente uma (1) bomba de cada vez no forno de microondas (na metade do prato, entre o centro e a borda do prato rotatório). Isto auxilia a compensar as zonas de variação de energia do forno de microondas;

Não abrir as bombas até que elas estejam resfriadas por pelo menos 40 min;

Deixar entrar ar no forno de microondas depois do bombeamento para dispersar possíveis fumaças de ácido.

4.2. Pré – Limpeza das Bombas **(Fazer sempre antes de pesar as amostras)**

1 - Se estiver usando bombas sem marcas novas, deverá marcá-las.

2 - Colocar na bomba 5ml de HF + 1ml de HNO₃ e levar ao forno de microondas por 1 min e 30 s na potência média. Deixar esfriar por 40 min, em seguida lavar com água milliQ;

3 - Colocar na bomba 6ml de HCL 6N e levar ao forno de microondas por 1min e 30 s na potência média. Deixar esfriar por 40 min e lavar com água milliQ.

6.3. Dissolução da Amostra (100 – 200 mg)

1 - Depois de pesar e adicionar o *spike* nas amostras, adicionar 30 gotas ou 1 ml de HNO₃ 7M + 4ml de HF dentro das bombas. Deixar as bombas fechadas por cerca de 24 h;

2 - Secar em placa aquecedora com as bombas abertas. Deixar resfriar;

3 - Adicionar 6ml de HF + 1ml de HNO₃ 7M, fechar cada bomba e levar ao forno de microondas por 1min e 30 s na potência média. Deixar resfriar por 40 min, e então secar novamente (bomba aberta) em placa aquecedora;

4 - Adicionar 7ml de HCL 6M nos cadinhos e novamente levar ao forno de microondas por 1min e 30 s na potência média. Deixar resfriar por 40 min;

5 - Colocar as soluções de amostras nos béquer Savillex marcados e secar em placa aquecedora;

6 - Dissolver novamente as amostras em 3ml HCL 2,5M, colocar nos tubos de ensaio, fechá-los com parafilme e centrifugar as amostras utilizando uma intensidade de 5000 rpm por 10 min. As amostras estarão prontas para passar nas colunas.

4.4. Pré-selagem

Anteriormente à utilização das bombas de Teflon, é necessário fechá-las para impedir o excesso de vazamento de ácido e danos para o forno de microondas. Isto pode ser feito pela adição de 10ml de água milliQ nos cadinhos e bombeá-los por 1min e 30 s na potência média.

OBSERVAÇÃO IMPORTANTE!!

Vazamento das Bombas: Depois de um número de ciclos de bombeamento, as tampas das bombas começam a ficar folgadas e não fecham bem. Em muitos casos, substituir o anel e fechar a bomba novamente remediará a situação. Se não, a bomba pode ter perdido sua utilidade e será necessário substituí-la completamente.

4.5. Separação dos Elementos de Rb/Sr e de Elementos Terras Raras (ETR) nas colunas primárias

4.5.a Descontaminação dos frascos Savillex.

1. Colocar 15 gotas de HNO_3 em cada frasco savillex e aquecer em chapa aquecedora por 15 min. Deixar esfriar e lavar com água milli-Q;
2. Colocar 6 gotas de HCl em cada frasco savillex e aquecer novamente em chapa aquecedora por 15 min. Deixar esfriar, lavar com água milli-Q e deixar secar dentro da capela. Os frascos savillex estão prontos para a coleta nas colunas.

4.5.b. Colunas primárias de Rb/Sr e de elementos terras raras – Informações gerais.

As colunas primárias de Rb, Sr e elementos terras raras são de teflon Savillex e tem as seguintes dimensões:

- reservatório de 30 ml
- tubo com diâmetro (interno) de 9 mm e comprimento de 16 cm
- a resina utilizada é tipo catiônica AG50W-X8 (200-400 mesh) e a altura de resina nesta coluna (condicionado com HCl de 2,5 M) mede 12 cm

4.5.c. Refluxo da resina das colunas primárias.

Adicionar cerca de 20 ml de HCl 2,5 M na coluna com a resina, agita bem a coluna até toda resina entra em suspensão e voltar a coluna no suporte.

Observação Importante! Não se faz refluxo com as colunas de Sm/Nd!!!!!!!

4.6. Separação dos Elementos de Rb/Sr e Terras Raras (ETR)

Planilha Rb/Sr e Sm/Nd (Column Chemistry Worksheet)

Analista: _____ Data: ____/____/____

Adicionar cerca de 20 ml de HCl a 2,5 N nas colunas (Descartar)

Id. da amostra _____

Id. da Coluna _____

01 - Adicionar 3 ml de HCl a 2,5 N para cada amostra

02 - Transferir as amostras em HCl a 2,5 N para tubos de teste e centrifugar com intensidade de 5000 rpm por 10 minutos. Em geral esse procedimento é realizado na última etapa da dissolução das amostras em microondas.

03 - Adicionar 2 ml da solução de amostra nas colunas

04 - Lavagem com 1 ml de HCl com 2,5 N (Descartar)

05 - Lavagem com 1 ml de HCl com 2,5 N (Descartar)

06 - Lavagem com 1 ml de HCl com 2,5 N (Descartar)

07-a - Nota: Se você estiver interessado somente em coletar a fração de Elementos Terras Raras, adicionar 51 ml de HCl a 2,5 N deixar lixiviar e não colete o produto dessa lavagem. Os 51 ml de HCl irá lixiviar Rb e Sr das colunas.

07-b - Lavagem com 7 ml de HCl a 6,0 N

07-c Coletar os Elementos Terras Raras com 15 ml de HCl a 6 N.

PARA COLETA DE Rb, Sr E DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS

08 - Lavagem com 18 ml de HCl a 2,5 N (Descartar)

09 - Coleta do Rb: Coloca-se uma proveta Savillex de 7 ml previamente limpa sob as colunas. Adicione 4 ml de HCl a 2,5 N e colete o produto dessa lavagem.

10 - Lavagem com 15 ml de HCl a 2,5 N (Descartar)

11 - Coleta do Sr: Coloca-se uma proveta Savillex de 15 ml previamente limpa sob as colunas. Adicione 14 ml de HCl a 2,5 N e colete o produto dessa lavagem.

12 - Lavagem com 7 ml de HCl a 6,0 N (Descartar)

13 - Coleta dos Elementos Terras Raras: Coloca-se uma proveta Savillex de 15 ml previamente limpa sob as colunas. Adicione 15 ml de HCl a 6,0 N e colete o produto dessa lavagem.

14 - Adicionar 2 gotas de H_2SO_4 e 1-2 gotas de HNO_3 a 7 N para as amostras de Rb; adicionar 1-2 gotas de HNO_3 a 7 N e 1 gota de H_3PO_4 a 0,25 N para as amostras de Sr; adicionar 1-2 gotas de HNO_3 a 7 N para as amostras de Elementos Terras Raras. Secar sobre uma placa quente.

Nivelar as colunas com uma reserva de HCl a cerca de 6,0 N, depois vedar as colunas com parafilmes

4.6.a Separação de Sm e Nd – Colunas secundárias de Sm/Nd – Informações Gerais

As colunas secundárias de Sm e Nd consistem de teflon Savilliex e tem as seguintes dimensões:

- reservatório de 30 ml
- tubo com diâmetro (interno) de 4 mm e comprimento de 16 cm
- a resina utilizada é tipo LN SPEC (200-400 mesh) – marca EICHROM e a altura de resina nesta coluna mede 12 cm.
- por causa do tubo desta coluna ser muito fino é necessário ter uma espécie de “tampa” de resina anionica colocada sobre a resina de teflon para evitar bolhas (que impedem a descida dos líquidos)

4.6.b. Separação de Sm e Nd

1. Lavar as colunas com 10 ml de HCl 6 M, coletando o eluído num béquer e descartando-o em seguida;
2. Lavar as colunas com 2 ml de HCl 0,18 M, coletando o eluído num béquer e descartando-o em seguida;
3. Repetir a operação anterior;
4. Adicionar na amostra seca 0,2 ml de HCl 0,18 M
5. Lavar as colunas com 0,2 ml de HCl 0,18 M, coletando o eluído num béquer e descartando-o em seguida;
6. Repetir a operação anterior;
7. Repetir novamente a operação do item 5;
8. Lavar as colunas com 10 ml de HCl 0,18, coletando o eluído num béquer e descartando-o em seguida;
9. Trocar de béquer
10. Coletar o Nd com 12 ml de HCl 0,18 M em frasco saviilex de 15 ml, em seguida adicionar 1 gota de H_3PO_4 e deixar secar em placa aquecedora;
11. Lavar as colunas com 2 ml de HCl 0,5 ml, coletando o eluído num béquer e descartando-o em seguida;
12. Coletar o Sm com 4 ml de HCl 0,5 M em saviilex de 7 ml, , em seguida adicionar 1 gota de H_3PO_4 e deixar secar em placa aquecedora;
13. Lavar as colunas com 10 ml de HCl 6 M, coletando o eluído num béquer e descartando-o em seguida;

4.6.c. Descontaminação dos frascos savillex utilizados

- 1 - Retira o excesso de H_3PO_4 com o auxílio de algodão ou a ponta do dedo mínimo (a mão com luvas)
- 2 - Retirar a marcação com álcool e lavar cada frasco com água e detergente;
- 3 - Retirar o detergente com água de torneira e lavar com água deionizada;
- 4 - Aquecer os frascos em ácido HNO_3 por cerca de 24 h;
- 5 - Retirar os frascos do banho com HNO_3 7N lavar com água deionizada e aquecer em ácido HCL 6N por cerca de 24 h;
- 6 - Retirar os frascos do banho com HCL , lavar com água deionizada e aquecer novamente em ácido HNO_3 por 24 h;
- 7 - Retirar os frascos do banho com HNO_3 , lavar com água deionizada e depois com água milli-Q. Deixar os frascos secarem dentro da capela.

4.6.d. Outros cuidados - Calibração das colunas

1. Periodicamente (uma ou duas vezes por ano) uma calibração das colunas deveria ser feita pois as características da resina podem mudar com tempo. Estas mudanças podem afetar tanto a coleta quanto o intervalo de eluição dos elementos. O procedimento para a calibração das colunas segue, em parte, o mesmo procedimento para as coletas dos elementos das amostras.

1) Para as colunas primárias de Rb-Sr e de elementos terras raras

- Faz-se o refluxo nas colunas com 20 ml de HCl 2,5 N
- Coloca-se uma amostra com concentrações de Rb, Sr e de elementos terras raras nas colunas.
- Lava-se a coluna com 1 ml de HCl 2,5 N (3 vezes)
- Lava-se a coluna com 10 ml de HCl 2,5 N
- Adicionar 3 ml e coletar o lixiviado antes de retirar o Rb
- Em seguida coletar 12 frações de Rb com 1 ml cada
- Lava-se a coluna com 10 ml de HCl 2,5 N
- Em seguida coletar 9 frações de Sr com 2 ml cada
- Depois lava-se com 7 ml de HCl 6N e coletar 2 frações de 5 ml e 2 ml para Nd, Sm e Ba.

- Em seguida coletar os ETRs com 15 ml de HCl 6N para calibrar as colunas secundárias.

2) Para as colunas secundárias de Sm e Nd

Procedimentos para a calibração das colunas Sm-Nd

- Lavar coluna com 10 ml de HCl 6 N
- Condicionar com 2 ml de HCl 0,18 N
- Condicionar com 2 ml de HCl 0,18 N
- Colocar a amostra dissolvida em 0,2 ml de HCl 0,18 N na coluna.
- Lavar 3 vezes com 0,2 ml de HCl 0,18 N
- Lavar (não coletar) com 10 ml de HCl 0,18 N
- Coletar 9 frações de Nd, cada uma com 2 ml de HCl 0,18 N
- Lavar com 1 ml HCl 0,5 N
- Coletar 6 frações de Sm, cada uma com 1 ml de HCl 0,5 N
- Lavar coluna com 10 ml HCl 6N
- Colocar para evaporar todas as frações coletadas na coluna primária e coluna secundária até secar
- Diluir todas as amostras com 5 ml de HCl 1,75 N e estão prontas para a leitura no ICP-AES.

5. LIMPEZA DE MATERIAIS

Assim como os ácidos, todo o material utilizado para a abertura das amostras para as análises (U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd) devem estar limpos para evitar contaminações. Assim, as cápsulas e frascos que serão utilizados para os ataques devem passar por vários procedimentos de limpeza como descrito a seguir:

5.1. Limpeza das bombas/microcápsulas para zircão, titanita, etc. (U/Pb)

A limpeza das bombas e microcápsulas de Teflon é importante para retirar o chumbo (comum e radiogênico) que existe nelas. Um ciclo de limpeza consiste de duas etapas:

- A. Etapa com ácido fluorídrico (HF) e ácido nítrico (HNO₃)
- B. Etapa com ácido clorídrico (HCl)

No caso de bombas e microcápsulas novas, é necessário fazer pelo menos 10 ciclos de limpeza para obtenção de um bom branco (ca. 10 pg Pb total).

Para as microcápsulas já utilizadas para dissolução dos minerais, o chumbo

radiogênico permanece nelas depois do procedimento e, nesse caso, dois ciclos de limpeza são necessários para a abertura do próximo lote.

A seguir são apresentados os detalhes das etapas de limpeza das bombas/microcápsulas.

5.1.a Ciclo completo de limpeza

A - Etapa com ácido fluorídrico (HF) e ácido nítrico (HNO₃)

1 - Retirar a bomba de Teflon, que contém as microcápsulas, da “jaqueta” de aço, usando o suporte de plástico (“poste”) e abaixando o corpo da “jaqueta” de forma que a bomba fique liberada. Usando uma toalha de papel molhada com água Milli-Q tirar toda a poeira e resíduos de ferrugem da parte externa da bomba.

2 - Levar a bomba de Teflon para o laboratório limpo e colocar na capela de exaustão. Para abrir a bomba de Teflon é necessário bater na sua tampa com um pouco de força utilizando um cilindro de plástico. Às vezes é necessário bater várias vezes para liberar a tampa. Esse cilindro de plástico também pode ser utilizado como uma alavanca para liberar a tampa.

3 - Retirar o suporte das microcápsulas utilizando um bastão rosqueado e lavar todo o conjunto com bastante água Milli-Q (para transferir o conjunto todo para a pia e para a capela, apoiar a parte inferior do conjunto para evitar sua queda das suas partes).

4 - Levar o suporte com as microcápsulas para a capela de fluxo laminar e desmontar o conjunto.

5 - Para cada uma das cápsulas deve passar pelo seguinte procedimento de limpeza:

a - Jogar o ácido que está no seu interior num recipiente de Teflon que funciona como lixeira.

b - Limpar cada microcápsulas três vezes com água Milli-Q.

c - Encher as microcápsulas com 1 gota de HNO₃ 7 M e 12 gotas de HF.

d - Remontar o conjunto na ordem correta.

6 - Antes de recolocar o suporte dentro da bomba, verificar a quantidade de ácido no seu interior e também se o anel de Teflon está colocado; nessa etapa deve ser colocado cerca de 0,5 ml de HNO₃ e 9,5 ml de HF.

7 - Colocar o conjunto dentro da bomba e tampar.

8 - Colocar a bomba dentro da “jaqueta” de aço com muito cuidado para evitar que se abra (utilizando o suporte de plástico (poste), colocar a bomba sobre ele e puxar a “jaqueta”

até que fique na posição correta). Verificar que a tampa da bomba fique bem encostada no corpo durante esse procedimento.

9 - Colocar as peças da “jaqueta” na ordem correta sobre a bomba de Teflon (ver procedimento e figura a seguir).

10 - Colocar a tampa da “jaqueta” até encontrar um pouco de resistência (NÃO APERTE!!!)

11 - Apertar os parafusos como explicado acima (observação: Veja item C para mais detalhes).

12 - Coloque na estufa por 12 horas à temperatura de 200°C.

B. Etapa com ácido clorídrico(HCl)

1 - Repetir os mesmos procedimentos anteriores até o item 6b.

No item 6c substituir os ácidos nas microcápsulas por 13 gotas de HCl 6 N.

2 - Repetir os procedimentos até o item 7.

3 - Colocar na bomba 10 ml de HCl ~ 5 N (por exemplo 2 ml Milli-Q e 8 ml de HCl 6 N). Essa diferença de normalidade evita a evaporação excessiva do HCl das microcápsulas.

4 - Repetir os procedimentos até o item 13

5 - No item 14 a temperatura deve ser de 200°C.

Observações: Assim que completar a Etapa A, passar para a Etapa B, completando assim um ciclo completo de limpeza. Para microcápsulas novas repetir o ciclo de limpeza completo 10 vezes; entre amostras repetir o ciclo de limpeza completo 2 vezes.

5.2. Frascos de Teflon

A limpeza dos frascos de Teflon para armazenar as amostras para o espectrômetro de massa é muito importante. Esse procedimento de limpeza deve ser feito no laboratório super limpo e é necessária a fim de evitar contaminações entre amostras com maiores concentrações de chumbo para as outras.

1 - Colocar nos frascos utilizados 2 ml de água Milli-Q e retirar o resíduo de H_3PO_4 (pontinho marrom do fundo) com dedo (com luva).

2 - Após essa lavagem preliminar, colocar ~ 5ml água Milli-Q + 5 gotas de HNO_3 7 N e levar para a chapa aquecedora a temperatura de cerca de 110 °C (3 a 4 no transformador) por 2 horas.

3 - Baixar a temperatura (transformador à “2 ou 3”) de forma que o líquido esteja quente ou morno e desprezá-lo, ainda quente, evitando assim a precipitação dos materiais.

4 - Enxaguar o frasco 3 vezes com água Milli-Q.

5 - Colocar no frasco HNO_3 7N (puro), aquecer a temperatura de cerca 110 °C por duas horas.

6 - Jogar o ácido e limpar 3 vezes com água Milli-Q.

7 - Colocar no frasco HCl 6N (puro), aquecer a temperatura de cerca de 110 °C por duas horas.

8 - Jogar o ácido fora e limpar 3 vezes com água Milli-Q.

9 - Frascos prontos para armazenar novas amostras.

6 – REFERÊNCIAS

Manual produzido a partir das anotações das aulas práticas da disciplina Geoquímica isotópica – Técnicas Laboratórias e Analíticas, ministrada pelo professor Dr. Allen Hutcheson Fetter e das seguintes referências:

DANTAS, E.L. 1996. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e Paleoproterozóico do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Tese de Doutorado, IGCE-UNESP/Rio Claro-SP, 206p.

FETTER, H.A. 1999. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará state, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. Thesis of Doctor of Philosophy, School of the University of Kansas, 164p.

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE B

Tabela 01 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de biotita da amostra do paleossoma (PA-01b) do afloramento de micaxistos da região de Parelhas. Cátions calculados na base de 24 oxigênios.

Oxidos	PA1B-BT	PA1B-C1B1	PA1B-C1B2	PA1B-C1B3	PA1B-C1B4	PA1B-C1B5	PA1B-C1B6	PA1B-C2B1	PA1B-C2B2	PA1B-C2B3	PA1B-C2B4	PA1B-C2B5	PA1B-C2B6
Na ₂ O	0.31	0.29	0.36	0.33	0.18	0.26	0.25	0.24	0.16	0.31	0.29	0.26	0.25
F	0.23	0.12	0.00	0.16	0.00	0.00	0.28	0.24	0.16	0.08	0.16	0.36	0.25
SiO ₂	36.06	34.64	35.51	35.97	35.72	35.59	35.64	35.52	35.43	35.45	35.72	35.74	35.16
Al ₂ O ₃	19.73	19.40	19.59	19.78	19.22	19.18	19.86	19.32	20.63	19.23	19.74	19.92	19.38
MgO	10.27	10.36	10.13	10.01	10.16	10.07	9.87	9.90	10.01	9.74	9.80	10.05	9.80
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	8.97	7.80	8.98	9.05	9.08	8.73	9.09	8.85	8.86	8.71	9.05	8.93	8.77
TiO ₂	2.02	1.97	2.14	1.88	2.48	2.42	2.53	2.02	1.43	2.44	2.43	1.91	2.50
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02
MnO	0.15	0.17	0.16	0.17	0.11	0.19	0.16	0.16	0.23	0.19	0.15	0.18	0.14
Cl	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
Fe ₂ O ₃	18.43	19.39	18.37	18.19	18.48	18.77	18.24	18.21	17.95	18.57	18.21	17.67	18.50
ZnO	0.01	0.04	0.09	0.11	0.00	0.09	0.07	0.09	0.13	0.06	0.02	0.00	0.03
BaO	0.00	0.03	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.14	0.01	0.00	0.00
H ₂ O	3.89	3.85	3.96	3.90	3.97	3.96	3.84	3.80	3.88	3.90	3.89	3.78	3.80
Total	100.05	98.10	99.32	99.78	99.42	99.27	99.84	98.40	98.91	98.82	99.51	98.84	98.61
Cátions													
Na	0.09	0.09	0.11	0.10	0.05	0.08	0.07	0.07	0.05	0.09	0.08	0.08	0.08
F	-0.10	-0.05	0.00	-0.07	0.00	0.00	-0.12	-0.10	-0.07	-0.03	-0.07	-0.15	-0.10
Si	5.41	5.31	5.37	5.42	5.39	5.38	5.37	5.43	5.37	5.39	5.39	5.43	5.37
Al	3.49	3.51	3.49	3.51	3.42	3.42	3.53	3.48	3.68	3.45	3.51	3.56	3.49
Mg	2.30	2.37	2.28	2.25	2.29	2.27	2.22	2.26	2.26	2.21	2.21	2.28	2.23
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.72	1.53	1.73	1.74	1.75	1.69	1.75	1.73	1.71	1.69	1.74	1.73	1.71
Ti	0.23	0.23	0.24	0.21	0.28	0.28	0.29	0.23	0.16	0.28	0.28	0.22	0.29
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Cl	0.00	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.00
Fe	2.31	2.49	2.32	2.29	2.33	2.38	2.30	2.33	2.27	2.36	2.30	2.24	2.36
Zn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
H	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.48	15.49	15.56	15.50	15.52	15.51	15.43	15.45	15.48	15.48	15.46	15.41	15.45
Fe+Mg+Ti	4.84	5.08	4.85	4.75	4.90	4.92	4.80	4.82	4.70	4.85	4.78	4.74	4.88
X -Mg	0.48	0.47	0.47	0.47	0.47	0.46	0.46	0.47	0.48	0.46	0.46	0.48	0.46
X -Ti	0.047	0.045	0.05	0.045	0.057	0.056	0.06	0.048	0.035	0.058	0.058	0.046	0.059
X-Fe	0.478	0.489	0.479	0.482	0.476	0.483	0.479	0.483	0.484	0.487	0.481	0.474	0.484
Mg/Fe	0.993	0.953	0.983	0.981	0.98	0.956	0.965	0.97	0.994	0.936	0.96	1.014	0.945
Al ^{IV}	2.59	2.69	2.63	2.58	2.61	2.62	2.63	2.57	2.64	2.61	2.61	2.57	2.63
Al ^{VI}	0.90	0.82	0.86	0.93	0.81	0.80	0.90	0.91	1.05	0.84	0.90	0.99	0.86

Obs. Os valores de: XMg = Mg/Fe + Mg + Ti; XTi = Mg/Fe + Mg + Ti; XFe = Mg/Fe + Mg + Ti;
Al^{IV} = 8-Si; Al^{VI} = Al - Al^{IV}.

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE B

Tabela 02 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de biotita da amostra do neossoma (PA-04) do afloramento de micaxistos da região de Parelhas. Cátions calculados na base de 24 oxigênios.

Melanossoma							Leucossoma										
Oxidos	PA4C1-BT1	PA4C1-BT6	PA4C1-BT3	PA04C1-BT4	PA4C1-BT5	PA4C1-BT6	PA4C1-BT7	PA4C1-BT8	PA4C1-BT9	PA4C1-PL10	PA4C2-BT1	PA4C2-BT1.2	PA4C2-BT2	PA4C2-BT4	PA4C4-BT1	PA4C4-BT2	PA4C4-BT3
Na ₂ O	0.392	0.381	0.633	0.364	0.268	0.112	0.235	0.505	0.301	0.330	0.373	0.351	0.377	0.447	0.332	0.342	0.192
F	0.041	0.561	0.200	0.317	0.120	0.428	0.398	0.282	0.359	0.282	0.280	0.320	0.000	0.000	0.241	0.079	0.442
SiO ₂	35.223	36.052	35.450	36.512	35.378	35.416	35.205	35.083	35.427	34.910	36.138	35.401	35.483	35.811	35.987	36.360	34.811
Al ₂ O ₃	20.303	20.062	19.815	20.032	19.440	19.531	18.919	19.294	19.791	19.065	20.083	19.476	19.032	19.904	19.936	20.034	18.990
MgO	9.263	9.517	9.135	10.071	9.801	9.658	9.550	9.782	9.365	9.385	9.634	9.495	9.392	9.698	9.511	10.233	9.388
Rb	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K ₂ O	8.665	8.861	8.567	8.854	8.549	8.942	8.416	8.182	8.978	8.711	8.850	8.467	8.776	8.871	8.899	8.972	8.784
TiO ₂	2.190	2.483	2.275	2.110	2.160	0.834	2.485	2.223	2.543	2.619	2.271	2.494	2.726	2.168	2.460	1.937	2.584
CaO	0.010	0.013	0.056	0.000	0.034	0.009	0.047	0.099	0.012	0.000	0.046	0.027	0.027	0.002	0.000	0.040	0.000
MnO	0.186	0.176	0.236	0.119	0.211	0.204	0.161	0.130	0.164	0.167	0.141	0.184	0.149	0.153	0.164	0.128	0.122
Cl	0.039	0.019	0.079	0.018	0.024	0.011	0.025	0.100	0.014	0.026	0.042	0.052	0.051	0.027	0.000	0.036	0.008
Fe ₂ O ₃	17.765	17.875	18.211	18.198	18.651	20.539	19.573	18.245	18.875	18.320	18.412	18.481	19.074	18.343	18.815	19.092	19.346
Zn	0.000	0.069	0.153	0.117	0.000	0.052	0.077	0.085	0.000	0.089	0.000	0.150	0.199	0.053	0.025	0.184	0.000
Ba	0.189	0.000	0.013	0.000	0.000	0.013	0.000	0.162	0.067	0.108	0.000	0.000	0.000	0.135	0.000	0.000	0.000
H ₂ O	3.905	3.703	3.818	3.866	3.870	3.707	3.713	3.738	3.780	3.742	3.854	3.762	3.938	3.975	3.882	4.000	3.671
Total	98.171	99.772	98.641	100.580	98.506	99.456	98.804	97.910	99.676	97.754	100.124	98.662	99.359	99.452	100.252	101.437	98.338
Cátions																	
Na	0.116	0.111	0.187	0.105	0.079	0.033	0.070	0.151	0.088	0.099	0.109	0.104	0.111	0.130	0.097	0.098	0.058
F	-0.017	-0.236	-0.084	-0.134	-0.051	-0.180	-0.168	-0.119	-0.151	-0.119	-0.118	-0.135	0.000	0.000	-0.102	-0.033	-0.186
Si	5.368	5.441	5.406	5.445	5.394	5.428	5.402	5.398	5.374	5.392	5.421	5.406	5.386	5.392	5.401	5.388	5.377
Al	3.647	3.568	3.561	3.521	3.493	3.528	3.421	3.499	3.538	3.471	3.551	3.505	3.405	3.532	3.526	3.499	3.457
Mg	2.104	2.141	2.076	2.239	2.227	2.206	2.184	2.243	2.117	2.161	2.154	2.161	2.125	2.177	2.127	2.260	2.161
Rb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	1.685	1.706	1.667	1.684	1.663	1.748	1.647	1.606	1.737	1.716	1.694	1.649	1.699	1.704	1.703	1.696	1.731
Ti	0.251	0.282	0.261	0.237	0.248	0.096	0.287	0.257	0.290	0.304	0.256	0.286	0.311	0.245	0.278	0.216	0.300
Ca	0.002	0.002	0.009	0.000	0.006	0.002	0.008	0.016	0.002	0.000	0.007	0.004	0.004	0.000	0.000	0.006	0.000
Mn	0.024	0.023	0.031	0.015	0.027	0.027	0.021	0.017	0.021	0.022	0.018	0.024	0.019	0.019	0.021	0.016	0.016
Cl	-0.009	-0.004	-0.018	-0.004	-0.005	-0.002	-0.006	-0.022	-0.003	-0.006	-0.010	-0.012	-0.011	-0.006	0.000	-0.008	-0.002
Fe	2.264	2.256	2.322	2.270	2.378	2.633	2.512	2.348	2.395	2.366	2.310	2.360	2.421	2.310	2.361	2.366	2.499
Zn	0.000	0.008	0.017	0.013	0.000	0.006	0.009	0.010	0.000	0.010	0.000	0.017	0.022	0.006	0.003	0.020	0.000
Ba	0.011	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.010	0.004	0.007	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000
H	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	15.446	15.298	15.436	15.391	15.459	15.526	15.387	15.414	15.412	15.423	15.392	15.369	15.500	15.509	15.415	15.524	15.411
Fe+Mg+Ti	4.619	4.679	4.659	4.746	4.853	4.935	4.983	4.848	4.802	4.831	4.720	4.807	4.857	4.732	4.766	4.842	4.960
X -Mg	0.456	0.458	0.446	0.472	0.459	0.447	0.438	0.463	0.441	0.447	0.456	0.450	0.438	0.460	0.446	0.467	0.436
X-Ti	0.054	0.06	0.056	0.05	0.051	0.019	0.058	0.053	0.060	0.063	0.054	0.059	0.064	0.052	0.058	0.045	0.060
X-Fe	0.49	0.482	0.498	0.478	0.49	0.534	0.504	0.484	0.499	0.490	0.489	0.491	0.498	0.488	0.495	0.489	0.504
Mg/Fe	0.929	0.949	0.894	0.986	0.937	0.838	0.869	0.955	0.884	0.913	0.932	0.916	0.878	0.942	0.901	0.955	0.865
Al ^{IV}	2.63	2.56	2.59	2.56	2.61	2.57	2.60	2.60	2.63	2.61	2.58	2.59	2.61	2.61	2.60	2.61	2.62
Al ^{VI}	1.02	1.01	0.97	0.97	0.89	0.96	0.82	0.90	0.91	0.86	0.97	0.91	0.79	0.92	0.93	0.89	0.83

Obs. Os valores de: XMg = Mg/Fe + Mg + Ti; XTi = Mg/Fe + Mg + Ti; XFe = Mg/Fe + Mg + Ti; Al^{IV} = 8-Si; Al^{VI} = Al - Al^{IV}.

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE B

Tabela 03 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de plagioclásios da amostra do paleossoma (PA-01b) do afloramento de micaxistos de Parelhas. Cálculos de cátions na base de 8 oxigênios.

Óxido	PA1B-C1PL1	PA1B-C1PL2	PA1B-C1PL3	PA1B-C1PL4	PA1B-C1PL6	PA1B-C2PL1	PA1B-C2PL2	PA1B-C2PL3	PA1B-C2PL4	PA1B-C2PL4B	PA1B-C3PL1	PA1B-C3PL1B	PA1B-C3PL2
Na ₂ O	8.563	8.574	8.486	8.186	10.135	5.553	8.413	8.422	8.494	8.696	8.382	8.359	8.281
SiO ₂	61.060	61.192	61.832	61.607	65.142	67.033	60.711	61.305	58.691	60.254	61.189	61.500	61.126
Al ₂ O ₃	24.654	24.710	24.291	24.358	21.816	24.862	24.493	24.624	24.139	24.481	24.590	24.673	24.555
K ₂ O	0.087	0.122	0.131	0.112	0.307	0.665	0.132	0.108	0.098	0.101	0.096	0.112	0.150
CaO	5.802	5.706	5.633	5.726	2.157	1.289	5.703	5.945	5.699	5.867	5.892	5.852	5.828
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.081	0.000
Fe ₂ O ₃	0.031	0.045	0.059	0.021	0.002	0.036	0.000	0.000	0.021	0.000	0.034	0.068	0.049
Ba	0.014	0.084	0.000	0.140	0.000	0.141	0.239	0.000	0.084	0.000	0.101	0.000	0.057
Total	100.211	100.433	100.432	100.150	99.559	99.579	99.691	100.404	97.226	99.399	100.284	100.645	100.046
Cátions													
Na	0.737	0.736	0.727	0.703	0.868	0.465	0.728	0.723	0.755	0.755	0.721	0.716	0.713
Si	2.709	2.710	2.733	2.731	2.876	2.894	2.711	2.713	2.691	2.699	2.713	2.716	2.715
Al	1.289	1.290	1.265	1.272	1.135	1.265	1.289	1.285	1.304	1.293	1.285	1.284	1.286
K	0.005	0.007	0.007	0.006	0.017	0.037	0.008	0.006	0.006	0.006	0.005	0.006	0.009
Ca	0.276	0.271	0.267	0.272	0.102	0.060	0.273	0.282	0.280	0.282	0.280	0.277	0.277
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.003	0.002
Ba	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.004	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001
Total	5.017	5.017	5.001	4.987	4.998	4.724	5.013	5.009	5.039	5.035	5.007	5.004	5.003
Ab	72.405	72.618	72.621	71.658	87.911	82.842	72.205	71.504	72.550	72.441	71.633	71.647	71.384
Or	0.481	0.679	0.740	0.646	1.750	6.528	0.745	0.603	0.550	0.551	0.542	0.633	0.852
An	27.113	26.703	26.639	27.696	10.339	10.630	27.051	27.893	26.900	27.008	27.825	27.720	27.064

APÊNDICE B

Tabela 04 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de plagioclásios da amostra do Neossoma (PA-04) do afloramento de micaxistos de Parelhas. Cátions calculados na base de 8 oxigênios.

Óxido	PA-4C1PL1	PA-4C1-PL4	PA-4C1-PL5	PA04C1-PL6	PA-4C1-PL7	PA-4C1-PL9	PA-4C2-PL1	PA-4C2-PL2	PA-4C3-PL1	PA-4C3-PL2	PA-4C3-PL4	PA-4C4-PL2	PA-4C4-PL3
Na ₂ O	7.688	9.718	8.589	8.582	8.271	9.073	9.630	8.563	8.481	8.566	8.365	8.604	8.345
SiO ₂	62.233	64.421	60.814	60.601	61.224	62.874	64.771	61.620	61.919	60.983	61.434	61.121	61.083
Al ₂ O ₃	24.538	22.323	24.431	24.138	24.210	23.171	21.998	24.381	24.596	24.504	24.356	24.512	24.264
K ₂ O	0.112	1.087	0.096	0.083	0.116	0.184	1.011	0.116	0.119	0.120	0.128	0.110	0.096
CaO	5.734	1.685	5.571	5.679	5.486	4.067	2.593	5.715	5.524	5.555	5.718	5.631	5.632
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂ O ₃	0.052	0.177	0.021	0.031	0.038	0.048	0.259	0.000	0.033	0.059	0.010	0.034	0.000
Ba	0.028	0.000	0.084	0.000	0.000	0.028	0.056	0.056	0.028	0.126	0.000	0.257	0.113
Total	100.385	99.411	99.606	99.114	99.345	99.445	100.318	100.451	100.700	99.913	100.011	100.269	99.533
Cátions													
Na	0.657	0.836	0.743	0.746	0.716	0.782	0.823	0.734	0.724	0.739	0.720	0.741	0.722
Si	2.742	2.857	2.715	2.718	2.732	2.794	2.856	2.726	2.728	2.715	2.727	2.714	2.726
Al	1.274	1.167	1.285	1.276	1.273	1.214	1.143	1.271	1.277	1.286	1.274	1.283	1.276
K	0.006	0.062	0.005	0.005	0.007	0.010	0.057	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.005
Ca	0.271	0.080	0.266	0.273	0.262	0.194	0.122	0.271	0.261	0.265	0.272	0.268	0.269
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.002	0.007	0.001	0.001	0.001	0.002	0.010	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000
Ba	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.004	0.002
Total	4.952	5.009	5.016	5.019	4.991	4.996	5.012	5.010	4.998	5.016	5.000	5.017	5.000
Ab	70.336	85.509	73.220	72.884	72.687	79.298	82.111	72.582	73.038	73.120	72.055	72.988	72.435
Or	0.674	6.295	0.537	0.463	0.669	1.058	5.672	0.648	0.674	0.676	0.727	0.616	0.551
An	28.990	8.195	26.243	26.654	26.644	19.644	12.217	26.769	26.289	26.204	27.218	26.396	27.014

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE B

Tabela 05 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de granadas da amostra do Paleossoma (PA1B) e do Neossoma (PA-04) do afloramento de micaxistos da região de Parelhas. Cátions calculados na base de 24 oxigênios.

Óxidos	PA1B-C1G1C	PA1B-C1G1B	PA1B-C1G1B2	PA-4C1-G1C	PA-4C1-G1M	PA-4C1-G1B	PA-4C1-G1B2	PA-4C1-GB3	PA-4C1-G2B	PA-4C1-G2C	PA-4C1-G2B2
SiO ₂	37.00	37.48	37.54	39.84	37.84	37.19	37.87	37.43	37.31	37.60	37.80
TiO ₂	0.05	0.01	0.01	0.04	0.04	0.00	0.02	0.06	0.00	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	20.84	20.79	20.97	20.69	20.70	20.78	21.27	20.49	21.34	21.11	20.27
CrO	0.05	0.05	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02
Fe ₂ O ₃ T	31.39	31.13	31.86	31.82	32.43	31.41	31.47	32.22	31.51	31.49	31.36
MnO	5.86	6.05	6.66	5.63	5.39	5.66	6.01	5.91	5.67	5.30	5.72
MgO	3.56	3.42	3.12	3.43	3.43	3.54	3.18	3.20	3.63	3.61	3.43
CaO	1.81	1.19	1.23	1.21	1.18	1.08	1.12	1.13	1.05	1.08	1.09
Total	100.53	100.13	101.39	102.68	101.04	99.71	100.94	100.43	100.53	100.20	99.71
Cátions											
Si	5.97	6.02	5.98	6.19	6.03	6.00	6.03	6.01	5.97	6.02	6.06
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	3.96	3.93	3.94	3.79	3.89	3.95	3.99	3.88	4.02	3.98	3.91
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeT	4.23	4.17	4.24	4.12	4.31	4.23	4.19	4.32	4.22	4.22	4.19
Mn	0.80	0.82	0.90	0.74	0.73	0.77	0.81	0.81	0.77	0.72	0.78
Mg	0.86	0.82	0.74	0.79	0.81	0.85	0.75	0.77	0.87	0.86	0.82
Ca	0.20	0.21	0.21	0.20	0.20	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.19
Total	16.03	15.98	16.02	15.83	15.97	16.00	15.97	15.98	16.02	15.98	15.95
Fetotal	4.23	4.17	4.24	4.12	4.31	4.23	4.19	4.32	4.22	4.21	4.19
Uv	0.14	0.17	0.05	0.00	0.08	0.12	0.01	0.00	0.10	0.04	0.06
Ad	0.95	1.35	1.56	4.43	2.56	1.09	0.04	2.85	0.00	0.26	1.81
Gr	2.23	1.89	1.87	0.00	0.67	1.90	3.15	0.33	2.87	2.79	1.29
Py	14.13	13.73	12.29	13.84	13.68	14.20	12.69	12.83	14.35	14.42	13.89
Sp	13.23	13.79	14.93	12.90	12.23	12.89	13.64	13.49	12.74	12.04	13.14
Al	69.33	69.06	69.31	68.83	70.77	69.80	70.48	70.51	69.94	70.46	69.82
Fe+Mg+Mn	5.88	5.82	5.88	5.65	5.85	5.86	5.76	5.89	5.85	5.79	5.79
XMg	0.15	0.14	0.13	0.14	0.14	0.15	0.13	0.13	0.15	0.15	0.14
XFe	0.72	0.72	0.72	0.73	0.74	0.72	0.73	0.73	0.72	0.73	0.72
XMn	0.14	0.14	0.15	0.13	0.12	0.13	0.14	0.14	0.13	0.12	0.13
Mg/FeT	0.20	0.20	0.17	0.19	0.19	0.20	0.18	0.18	0.21	0.20	0.20

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE B

Tabela 06 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de cordierita da amostra do Paleossoma (PA-01b) e do Neossoma (PA-04) do afloramento de micaxistos da região de Parelhas. Cátions calculados na base de 18 oxigênios.

Oxidos	PA-1B-C1C03	PA-1B-C1C03B	PA-4C1-CD2	PA-4C1-CD8	PA-4C1-CD3C	PA-4C1-CD3B	PA-4C2-CD1C	PA-4C2-CD1B1	PA-4C2-CD1B2	PA-4C3-CD1B	PA-4C3-CD1C	PA-4C4-CD1	PA-4C4-CD3	PA-4C4-CD3B	PA-4C4-CD4
Na ₂ O	0.35	0.67	0.27	0.39	0.35	0.57	0.34	0.35	0.39	0.26	0.37	0.26	0.49	0.40	0.37
SiO ₂	48.04	48.14	49.60	48.72	49.33	48.65	49.45	48.76	48.68	49.72	48.82	48.85	47.82	48.51	49.59
Al ₂ O ₃	32.68	32.77	33.38	33.20	33.60	32.94	33.34	33.09	33.15	33.56	33.29	33.37	32.83	32.59	33.37
MgO	8.27	8.34	8.32	8.04	8.24	8.10	8.32	8.18	8.15	8.37	7.98	8.18	8.17	8.20	8.37
K ₂ O	0.02	1.01	0.01	0.05	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02
MnO	0.43	0.45	0.42	0.44	0.47	0.50	0.45	0.51	0.49	0.46	0.48	0.44	0.52	0.46	0.46
CaO	0.04	0.07	0.03	0.23	0.04	0.03	0.01	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02
Fe ₂ O ₃	7.73	6.92	8.19	7.82	8.13	7.86	8.52	8.15	8.30	7.76	8.01	8.29	8.03	8.58	8.31
Total	97.58	98.36	100.21	98.89	100.19	98.69	100.47	99.12	99.21	100.15	99.00	99.42	97.90	98.77	100.52
Cátions															
Na	0.07	0.13	0.05	0.08	0.07	0.11	0.07	0.07	0.08	0.05	0.07	0.05	0.10	0.08	0.07
Si	4.99	4.98	5.01	4.99	4.99	5.00	5.00	4.99	4.98	5.02	5.00	4.98	4.96	4.99	5.00
Al	4.00	3.99	3.98	4.01	4.01	3.99	3.97	3.99	4.00	3.99	4.02	4.01	4.01	3.95	3.97
Mg	1.28	1.28	1.25	1.23	1.24	1.24	1.25	1.25	1.24	1.26	1.22	1.24	1.26	1.26	1.26
K	0.00	0.13	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.04	0.04	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04
Ca	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.67	0.60	0.64	0.67	0.69	0.68	0.72	0.70	0.71	0.66	0.69	0.71	0.70	0.74	0.70
Total	11.05	11.16	10.39	11.05	11.04	11.07	11.05	11.05	11.06	11.01	11.03	11.04	11.08	11.07	11.05
Mg+Fe+Mn	1.99	1.92	1.89	1.94	1.97	1.96	2.01	1.99	2.00	1.95	1.94	1.99	2.01	2.04	2.00
XMg	0.64	0.67	0.66	0.63	0.63	0.63	0.62	0.63	0.62	0.64	0.63	0.62	0.63	0.62	0.63
XMn	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Xfe	0.34	0.31	0.34	0.35	0.35	0.34	0.36	0.35	0.36	0.34	0.35	0.36	0.35	0.36	0.35
Mg/Fe	1.91	2.15	1.97	1.83	1.81	1.84	1.74	1.79	1.75	1.92	1.78	1.76	1.81	1.70	1.80

APÊNDICE B

Tabela 07 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de opacos da amostra do Paleossoma (PA-1B) e do Neossoma (PA-04) do afloramento de micaxisto da região de Parelhas. Cátions calculados na base de 18 oxigênios.

Oxidos	PA-1B-C1OP1	PA-1B-C1OP2	PA-1B-C1OP3	PA-1B-C1OP4	PA-1B-C2OP1	PA-1B-C2OP2	PA-4C1-OP1	PA-4C1-OP2	PA-4C1-OP3	PA-4C4-OP1
SiO ₂	0.063	5.700	0.043	0.020	0.437	0.029	0.024	0.001	0.022	0.006
Al ₂ O ₃	0.000	0.632	0.036	0.023	1.258	0.017	0.039	0.000	0.029	0.004
MgO	0.011	0.027	0.025	0.036	1.106	0.004	0.033	0.011	0.073	0.010
TiO ₂	53.011	69.497	52.480	53.693	51.613	51.881	53.020	53.140	52.756	53.353
Fe ₂ O ₃	39.560	15.168	39.047	38.062	38.897	37.097	39.119	42.975	40.920	43.341
CrO	0.067	0.000	0.000	0.000	0.064	0.032	0.003	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.033	0.000	0.000	0.065	0.002	0.000	0.037	0.000	0.000
ZnO	0.190	0.051	0.254	0.156	0.053	0.214	0.092	0.148	0.000	0.062
V	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.059	4.459	0.030	0.001	0.004	0.035	0.007	0.005	0.009	0.024
MnO	6.726	2.670	7.028	7.526	6.576	8.030	7.495	3.031	5.476	3.216
Total	99.687	98.237	98.943	99.517	100.073	97.341	99.832	99.348	99.285	100.016
Cátions										
Si	0.017	1.333	0.012	0.005	0.116	0.008	0.006	0.000	0.006	0.002
Al	0.000	0.174	0.011	0.007	0.393	0.006	0.012	0.000	0.009	0.001
Mg	0.004	0.009	0.010	0.014	0.437	0.002	0.013	0.004	0.030	0.004
Ti	10.726	12.219	10.708	10.839	10.295	10.746	10.717	10.783	10.721	10.760
Fe	8.901	2.966	8.860	8.545	8.628	8.545	8.793	9.697	9.247	9.720
Cr	0.014	0.000	0.000	0.000	0.013	0.007	0.001	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.006	0.000	0.000	0.014	0.001	0.000	0.008	0.000	0.000
Zn	0.038	0.009	0.051	0.031	0.010	0.043	0.018	0.030	0.000	0.012
V	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.017	1.117	0.009	0.000	0.001	0.010	0.002	0.001	0.003	0.007
Mn	1.533	0.529	1.615	1.711	1.477	1.873	1.706	0.693	1.253	0.730
Total	21.250	18.362	21.276	21.152	21.384	21.241	21.268	21.216	21.269	21.236

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE B

Tabela 08A - Dados das análises químicas por fluorescência de raio-X das amostras do Paleossoma (PA-01B), Rocha Total (PA-02b), Neossoma (PA-03), Melanossoma (PA-04RE) e Leucossoma (PA-04QF) do afloramento de micaxistos da região de Parelhas. Com os valores de elementos em % dos pesos dos óxidos.

Am/óxido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total
PA-01b	65.90	0.84	14.30	6.50	0.13	3.20	2.10	2.40	2.30	0.27	1.26	99.2
PA-02b	63.20	0.81	15.40	7.50	0.14	3.70	2.00	2.40	2.60	0.24	1.32	99.31
PA-03	61.60	0.85	16.10	8.00	0.14	3.90	1.90	2.40	2.80	0.24	1.41	99.34
PA-04RE	55.80	1.18	18.02	10.12	0.26	4.30	2.06	2.56	3.32	0.24	2.15	100.01
PA-04QF	72.54	0.48	12.95	4.16	0.08	1.71	2.22	3.33	1.38	0.16	1.03	100.01

APÊNDICE B

Tabela 08B - Dados das análises químicas por fluorescência de raio-X das amostras do Paleossoma (PA-01B), Rocha Total (PA-02b), Neossoma (PA-03), Melanossoma (PA-04RE) e Leucossoma (PA-04QF) do afloramento de micaxistos da região de Parelhas. Com os valores de elementos maiores em número de cátions calculados na base de 22 oxigênios e dos elementos traços em ppm.

Elemento	PA-01b	Recalc.	PA-02b	Recalc.	PA-03	Recalc.	PA-04RE	Recalc.	PA-04QF	Recalc.	Fator
Si	7.63	7.63	7.37	7.37	7.22	7.22	6.59	6.59	8.18	8.18	
Al	1.95	5.86	2.12	6.35	2.22	6.67	2.51	7.53	1.72	5.16	X3
Fe	0.57	4.53	0.66	5.27	0.71	5.64	0.90	7.20	0.35	2.82	X8
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	
Mg	0.55	2.76	0.64	3.22	0.68	3.40	0.76	3.78	0.29	1.44	X5
Ca	0.26	2.61	0.25	2.50	0.24	2.38	0.26	2.61	0.27	2.68	X10
Na	0.54	5.39	0.54	5.43	0.55	5.45	0.59	5.86	0.73	7.28	X10
K	0.34	3.40	0.39	3.87	0.42	4.18	0.50	5.00	0.20	1.98	X10
Ti	0.07	1.10	0.07	1.07	0.07	1.12	0.10	1.57	0.04	0.61	X15
P	0.03	0.53	0.02	0.47	0.02	0.48	0.02	0.48	0.02	0.31	X20
PF	0.97	3.89	1.03	4.11	1.10	4.41	1.69	6.78	0.77	3.10	X4
Rb	53.50	4.46	96.20	8.02	103.00	8.58	111.00	9.25	45.00	3.75	/12
Sr	211.00	7.03	186.50	6.22	185.00	6.17	188.00	6.27	215.00	7.17	/30
Ba	483.00	2.42	568.00	2.84	625.00	3.13	977.00	4.89	354.00	1.77	/200
Nb	9.00	3.00	10.00	3.33	11.00	3.67	16.00	5.33	8.00	2.67	/5
Ni	65.00	1.63	75.00	1.88	82.00	2.05	84.00	2.10	35.00	0.88	/3
Zr	195.50	6.52	180.00	6.00	181.50	6.05	241.00	8.03	100.00	3.33	/40
Y	28.60	2.86	29.40	2.96	34.10	3.41	41.00	4.10	19.00	1.90	/10
Cu	16.00	1.07	51.00	3.40	97.00	6.47	77.00	5.13	42.00	2.80	/15
Cr	300.00	7.50	270.00	6.75	300.00	7.50	380.00	9.50	337.00	8.43	/40
Sm	5.00	5.00	5.60	5.60	6.10	6.10	7.18	7.18	3.39	3.39	
Nd	23.90	4.78	25.60	5.12	28.10	5.62	36.02	7.20	16.58	3.32	/5

Continuação da Tabela 08B

Elemento	PA-01b	Recalc.	PA-02b	Recalc.	PA-03	Recalc.	Fator
Si	7.63	7.63	7.37	7.37	7.22	7.22	
Al	1.95	5.86	2.12	6.35	2.22	6.67	X3
Fe	0.57	4.53	0.66	5.27	0.71	5.64	X8
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Mg	0.55	2.76	0.64	3.22	0.68	3.40	X5
Ca	0.26	2.61	0.25	2.50	0.24	2.38	X10
Na	0.54	5.39	0.54	5.43	0.55	5.45	X10
K	0.34	3.40	0.39	3.87	0.42	4.18	X10
Ti	0.07	1.10	0.07	1.07	0.07	1.12	X15
P	0.03	0.53	0.02	0.47	0.02	0.48	X20
PF	0.97	3.89	1.03	4.11	1.10	4.41	X4
Rb	53.50	4.46	96.20	8.02	103.00	8.58	/12
Sr	211.00	7.03	186.50	6.22	185.00	6.17	/30
Sm	5.00	5.00	5.60	5.60	6.10	6.10	
Nd	23.90	4.78	25.60	5.12	28.10	5.62	/5
Ba	483.00	2.42	568.00	2.84	625.00	3.13	/200
Pb	15.00	1.50	13.00	1.30	14.00	1.40	/10
Nb	9.00	3.00	10.00	3.33	11.00	3.67	/3
Th	7.00	3.50	7.00	3.50	6.00	3.00	/2
Ni	65.00	1.63	75.00	1.88	82.00	2.05	/40
Zr	195.50	6.52	180.00	6.00	181.50	6.05	/30
Y	28.60	2.86	29.40	2.96	34.10	3.41	X10
V	170.00	5.67	191.00	6.37	212.00	7.07	/30
U	4.00	4.00	4.30	4.30	5.00	5.00	

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE B

Tabela 09 - Dados das análises químicas por ICP-MS dos Elementos Terras Raras (ETRs) em ppm das amostras de micaxistos da região de Parelhas do paleossoma (PA-01b), rocha total (PA-02b), neossoma (PA-03), melanossoma (PA-04RE) e leucossoma (PA-04QF).

amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu/Eu*	LaN/YbN	LaN/SmN	TbN/YbN
PA-01b	24.90	50.30	6.20	23.90	5.00	1.40	5.60	0.90	5.00	1.10	3.00	0.50	2.90	0.40	0.808	6.159	3.215	1.411
PA-02b	26.90	52.80	6.80	25.60	5.60	1.40	6.10	0.90	5.20	1.10	3.00	0.50	3.00	0.40	0.732	6.432	3.101	1.364
PA-03	29.50	58.80	7.30	28.10	6.10	1.40	6.50	1.00	5.80	1.20	3.50	0.50	3.40	0.50	0.679	6.224	3.122	1.337
PA-04RE	36.00	78.50		34.10	7.38	2.41	8.88		8.65		5.34		3.63	0.54	0.910	7.114	3.149	
PA-04QF	15.70	33.70		14.20	3.09	0.79	1.44		1.00		0.60		1.58	0.26	1.144	7.128	3.280	

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE C

Tabela 01 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de biotita das amostras do paleossoma (12a) e do leucossoma (11L).
do afloramento IL-11 da região de Caicó.

Óxidos	12A-BT1	12AC1-BT2	12AC1-BT3	12AC3-BT1	12AC3-BT2	12AC3-BT3	12AC4-BT4	11L1-C2BT1	11L1-C2BT2	11L1-C2BT3	11L1-C2BT4	11L1-C2BT5
Na ₂ O	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	0.05	0.04	0.04	0.04
F	0.87	0.65	0.64	0.27	0.75	0.53	1.22	0.89	0.50	0.54	0.54	0.55
SiO ₂	36.40	36.30	36.60	36.50	36.43	36.44	36.16	36.11	36.33	35.91	35.90	35.43
Al ₂ O ₃	16.50	16.08	15.88	15.64	15.78	15.72	15.62	15.52	15.84	15.64	15.80	15.31
MgO	8.96	9.15	9.08	8.57	9.28	8.89	8.78	8.55	8.71	8.76	8.69	8.48
K ₂ O	9.71	9.85	9.99	9.80	10.00	9.95	9.96	9.82	9.43	9.87	9.15	9.67
TiO ₂	1.86	1.99	2.35	2.99	2.37	2.85	2.65	3.59	2.80	3.42	2.98	3.46
CaO	0.05	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00
MnO	0.49	0.52	0.51	0.50	0.50	0.48	0.47	0.22	0.22	0.24	0.20	0.20
Cl	0.08	0.09	0.07	0.08	0.06	0.06	0.08	0.03	0.04	0.06	0.00	0.05
Fe ₂ O ₃	20.77	21.05	21.61	21.79	21.53	21.47	22.15	20.94	21.08	21.03	21.66	21.30
Zn	0.10	0.05	0.04	0.09	0.07	0.05	0.01	0.07	0.00	0.01	0.03	0.09
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	3.41	3.51	3.55	3.74	3.50	3.61	3.23	3.40	3.60	3.57	3.57	3.52
Soma	99.23	99.28	100.33	99.99	100.30	100.08	100.35	99.19	98.75	99.11	98.59	98.09
Cátions												
Na	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
F	-0.37	-0.27	-0.27	-0.11	-0.32	-0.22	-0.51	-0.37	-0.21	-0.23	-0.23	-0.23
Si	5.69	5.67	5.66	5.64	5.65	5.64	5.67	5.66	5.67	5.61	5.62	5.60
Al	3.04	2.96	2.90	2.85	2.89	2.87	2.89	2.87	2.91	2.88	2.92	2.85
Mg	2.09	2.13	2.09	1.97	2.15	2.05	2.05	2.00	2.03	2.04	2.03	2.00
K	1.94	1.96	1.97	1.93	1.98	1.97	1.99	1.96	1.88	1.97	1.83	1.95
Ti	0.22	0.23	0.27	0.35	0.28	0.33	0.31	0.42	0.33	0.40	0.35	0.41
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Cl	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.01	-0.01	-0.02	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	-0.01
Fe	2.71	2.75	2.80	2.82	2.79	2.78	2.90	2.74	2.75	2.75	2.84	2.82
Zn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
H	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	15.39	15.49	15.49	15.51	15.49	15.48	15.36	15.32	15.40	15.44	15.40	15.44
Fe+Mg+Ti	5.017	5.109	5.164	5.136	5.215	5.163	5.268	5.161	5.107	5.186	5.213	5.228
X-Mg	0.416	0.417	0.405	0.384	0.412	0.397	0.389	0.387	0.397	0.393	0.389	0.382
X-Ti	0.043	0.046	0.053	0.068	0.053	0.064	0.059	0.082	0.064	0.078	0.067	0.079
X-Fe	0.541	0.538	0.541	0.548	0.536	0.538	0.551	0.532	0.539	0.530	0.544	0.539
Mg/Fe	0.769	0.774	0.749	0.701	0.768	0.738	0.706	0.727	0.737	0.742	0.715	0.710
Al ^{IV}	2.31	2.33	2.34	2.36	2.35	2.36	2.33	2.34	2.33	2.39	2.38	2.40
Al ^{VI}	0.72	0.62	0.56	0.49	0.54	0.51	0.56	0.52	0.58	0.48	0.54	0.46

Obs. Os valores de: XMg = Mg/Fe + Mg + Ti; XT_i = Mg/Fe + Mg + Ti; XFe = Mg/Fe + Mg + Ti;
Al^{IV} = 8-Si; Al^{VI} = Al - Al^{IV}.

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE C

Tabela 02 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de plagioclásios da amostra do paleossoma (12a) e do leucossoma (11L) do afloramento IL-11 da região de Caicó.

Óxidos	12AC1-PL3	12AC3-PL1	12AC4-PL1	11L1-C2PL2	11L1-C2PL3	11L1-C2PL3	11L1-C2PL5	11L1-C1PL1	11L1-C1PL3
Na ₂ O	8.83	9.38	9.37	10.00	9.88	9.90	10.08	10.08	10.42
SiO ₂	62.72	62.92	62.77	65.12	65.19	64.76	65.11	65.50	66.10
Al ₂ O ₃	23.67	23.70	23.06	22.11	21.97	21.89	21.96	22.04	21.35
K ₂ O	0.21	0.13	0.13	0.21	0.27	0.19	0.13	0.11	0.09
CaO	4.96	4.65	4.49	2.97	2.71	2.90	2.95	2.91	2.38
Fe ₂ O ₃	0.15	0.14	0.00	0.01	0.04	0.06	0.05	0.03	0.04
Ba	0.05	0.00	0.01	0.01	0.11	0.00	0.03	0.00	0.00
Soma	100.59	100.91	99.84	100.43	100.16	99.70	100.30	100.67	100.39
Cátions									
Na	0.76	0.80	0.81	0.85	0.84	0.85	0.86	0.86	0.89
Si	2.77	2.77	2.79	2.86	2.87	2.86	2.86	2.86	2.89
Al	1.23	1.23	1.21	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.10
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.23	0.22	0.21	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.11
Fe	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	5.00	5.02	5.02	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00
Ab	75.43	77.94	78.47	84.89	85.52	85.17	85.48	85.69	88.35
Or	1.16	0.71	0.74	1.19	1.51	1.06	0.72	0.64	0.50
An	23.41	21.35	20.79	13.92	12.97	13.76	13.81	13.68	11.15

APÊNDICE C

Tabela 03 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de microclínios da amostra do paleossoma (12a) e do leucossoma (11L) do afloramento IL-11 da região de Caicó.

Óxidos	12AC1-MC2	12AC1-MC4	12AC1-MC5	12AC1-MC6	12AC3-MC4	12AC4-MC2	11L1-C1-MC2
Na ₂ O	0.59	0.75	0.44	0.54	0.77	0.58	0.52
SiO ₂	63.59	64.66	64.82	64.59	64.44	64.53	64.20
Al ₂ O ₃	18.24	18.62	18.50	18.30	18.46	18.51	18.45
K ₂ O	16.21	15.95	16.52	16.27	16.11	16.33	16.23
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.03	0.01	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10
Ba	0.42	0.71	0.76	0.44	0.66	0.49	0.61
Soma	99.07	100.69	101.13	100.14	100.44	100.44	100.11
Cátions							
Na	0.05	0.07	0.04	0.05	0.07	0.05	0.05
Si	2.98	2.98	2.99	2.99	2.98	2.99	2.98
Al	1.01	1.01	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01
K	0.97	0.94	0.97	0.96	0.95	0.96	0.96
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Soma	5.03	5.01	5.02	5.01	5.02	5.02	5.02
Ab	5.26	6.64	3.86	4.80	6.76	5.11	4.63
Or	94.74	93.36	96.14	95.21	93.24	94.90	95.38

APÊNDICE C

Tabela 04 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de opacos da amostra do Paleossoma (12a) e do leucossoma (11L) do afloramento IL-11 da região de Caicó.

Óxidos	12AC1-OP1	12AC1-OP2	12AC1-OP3	12AC3-OP1	12AC3-OP	11.L1-C1OP1	11L1-C10P1B	11L1-C1OP2	11L1-C1OP3
SiO ₂	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	0.05	0.06	0.07	0.07	0.04	0.06	0.03	0.07	0.05
MgO	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
TiO ₂	0.05	0.02	0.05	0.06	0.02	0.01	0.00	0.06	0.04
Fe ₂ O ₃ T	99.69	99.79	99.76	99.18	98.33	99.39	99.86	99.09	99.74
CrO	0.00	0.05	0.05	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.06
NiO	0.00	0.05	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05
ZnO	0.00	0.00	0.13	0.05	0.10	0.00	0.01	0.11	0.06
V	0.16	0.10	0.17	0.14	0.07	0.15	0.09	0.08	0.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.22	0.27	0.17	0.22	0.08	0.00	0.00	0.02	0.07
Soma	100.17	100.44	100.00	99.75	98.68	99.67	100.02	99.46	100.15
Cátions									
Si	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01
Al	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
Mg	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
FeT	23.85	23.80	23.82	23.88	23.91	23.89	23.94	23.89	23.88
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Zn	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01
V	0.03	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.06	0.07	0.04	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
Soma	23.97	23.98	23.98	23.98	23.99	23.97	23.98	23.99	24.00

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE C

Tabela 05A - Dados das análises químicas por fluorescência de raio-X das amostras do paleossoma (12a), rocha total (12b), migmatito (11MS1), neossoma (11MG), Leucossoma (11a), melanossoma (11c) e neossoma (11d) do afloramento IL-11 da região de Caicó. Com os valores em % dos pesos dos óxidos.

Am/óxido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total
12a	73.90	0.30	14.00	2.80	0.04	0.61	2.00	3.20	4.10	0.09	0.30	101.34
12b	72.00	0.30	13.30	3.00	0.05	0.72	1.80	2.80	4.10	0.07	0.33	98.47
11MS1	80.20	0.15	11.30	2.10	0.02	0.43	0.72	2.60	4.40	0.01	0.20	102.13
11MG	76.20	0.24	11.60	2.40	0.02	0.60	1.10	3.60	2.10	0.04	0.21	98.11
11-D	79.00	0.32	9.90	2.80	0.03	0.56	0.81	1.90	3.00	0.01	0.31	98.64
11-C	78.30	0.23	10.00	2.30	0.03	0.70	0.84	2.50	2.60	0.01	0.40	97.91
11-A	73.10	0.07	14.80	1.10	0.01	0.31	1.40	4.80	2.10	0.01	0.36	98.06

APÊNDICE C

Tabela 05B - Dados das análises químicas por fluorescência de raio-X das amostras do paleossoma (12a), rocha total (12b), migmatito (11MS1), neossoma (11MG), Leucossoma (11a), melanossoma (11c) e neossoma (11d) do afloramento IL-11 da região de Caicó. Com os valores dos elementos maiores em número de cátions calculados na base de 22

22 oxigênios e dos traços em ppm.

Elemento	IL-12a	Recalc.	IL-12b	Recalc.	IL-11MS1	Recalc.	IL-11MG	Recalc.	IL-11d	Recalc.	IL-11c	Recalc.	IL-11a	Recalc.	Fator
Si	8.33	8.33	8.36	8.36	8.84	8.84	8.71	8.71	8.94	8.94	8.91	8.91	8.47	8.47	
Al	1.87	7.46	1.82	7.28	1.47	5.89	1.56	6.25	1.32	5.27	1.34	5.35	1.90	7.58	X4
Fe	0.24	4.79	0.26	5.24	0.18	3.50	0.21	4.13	0.24	4.73	0.20	3.92	0.10	1.91	X20
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.11	2.11	0.12	2.49	0.07	1.47	0.10	2.04	0.09	1.83	0.11	2.27	0.05	1.02	X20
Ca	0.24	3.60	0.22	3.36	0.08	1.26	0.13	2.02	0.10	1.49	0.10	1.55	0.18	2.63	X15
Na	0.71	5.68	0.63	5.04	0.55	4.42	0.80	6.38	0.41	3.29	0.54	4.35	1.06	8.51	X8
K	0.58	5.76	0.61	6.07	0.62	6.19	0.31	3.06	0.44	4.42	0.39	3.86	0.32	3.18	X10
Ti	0.03	0.52	0.03	0.52	0.13	2.52	0.02	0.41	0.03	0.55	0.02	0.39	0.01	0.12	X20
P	0.01	0.52	0.01	0.38	0.00	0.06	0.00	0.21	0.00	0.06	0.00	0.06	0.00	0.06	X60
PF	0.23	1.14	0.26	1.28	0.15	0.75	0.16	0.80	0.23	1.15	0.30	1.50	0.27	1.37	X5
Rb	118.00	4.72	134.50	5.38	79.60	3.18	49.10	1.96	61.40	2.46	60.00	2.40	35.20	1.41	/25
Sr	212.00	2.65	223.00	2.79	256.00	3.20	417.00	5.21	241.00	3.01	203.00	2.54	322.00	4.03	/80
Sm	6.60	2.20	5.30	1.77	10.50	3.50	18.80	6.27	18.40	6.13	16.40	5.47	6.00	2.00	/3
Nd	44.30	2.95	33.60	2.24	61.50	4.10	95.70	6.38	95.50	6.37	95.00	6.33	34.50	2.30	/15
Ba	1150.00	5.75	1080.00	5.40	1315.00	6.58	637.00	3.19	813.00	4.07	641.00	3.21	540.00	2.70	/200
Pb	21.00	7.00	23.00	7.67	15.00	5.00	11.00	3.67	10.00	3.33	10.00	3.33	10.00	3.33	/3
Nb	8.00	4.00	9.00	4.50	6.00	3.00	6.00	3.00	10.00	5.00	10.00	5.00	3.00	1.50	/2
Th	16.00	3.20	15.00	3.00	32.00	6.40	29.00	5.80	26.00	5.20	43.00	8.60	15.00	3.00	/5
Ni	10.00	5.00	14.00	7.00	6.00	3.00	5.00	2.50	5.00	2.50	5.00	2.50	5.00	2.50	/2
Zr	270.00	6.75	242.00	6.05	338.00	8.45	294.00	7.35	430.00	10.75	401.00	10.03	52.50	1.31	/40
Y	20.30	2.03	20.10	2.01	18.80	1.88	80.20	8.02	91.00	9.10	23.00	2.30	15.00	1.50	/10
V	39.00	7.80	42.00	8.40	21.00	4.20	16.00	3.20	15.00	3.00	15.00	3.00	15.00	3.00	/5
U	1.20	1.20	1.30	1.30	2.80	2.80	4.40	4.40	4.00	4.00	2.50	2.50	1.50	1.50	
Cu	5.00	2.50	5.00	2.50	5.00	2.50	8.00	4.00	15.00	7.50	5.00	2.50	5.00	2.50	/2
Co	5.20	5.20	6.00	6.00	1.90	1.90	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.00	1.00	
Cr	230.00	7.67	240.00	8.00	130.00	4.33	110.00	3.67	160.00	5.33	200.00	6.67	200.00	6.67	/30
Cs	0.60	0.60	1.00	1.00	0.40	0.40	0.40	0.40	0.50	0.50	0.60	0.60	0.30	0.30	
Mo	14.00	7.00	15.00	7.50	8.00	4.00	7.00	3.50	14.00	7.00	16.00	8.00	14.00	7.00	/2
Pr	13.90	3.48	10.50	2.23	17.20	4.30	26.10	6.53	25.00	6.25	24.80	6.20	9.10	2.28	/4
Sn	2.00	1.00	2.00	1.00	3.00	1.50	3.00	1.50	11.00	5.50	10.00	5.00	8.00	4.00	/2
Tl	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	
W	2.00	2.00	3.00	3.00	1.00	1.00	1.00	1.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	
Zn	45.00	4.50	48.00	4.80	26.00	2.60	34.00	3.40	30.00	3.00	35.00	3.50	15.00	1.50	/10
Ag	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
Hf	8.00	4.00	8.00	4.00	13.00	6.50	11.00	5.50	15.00	7.50	14.00	7.00	1.00	0.50	/2
Ga	17.00	8.50	17.00	8.50	15.00	7.50	16.00	8.00	14.00	7.00	15.00	7.50	18.00	9.00	/2
Ta	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	

APÊNDICE C

Tabela 06 - Dados das análises químicas por ICP-MS dos Elementos Terras Raras (ETRs) em ppm das amostras do afloramento IL-11.

amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu/Eu*	LaN/YbN	LaN/SmN	TbN/YbN
12a	73.20	129.50	13.90	44.30	6.60	1.30	6.50	0.80	3.70	0.70	2.10	0.50	1.70	0.30	0.607	30.89	7.16	12.58
12b	54.00	103.00	10.50	33.60	5.30	1.00	5.30	0.70	3.60	0.80	2.10	0.50	1.90	0.30	0.577	20.39	6.58	9.85
11MS1	72.00	142.50	17.20	56.75	9.21	1.40	9.20	1.00	4.40	0.80	2.10	0.50	1.70	0.30	0.435	30.38	4.43	15.73
11MG	108.00	212.00	26.10	95.70	18.80	2.40	19.40	2.90	16.40	3.30	8.80	1.10	6.00	0.80	0.384	12.91	3.71	12.92
11d	102.50	210.00	25.00	95.50	18.40	2.00	14.00	2.90	16.70	3.30	9.40	1.20	6.80	0.90	0.381	10.81	3.60	11.40
11c	103.00	208.00	24.80	95.00	16.40	1.70	15.00	1.60	6.70	1.00	2.40	0.30	1.90	0.30	0.331	38.86	4.05	22.52
11a	40.00	61.50	9.10	18.00	6.22	1.00	18.00	0.70	3.20	0.60	1.60	0.20	1.20	0.10	0.294	23.91	4.30	15.60

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE C

Tabela 01 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de biotita das amostras do paleossoma (12a) e do leucossoma (11L).
do afloramento IL-11 da região de Caicó.

Óxidos	12A-BT1	12AC1-BT2	12AC1-BT3	12AC3-BT1	12AC3-BT2	12AC3-BT3	12AC4-BT4	11L1-C2BT1	11L1-C2BT2	11L1-C2BT3	11L1-C2BT4	11L1-C2BT5
Na ₂ O	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	0.05	0.04	0.04	0.04
F	0.87	0.65	0.64	0.27	0.75	0.53	1.22	0.89	0.50	0.54	0.54	0.55
SiO ₂	36.40	36.30	36.60	36.50	36.43	36.44	36.16	36.11	36.33	35.91	35.90	35.43
Al ₂ O ₃	16.50	16.08	15.88	15.64	15.78	15.72	15.62	15.52	15.84	15.64	15.80	15.31
MgO	8.96	9.15	9.08	8.57	9.28	8.89	8.78	8.55	8.71	8.76	8.69	8.48
K ₂ O	9.71	9.85	9.99	9.80	10.00	9.95	9.96	9.82	9.43	9.87	9.15	9.67
TiO ₂	1.86	1.99	2.35	2.99	2.37	2.85	2.65	3.59	2.80	3.42	2.98	3.46
CaO	0.05	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00
MnO	0.49	0.52	0.51	0.50	0.50	0.48	0.47	0.22	0.22	0.24	0.20	0.20
Cl	0.08	0.09	0.07	0.08	0.06	0.06	0.08	0.03	0.04	0.06	0.00	0.05
Fe ₂ O ₃	20.77	21.05	21.61	21.79	21.53	21.47	22.15	20.94	21.08	21.03	21.66	21.30
Zn	0.10	0.05	0.04	0.09	0.07	0.05	0.01	0.07	0.00	0.01	0.03	0.09
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	3.41	3.51	3.55	3.74	3.50	3.61	3.23	3.40	3.60	3.57	3.57	3.52
Soma	99.23	99.28	100.33	99.99	100.30	100.08	100.35	99.19	98.75	99.11	98.59	98.09
Cátions												
Na	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
F	-0.37	-0.27	-0.27	-0.11	-0.32	-0.22	-0.51	-0.37	-0.21	-0.23	-0.23	-0.23
Si	5.69	5.67	5.66	5.64	5.65	5.64	5.67	5.66	5.67	5.61	5.62	5.60
Al	3.04	2.96	2.90	2.85	2.89	2.87	2.89	2.87	2.91	2.88	2.92	2.85
Mg	2.09	2.13	2.09	1.97	2.15	2.05	2.05	2.00	2.03	2.04	2.03	2.00
K	1.94	1.96	1.97	1.93	1.98	1.97	1.99	1.96	1.88	1.97	1.83	1.95
Ti	0.22	0.23	0.27	0.35	0.28	0.33	0.31	0.42	0.33	0.40	0.35	0.41
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Cl	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.01	-0.01	-0.02	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	-0.01
Fe	2.71	2.75	2.80	2.82	2.79	2.78	2.90	2.74	2.75	2.75	2.84	2.82
Zn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
H	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	15.39	15.49	15.49	15.51	15.49	15.48	15.36	15.32	15.40	15.44	15.40	15.44
Fe+Mg+Ti	5.017	5.109	5.164	5.136	5.215	5.163	5.268	5.161	5.107	5.186	5.213	5.228
X -Mg	0.416	0.417	0.405	0.384	0.412	0.397	0.389	0.387	0.397	0.393	0.389	0.382
X-Ti	0.043	0.046	0.053	0.068	0.053	0.064	0.059	0.082	0.064	0.078	0.067	0.079
X-Fe	0.541	0.538	0.541	0.548	0.536	0.538	0.551	0.532	0.539	0.530	0.544	0.539
Mg/Fe	0.769	0.774	0.749	0.701	0.768	0.738	0.706	0.727	0.737	0.742	0.715	0.710
Al ^{IV}	2.31	2.33	2.34	2.36	2.35	2.36	2.33	2.34	2.33	2.39	2.38	2.40
Al ^{VI}	0.72	0.62	0.56	0.49	0.54	0.51	0.56	0.52	0.58	0.48	0.54	0.46

Obs. Os valores de: XMg = Mg/Fe + Mg + Ti; XT_i = Mg/Fe + Mg + Ti; XFe = Mg/Fe + Mg + Ti; Al^{IV} = 8-Si;
Al^{VI} = Al - Al^{IV}.

APÊNDICE C

Tabela 02 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de plagioclásios da amostra do paleossoma (12a) e do leucossoma (11L) do afloramento IL-11 da região de Caicó.

Óxidos	12AC1-PL3	12AC3-PL1	12AC4-PL1	11L1-C2PL2	11L1-C2PL3	11L1-C2PL3	11L1-C2PL5	11L1-C1PL1	11L1-C1PL3
Na ₂ O	8.83	9.38	9.37	10.00	9.88	9.90	10.08	10.08	10.42
SiO ₂	62.72	62.92	62.77	65.12	65.19	64.76	65.11	65.50	66.10
Al ₂ O ₃	23.67	23.70	23.06	22.11	21.97	21.89	21.96	22.04	21.35
K ₂ O	0.21	0.13	0.13	0.21	0.27	0.19	0.13	0.11	0.09
CaO	4.96	4.65	4.49	2.97	2.71	2.90	2.95	2.91	2.38
Fe ₂ O ₃	0.15	0.14	0.00	0.01	0.04	0.06	0.05	0.03	0.04
Ba	0.05	0.00	0.01	0.01	0.11	0.00	0.03	0.00	0.00
Soma	100.59	100.91	99.84	100.43	100.16	99.70	100.30	100.67	100.39
Cátions									
Na	0.76	0.80	0.81	0.85	0.84	0.85	0.86	0.86	0.89
Si	2.77	2.77	2.79	2.86	2.87	2.86	2.86	2.86	2.89
Al	1.23	1.23	1.21	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.10
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.23	0.22	0.21	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.11
Fe	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	5.00	5.02	5.02	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00
Ab	75.43	77.94	78.47	84.89	85.52	85.17	85.48	85.69	88.35
Or	1.16	0.71	0.74	1.19	1.51	1.06	0.72	0.64	0.50
An	23.41	21.35	20.79	13.92	12.97	13.76	13.81	13.68	11.15

APÊNDICE C

Tabela 03 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de microclínios da amostra do paleossoma (12a) e do leucossoma (11L) do afloramento IL-11da região de Caicó.

Óxidos	12AC1-MC2	12AC1-MC4	12AC1-MC5	12AC1-MC6	12AC3-MC4	12AC4-MC2	11L1-C1-MC2
Na ₂ O	0.59	0.75	0.44	0.54	0.77	0.58	0.52
SiO ₂	63.59	64.66	64.82	64.59	64.44	64.53	64.20
Al ₂ O ₃	18.24	18.62	18.50	18.30	18.46	18.51	18.45
K ₂ O	16.21	15.95	16.52	16.27	16.11	16.33	16.23
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.03	0.01	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10
Ba	0.42	0.71	0.76	0.44	0.66	0.49	0.61
Soma	99.07	100.69	101.13	100.14	100.44	100.44	100.11
Cátions							
Na	0.05	0.07	0.04	0.05	0.07	0.05	0.05
Si	2.98	2.98	2.99	2.99	2.98	2.99	2.98
Al	1.01	1.01	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01
K	0.97	0.94	0.97	0.96	0.95	0.96	0.96
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Soma	5.03	5.01	5.02	5.01	5.02	5.02	5.02
Ab	5.26	6.64	3.86	4.80	6.76	5.11	4.63
Or	94.74	93.36	96.14	95.21	93.24	94.90	95.38

APÊNDICE C

Tabela 04 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de opacos da amostra do Paleossoma (12a) e do leucossoma (11L) do afloramento IL-11 da região de Caicó.

Óxidos	12AC1-OP1	12AC1-OP2	12AC1-OP3	12AC3-OP1	12AC3-OP	11L1-C1OP1	11L1-C1OP1B	11L1-C1OP2	11L1-C1OP3
SiO ₂	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	0.05	0.06	0.07	0.07	0.04	0.06	0.03	0.07	0.05
MgO	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
TiO ₂	0.05	0.02	0.05	0.06	0.02	0.01	0.00	0.06	0.04
Fe ₂ O ₃ T	99.69	99.79	99.76	99.18	98.33	99.39	99.86	99.09	99.74
CrO	0.00	0.05	0.05	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.06
NiO	0.00	0.05	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05
ZnO	0.00	0.00	0.13	0.05	0.10	0.00	0.01	0.11	0.06
V	0.16	0.10	0.17	0.14	0.07	0.15	0.09	0.08	0.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.22	0.27	0.17	0.22	0.08	0.00	0.00	0.02	0.07
Soma	100.17	100.44	100.00	99.75	98.68	99.67	100.02	99.46	100.15
Cátions									
Si	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01
Al	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
Mg	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
FeT	23.85	23.80	23.82	23.88	23.91	23.89	23.94	23.89	23.88
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Zn	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01
V	0.03	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.06	0.07	0.04	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
Soma	23.97	23.98	23.98	23.98	23.99	23.97	23.98	23.99	24.00

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE C

Tabela 05A - Dados das análises químicas por fluorescência de raio-X das amostras do paleossoma (12a), rocha total (12b), migmatito (11MS1), neossoma (11MG), Leucossoma (11a), melanossoma (11c) e neossoma (11d) do afloramento IL-11 da região de Caicó. Com os valores em % dos pesos dos óxidos.

Am/óxido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total
12a	73.90	0.30	14.00	2.80	0.04	0.61	2.00	3.20	4.10	0.09	0.30	101.34
12b	72.00	0.30	13.30	3.00	0.05	0.72	1.80	2.80	4.10	0.07	0.33	98.47
11MS1	80.20	0.15	11.30	2.10	0.02	0.43	0.72	2.60	4.40	0.01	0.20	102.13
11MG	76.20	0.24	11.60	2.40	0.02	0.60	1.10	3.60	2.10	0.04	0.21	98.11
11-D	79.00	0.32	9.90	2.80	0.03	0.56	0.81	1.90	3.00	0.01	0.31	98.64
11-C	78.30	0.23	10.00	2.30	0.03	0.70	0.84	2.50	2.60	0.01	0.40	97.91
11-A	73.10	0.07	14.80	1.10	0.01	0.31	1.40	4.80	2.10	0.01	0.36	98.06

APÊNDICE C

Tabela 05B - Dados das análises químicas por fluorescência de raio-X das amostras do paleossoma (12a), rocha total (12b), migmatito (11MS1), neossoma (11MG), Leucossoma (11a), melanossoma (11c) e neossoma (11d) do afloramento IL-11 da região de Caicó. Com os valores dos elementos maiores em número de cátions calculados na base de 22 22 óxigênios e dos traços em ppm.

Elemento	IL-12a	Recalc.	IL-12b	Recalc.	IL-11MS1	Recalc.	IL-11MG	Recalc.	IL-11d	Recalc.	IL-11c	Recalc.	IL-11a	Recalc.	Fator
Si	8.33	8.33	8.36	8.36	8.84	8.84	8.71	8.94	8.94	8.91	8.91	8.47	8.47		
Al	1.87	7.46	1.82	7.28	1.47	5.89	1.56	6.25	1.32	5.27	1.34	5.35	1.90	7.58	X4
Fe	0.24	4.79	0.26	5.24	0.18	3.50	0.21	4.13	0.24	4.73	0.20	3.92	0.10	1.91	X20
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.11	2.11	0.12	2.49	0.07	1.47	0.10	2.04	0.09	1.83	0.11	2.27	0.05	1.02	X20
Ca	0.24	3.60	0.22	3.36	0.08	1.26	0.13	2.02	0.10	1.49	0.10	1.55	0.18	2.63	X15
Na	0.71	5.68	0.63	5.04	0.55	4.42	0.80	6.38	0.41	3.29	0.54	4.35	1.06	8.51	X8
K	0.58	5.76	0.61	6.07	0.62	6.19	0.31	3.06	0.44	4.42	0.39	3.86	0.32	3.18	X10
Ti	0.03	0.52	0.03	0.52	0.13	2.52	0.02	0.41	0.03	0.55	0.02	0.39	0.01	0.12	X20
P	0.01	0.52	0.01	0.38	0.00	0.06	0.00	0.21	0.00	0.06	0.00	0.06	0.00	0.06	X60
PF	0.23	1.14	0.26	1.28	0.15	0.75	0.16	0.80	0.23	1.15	0.30	1.50	0.27	1.37	X5
Rb	118.00	4.72	134.50	5.38	79.60	3.18	49.10	1.96	61.40	2.46	60.00	2.40	35.20	1.41	/25
Sr	212.00	2.65	223.00	2.79	256.00	3.20	417.00	5.21	241.00	3.01	203.00	2.54	322.00	4.03	/80
Sm	6.60	2.20	5.30	1.77	10.50	3.50	18.80	6.27	18.40	6.13	16.40	5.47	6.00	2.00	/3
Nd	44.30	2.95	33.60	2.24	61.50	4.10	95.70	6.38	95.50	6.37	95.00	6.33	34.50	2.30	/15
Ba	1150.00	5.75	1080.00	5.40	1315.00	6.58	637.00	3.19	813.00	4.07	641.00	3.21	540.00	2.70	/200
Pb	21.00	7.00	23.00	7.67	15.00	5.00	11.00	3.67	10.00	3.33	10.00	3.33	10.00	3.33	/3
Nb	8.00	4.00	9.00	4.50	6.00	3.00	6.00	3.00	10.00	5.00	10.00	5.00	3.00	1.50	/2
Th	16.00	3.20	15.00	3.00	32.00	6.40	29.00	5.80	26.00	5.20	43.00	8.60	15.00	3.00	/5
Ni	10.00	5.00	14.00	7.00	6.00	3.00	5.00	2.50	5.00	2.50	5.00	2.50	5.00	2.50	/2
Zr	270.00	6.75	242.00	6.05	338.00	8.45	294.00	7.35	430.00	10.75	401.00	10.03	52.50	1.31	/40
Y	20.30	2.03	20.10	2.01	18.80	1.88	80.20	8.02	91.00	9.10	23.00	2.30	15.00	1.50	/10
V	39.00	7.80	42.00	8.40	21.00	4.20	16.00	3.20	15.00	3.00	15.00	3.00	15.00	3.00	/5
U	1.20	1.20	1.30	1.30	2.80	2.80	4.40	4.40	4.00	4.00	2.50	2.50	1.50	1.50	
Cu	5.00	2.50	5.00	2.50	5.00	2.50	8.00	4.00	15.00	7.50	5.00	2.50	5.00	2.50	/2
Co	5.20	5.20	6.00	6.00	1.90	1.90	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.00	1.00	
Cr	230.00	7.67	240.00	8.00	130.00	4.33	110.00	3.67	160.00	5.33	200.00	6.67	200.00	6.67	/30
Cs	0.60	0.60	1.00	1.00	0.40	0.40	0.40	0.40	0.50	0.50	0.60	0.60	0.30	0.30	
Mo	14.00	7.00	15.00	7.50	8.00	4.00	7.00	3.50	14.00	7.00	16.00	8.00	14.00	7.00	/2
Pr	13.90	3.48	10.50	2.23	17.20	4.30	26.10	6.53	25.00	6.25	24.80	6.20	9.10	2.28	/4
Sn	2.00	1.00	2.00	1.00	3.00	1.50	3.00	1.50	11.00	5.50	10.00	5.00	8.00	4.00	/2
Tl	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	
W	2.00	2.00	3.00	3.00	1.00	1.00	1.00	1.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	
Zn	45.00	4.50	48.00	4.80	26.00	2.60	34.00	3.40	30.00	3.00	35.00	3.50	15.00	1.50	/10
Ag	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
Hf	8.00	4.00	8.00	4.00	13.00	6.50	11.00	5.50	15.00	7.50	14.00	7.00	1.00	0.50	/2
Ga	17.00	8.50	17.00	8.50	15.00	7.50	16.00	8.00	14.00	7.00	15.00	7.50	18.00	9.00	/2
Ta	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	

APÊNDICE C

Tabela 06 - Dados das análises químicas por ICP-MS dos Elementos Terras Raras (ETRs) em ppm das amostras do afloramento IL-11.

amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu/Eu*	LaN/YbN	LaN/SmN	TbN/YbN
12a	73.20	129.50	13.90	44.30	6.60	1.30	6.50	0.80	3.70	0.70	2.10	0.50	1.70	0.30	0.607	30.89	7.16	12.58
12b	54.00	103.00	10.50	33.60	5.30	1.00	5.30	0.70	3.60	0.80	2.10	0.50	1.90	0.30	0.577	20.39	6.58	9.85
11MS1	72.00	142.50	17.20	56.75	9.21	1.40	9.20	1.00	4.40	0.80	2.10	0.50	1.70	0.30	0.435	30.38	4.43	15.73
11MG	108.00	212.00	26.10	95.70	18.80	2.40	19.40	2.90	16.40	3.30	8.80	1.10	6.00	0.80	0.384	12.91	3.71	12.92
11d	102.50	210.00	25.00	95.50	18.40	2.00	14.00	2.90	16.70	3.30	9.40	1.20	6.80	0.90	0.381	10.81	3.60	11.40
11c	103.00	208.00	24.80	95.00	16.40	1.70	15.00	1.60	6.70	1.00	2.40	0.30	1.90	0.30	0.331	38.86	4.05	22.52
11a	40.00	61.50	9.10	18.00	6.22	1.00	18.00	0.70	3.20	0.60	1.60	0.20	1.20	0.10	0.294	23.91	4.30	15.60

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE D

Tabela 01 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de biotita das amostras do paleossoma (13MS2) e do leucossoma (13L1) IL-13 da região de Caicó. Cátions calculados na base de 24 oxigênios.

Óxidos	13MS2-C1BT2	13MS2-C2BT2	13MS2-C2BT3	13MS2-C2BT4	13MS2-C2BT5	13MS2-C4BT1	13MS2-C4BT2	13MS2-C4BT3	13MS2-C4BT4	13MS2-C4BT5
Na ₂ O	0.04	0.04	0.06	0.04	0.08	0.10	0.04	0.10	0.06	0.02
F	0.28	0.67	0.83	1.08	0.32	0.68	0.68	0.32	0.52	0.52
SiO ₂	35.73	36.66	36.32	35.24	35.98	36.21	36.17	36.15	35.81	36.15
Al ₂ O ₃	15.77	15.87	15.64	15.67	15.48	15.72	16.32	16.13	15.42	15.70
MgO	9.64	10.06	10.07	10.04	9.68	9.75	9.57	10.20	9.71	9.63
K ₂ O	9.80	9.94	9.84	9.92	9.36	10.00	9.85	9.82	9.68	9.93
TiO ₂	2.39	2.25	2.24	2.21	2.35	2.32	2.19	2.26	2.27	2.41
CaO	0.09	0.01	0.01	0.00	0.05	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
MnO	0.36	0.29	0.32	0.30	0.30	0.32	0.31	0.27	0.34	0.23
Cl	0.03	0.03	0.04	0.04	0.06	0.09	0.06	0.06	0.07	0.06
Fe ₂ O ₃	20.99	20.68	20.83	20.12	21.17	20.53	20.84	20.93	21.14	21.38
Zn	0.01	0.03	0.17	0.00	0.04	0.01	0.09	0.11	0.01	0.00
H ₂ O	3.71	3.56	3.45	3.24	3.67	3.50	3.53	3.73	3.55	3.60
Total	98.83	100.09	99.81	97.89	98.54	99.22	99.66	100.09	98.58	99.63
Cátions										
Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01
F	-0.12	-0.28	-0.35	-0.45	-0.14	-0.29	-0.29	-0.14	-0.22	-0.22
Si	5.57	5.66	5.65	5.61	5.62	5.65	5.62	5.56	5.62	5.62
Al	2.90	2.89	2.87	2.94	2.85	2.89	2.99	2.92	2.85	2.88
Mg	2.24	2.31	2.33	2.38	2.25	2.27	2.21	2.34	2.27	2.23
K	1.95	1.96	1.95	2.01	1.87	1.99	1.95	1.93	1.94	1.97
Ti	0.28	0.26	0.26	0.26	0.28	0.27	0.26	0.26	0.27	0.28
Ca	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03
Cl	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.02	-0.01	-0.01	-0.02	-0.01
Fe	2.74	2.67	2.71	2.68	2.77	2.68	2.71	2.69	2.78	2.78
Zn	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	15.63	15.50	15.50	15.48	15.56	15.51	15.49	15.63	15.56	15.55
Fe+Mg+Ti	5.26	5.24	5.31	5.33	5.29	5.22	5.17	5.29	5.32	5.29
X-Mg	0.426	0.441	0.440	0.447	0.426	0.434	0.428	0.442	0.427	0.421
X-Ti	0.053	0.050	0.049	0.050	0.052	0.052	0.049	0.049	0.050	0.053
X-Fe	0.521	0.509	0.511	0.503	0.522	0.513	0.523	0.509	0.522	0.525
Mg/Fe	0.818	0.867	0.862	0.889	0.815	0.846	0.818	0.868	0.818	0.802
Al ^{IV}	2.430	2.340	2.350	2.390	2.380	2.350	2.380	2.440	2.380	2.380
Al ^{VI}	0.470	0.550	0.520	0.550	0.470	0.540	0.610	0.480	0.470	0.500

Obs. 13MS2-C1 e 13MS2-C2 cristais do melanossoma e 13MS2-C4 cristais do paleossoma. Os valores de: XMg = Mg/Fe + Mg + Ti; XT_i = Mg/Fe + Mg + Ti; XF_e = Mg/Fe + Mg + Ti; Al^{IV} = 8-Si; Al^{VI} = Al - Al^{IV}.

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

Continuação da Tabela 01.

Óxidos	13L1-BT1	13L1-C1BT3	13L1-C1BT4	13L1-C1BT5	13L1-C1BT6	13MS2-C3B1	13MS2-C3BT2	13MS2-C3BT3
Na ₂ O	0.03	0.02	0.05	0.02	0.00	0.02	0.07	0.02
F	1.09	0.81	0.27	0.70	0.08	0.16	0.28	0.32
SiO ₂	34.78	36.27	35.53	35.56	36.38	36.18	36.59	35.62
Al ₂ O ₃	16.02	16.46	16.29	15.78	15.90	16.04	16.22	16.47
MgO	10.24	9.25	9.86	9.77	9.63	9.59	9.33	9.32
K ₂ O	7.54	9.76	8.97	9.11	9.78	9.78	9.90	9.87
TiO ₂	0.89	1.18	1.09	1.46	1.20	2.24	2.32	2.16
CaO	0.13	0.01	0.13	0.03	0.02	0.04	0.01	0.00
MnO	0.36	0.41	0.40	0.40	0.41	0.32	0.34	0.33
Cl	0.05	0.10	0.12	0.09	0.11	0.05	0.05	0.05
Fe ₂ O ₃	22.44	21.78	21.63	22.03	23.03	21.33	20.98	21.19
Zn	0.15	0.00	0.00	0.09	0.00	0.11	0.03	0.07
Ba	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	3.20	3.43	3.66	3.44	3.83	3.80	3.75	3.69
Total	96.90	99.46	98.05	98.49	100.35	99.66	99.87	99.11
Cátions								
Na	0.008	0.005	0.014	0.007	0.000	0.01	0.02	0.01
F	-0.459	-0.341	-0.115	-0.294	-0.032	-0.07	-0.12	-0.14
Si	5.591	5.674	5.583	5.617	5.610	5.58	5.63	5.55
Al	3.034	3.034	3.016	2.937	2.889	2.92	2.94	3.02
Mg	2.453	2.156	2.309	2.299	2.213	2.21	2.14	2.16
Rb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00
K	1.546	1.948	1.799	1.836	1.924	1.93	1.94	1.96
Ti	0.107	0.138	0.129	0.174	0.139	0.26	0.27	0.25
Ca	0.022	0.002	0.021	0.005	0.003	0.01	0.00	0.00
Mn	0.049	0.054	0.053	0.054	0.053	0.04	0.04	0.04
Cl	-0.011	-0.022	-0.028	-0.019	-0.024	-0.01	-0.01	-0.01
Fe	3.017	2.849	2.843	2.910	2.970	2.75	2.70	2.76
Zn	0.017	0.000	0.000	0.010	0.000	0.01	0.00	0.01
Ba	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00
H	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00
Total	15.374	15.497	15.627	15.536	15.745	15.63	15.56	15.61
Fe+Mg+Ti	5.577	5.143	5.281	5.383	5.322	5.22	5.11	5.17
X -Mg	0.440	0.419	0.437	0.427	0.416	0.423	0.419	0.418
X-Ti	0.019	0.027	0.024	0.032	0.026	0.050	0.053	0.049
X-Fe	0.541	0.554	0.538	0.541	0.558	0.528	0.528	0.533
Mg/Fe	0.813	0.757	0.812	0.790	0.745	0.801	0.793	0.783
Al ^{IV}	2.409	2.326	2.417	2.383	2.390	2.420	2.370	2.450
Al ^{VI}	0.625	0.708	0.599	0.554	0.499	0.500	0.570	0.570

Obs. 13L1 = cristais do leucossoma. 13MS2-C3 = cristais da faixa de leucossoma na amostra 13MS2. Os valores de: XMg = Mg/Fe + Mg + Ti; XTi = Mg/Fe + Mg + Ti; XFe = Mg/Fe + Mg + Ti; Al^{IV} = 8-Si; Al^{VI} = Al - Al^{IV}.

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE D

Tabela 02 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de plagioclásios das amostras do paleossoma (13MS2) e do leucossoma (13L1) do afloramento IL-13 da região de Caicó. Cátions calculados na base de 8 oxigênios.

Óxidos	13MS2-C1PL1	13MS2-C1PL2	13MS2-C1PL3	13MS2-C1PL4	13MS2-C2PL1	13MS2-C2PL3.2	13MS2-C2PL4	13MS2-C2PL5	13MS2-C3PL6B	13MS2-C3PL3	13MS2-C3PL6	13MS2-C3PL8
Na ₂ O	8.01	7.82	7.95	7.70	8.35	8.38	7.85	8.14	8.14	8.18	7.98	10.81
SiO ₂	60.32	60.99	60.18	59.94	60.83	61.19	60.79	61.05	60.80	60.85	61.03	66.03
Al ₂ O ₃	25.00	25.30	24.75	25.08	24.51	24.53	24.92	24.78	24.76	24.70	24.94	21.83
K ₂ O	0.27	0.19	0.22	0.21	0.16	0.14	0.26	0.21	0.23	0.18	0.24	0.72
CaO	6.36	6.66	6.18	6.67	5.95	5.76	6.46	5.98	6.35	6.14	6.38	0.75
Fe ₂ O ₃	0.08	0.15	0.01	0.06	0.08	0.07	0.12	0.11	0.06	0.02	0.08	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.11	0.03	0.00	0.06	0.00
Soma	100.04	101.11	99.30	99.72	99.88	100.08	100.40	100.37	100.35	100.14	100.69	100.14
Cátions												
Na	0.69	0.67	0.69	0.67	0.72	0.72	0.68	0.70	0.70	0.71	0.68	0.92
Si	2.69	2.69	2.70	2.68	2.71	2.72	2.70	2.71	2.70	2.70	2.70	2.90
Al	1.31	1.31	1.31	1.32	1.29	1.28	1.30	1.30	1.30	1.29	1.30	1.13
K	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04
Ca	0.30	0.31	0.30	0.32	0.28	0.27	0.31	0.28	0.30	0.29	0.30	0.04
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	5.01	5.00	5.00	5.00	5.01	5.01	5.00	5.00	5.01	5.01	5.00	5.02
Ab	68.45	67.27	69.07	66.82	71.12	71.90	67.72	70.28	68.99	69.95	68.42	92.39
Or	1.51	1.07	1.27	1.20	0.87	0.77	1.49	1.21	1.27	1.02	1.33	4.07
An	30.04	31.66	29.65	31.98	28.01	27.33	30.79	28.51	29.74	29.03	30.25	3.54

Continuação da Tabela 02.

Óxidos	13MS2-C3PL9	13MS2-C3PL9B	13MS2-C3PL11	13MS2-C4PL1	13MS2-C4PL2	13MS2-C4PL3	13L1-C1PL7	13L1-C1PL8	13L1-C1PL9
Na ₂ O	7.92	8.15	8.16	8.38	7.95	7.85	6.96	8.24	7.80
SiO ₂	60.50	61.62	61.31	61.01	60.50	60.69	57.60	61.59	60.03
Al ₂ O ₃	25.03	24.72	24.96	24.58	24.95	24.99	24.74	24.80	25.35
K ₂ O	0.19	0.22	0.16	0.17	0.24	0.16	0.19	0.23	0.20
CaO	6.49	5.97	6.15	6.11	6.49	6.41	6.53	5.85	6.84
Fe ₂ O ₃	0.13	0.11	0.09	0.04	0.02	0.07	0.04	0.13	0.04
Ba	0.01	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
Soma	100.27	100.78	100.92	100.28	100.14	100.17	96.07	100.89	100.30
Cátions									
Na	0.68	0.70	0.70	0.72	0.69	0.68	0.63	0.70	0.67
Si	2.69	2.72	2.70	2.71	2.69	2.69	2.67	2.71	2.67
Al	1.31	1.28	1.30	1.29	1.31	1.31	1.35	1.29	1.33
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.31	0.28	0.29	0.29	0.31	0.31	0.32	0.28	0.33
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.00	5.00	5.00	5.01	5.01	4.99	4.98	5.00	5.01
Ab	68.13	70.33	69.95	70.61	68.01	68.26	65.09	70.87	66.59
Or	1.05	1.24	0.88	0.94	1.33	0.93	1.15	1.31	1.13
An	30.82	28.43	29.17	28.46	30.67	30.80	33.75	27.82	32.29

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE D

Tabela 03 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de microclinio das amostras do paleossoma (13MS2) e do leucossoma (13L1) do afloramento IL-13 da região de Caicó. Cátions calculados na base de 8 oxigênios.

Oxidos	13MS2-C3-MC1	13MS2-C3-MC2	13MS2-C3-MC4	13MS2-C3-MC5	13MS2-C3-MC7	13MS2-C3-MC10	13L1-C1-MC1	13L1-C1-MC1	13L1-C1-MC2	13L1-C1-MC3	13L1-C1-MC4	13L1-C1-MC5	13L1-C1-MC7	13L1-C1-MC10	13L1-C1-MC11
Na ₂ O	0.41	0.72	0.78	0.85	0.66	0.81	0.46	0.47	1.10	0.57	1.05	0.75	0.60	1.08	1.23
SiO ₂	64.49	64.80	64.15	65.04	64.51	64.67	63.98	64.30	64.84	64.76	64.16	64.68	64.68	65.28	64.58
Al ₂ O ₃	18.56	18.58	18.47	18.59	18.48	18.48	18.30	18.56	18.74	18.52	18.49	18.68	18.62	18.56	18.48
K ₂ O	16.55	16.09	15.89	16.12	15.85	16.17	16.37	16.50	15.48	16.29	15.55	16.09	16.43	15.73	15.40
CaO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ₂ O ₃	0.01	0.05	0.05	0.02	0.01	0.02	0.02	0.07	0.07	0.03	0.03	0.01	0.01	0.09	0.06
Ba	0.40	0.31	0.33	0.47	0.57	0.49	0.42	0.47	0.48	0.55	0.42	0.33	0.44	0.48	0.42
Soma	100.42	100.56	99.67	101.09	100.08	100.66	99.53	100.40	100.73	100.73	99.70	100.53	100.78	101.23	100.18
Cátions															
Na	0.04	0.06	0.07	0.08	0.06	0.07	0.04	0.04	0.10	0.05	0.10	0.07	0.05	0.10	0.11
Si	2.98	2.99	2.98	2.99	2.99	2.99	2.99	2.98	2.98	2.99	2.98	2.98	2.98	2.99	2.99
Al	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	1.01	1.02	1.01	1.00	1.01
K	0.98	0.95	0.94	0.94	0.94	0.95	0.98	0.98	0.91	0.96	0.92	0.95	0.97	0.92	0.91
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Soma	5.02	5.01	5.02	5.02	5.00	5.03	5.02	5.02	5.02	5.01	5.02	5.02	5.02	5.02	5.02
Ab	3.62	6.33	6.92	7.45	5.97	7.09	4.06	4.13	9.73	5.01	9.31	6.61	5.22	9.43	10.78
Or	96.38	93.61	93.02	92.53	94.03	92.83	95.94	95.71	90.19	94.95	90.69	93.39	94.78	90.57	89.18
An	0.00	0.06	0.06	0.02	0.00	0.08	0.00	0.17	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05

APÊNDICE D

Tabela 04 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de anfibólio da amostra do leucossoma (13L1) do afloramento IL-13 da região de Caicó. Cátions calculados na base de 24 oxigênios.

Oxidos	13L1-ANF1	13L1-ANF1B	13L1-ANF2B	13L1-ANF2C
Na ₂ O	1.21	1.19	1.18	1.2
SiO ₂	40.4	40.5	41.2	41.23
Al ₂ O ₃	12.25	12.01	11.97	12.05
MgO	6.64	6.65	6.95	7.07
K ₂ O	1.51	1.5	1.5	1.43
TiO ₂	0.48	0.46	0.54	0.59
Fe ₂ O ₃	22.83	23.29	22.44	22.35
Cr	0	0	0	0
CaO	11.4	11.34	11.49	11.36
MnO	0.56	0.6	0.61	0.56
H ₂ O	1.92	1.92	1.93	1.94
Total	99.18	99.46	99.78	99.78
Cátions				
Na	0.37	0.36	0.36	0.36
Si	6.32	6.33	6.39	6.38
Al	2.26	2.21	2.19	2.2
Mg	1.55	1.55	1.61	1.63
K	0.3	0.3	0.3	0.28
Ti	0.06	0.05	0.06	0.07
Fe	2.99	3.05	2.91	2.89
Cr	0	0	0	0
Ca	1.91	1.9	1.91	1.88
Mn	0.07	0.08	0.08	0.07
H	-0.01	-0.01	-0.02	-0.02
Soma	15.82	15.83	15.77	15.75
Mg+Ti+Fe	4.59	4.65	4.58	4.59
X Mg	0.337	0.333	0.351	0.355
X Ti	0.012	0.012	0.014	0.015
X Fe	0.651	0.655	0.635	0.63
Mg/Fe	0.518	0.509	0.552	0.564

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE D

Tabela 05A - Dados das análises químicas por fluorescência de raio-X das amostras do paleossoma (13E), rocha total (13I), mesossoma (13H) melanossoma (13D), leucossoma (13A), leucossoma (13B), leucossoma com restitos de biotita (13G). Valores em % de peso dos óxidos.

Am	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	P.F.	Total
13-E	69.50	0.32	14.60	3.30	0.04	1.30	2.80	2.60	3.70	0.13	0.40	98.69
13-B	73.30	0.04	13.50	0.49	0.01	0.40	1.10	1.40	7.40	0.19	0.21	98.04
13-D	64.90	0.47	15.00	4.70	0.06	2.10	3.10	2.80	3.90	0.15	0.62	97.80
13G	70.10	0.20	14.10	2.10	0.03	0.88	2.10	2.40	6.10	0.14	0.41	98.56
13H	60.00	0.86	15.70	7.60	0.12	3.10	3.90	2.90	3.70	0.31	0.76	98.95
13I	68.80	0.41	15.00	3.60	0.06	1.40	3.20	2.90	4.00	0.15	0.30	99.82
13A	73.42	0.07	14.41	0.36	0.01	0.04	1.19	1.83	8.19	0.22	0.28	100.00

APÊNDICE D

Tabela 05B - Dados das análises químicas das amostras do paleossoma (13E), rocha total (13I), mesossoma (13H), melanossoma (13D), leucossoma (13A) leucossoma (13B), leucossoma com restitos de biotita (13G). Valores em número de cátions calculados na base de 22 oxigênios..

Elemento	IL-13e	Recalc.	IL-13b	Recalc.	IL-13d	Recalc.	IL-13g	Recalc.	IL-13h	Recalc.	IL-13i	Recalc.	Fator
Si	8.09	8.09	8.60	8.60	7.73	7.73	8.19	8.19	7.21	7.21	7.98	7.98	
Al	2.00	8.01	1.87	7.47	2.11	8.42	1.97	7.88	2.22	8.89	2.05	8.21	X4
Fe	0.29	2.89	0.04	0.43	0.42	4.21	0.19	1.87	0.69	6.87	0.31	3.15	X10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	
Mg	0.23	3.39	0.07	1.05	0.37	5.60	0.15	2.32	0.55	8.31	0.24	3.62	X15
Ca	0.35	3.49	0.01	0.15	0.40	3.95	0.27	2.66	0.50	5.02	0.40	3.98	X10
Na	0.59	5.86	0.32	3.19	0.65	6.46	0.55	5.52	0.68	6.75	0.65	6.53	X10
K	0.55	2.75	1.11	5.54	0.59	2.96	0.92	4.61	0.57	2.83	0.59	2.95	X5
Ti	0.03	0.55	0.00	0.07	0.04	0.84	0.02	0.35	0.08	1.55	0.04	0.71	X20
P	0.01	1.26	0.02	1.95	0.01	1.48	0.01	1.38	0.03	3.12	0.01	1.47	X100
PF	0.31	3.14	0.16	1.61	0.49	4.89	0.33	3.27	0.60	6.02	0.23	2.32	X10
Rb	89.20	4.46	115.50	5.77	113.00	5.65	114.50	5.72	161.00	8.05	99.70	4.98	/20
Sr	329.00	4.11	343.00	4.29	320.00	4.00	387.00	4.84	308.00	3.85	347.00	4.34	/80
Sm	5.40	2.70	1.70	0.85	8.60	4.30	2.80	1.40	9.10	4.55	4.20	2.10	/2
Nd	38.50	3.85	6.50	0.65	62.00	6.20	16.60	1.66	59.80	5.98	26.70	2.67	/10
Ba	656.00	1.64	1470.00	3.67	586.00	1.46	1505.00	3.76	388.00	0.97	724.00	1.81	/400
Pb	15.00	5.00	20.00	6.67	15.00	5.00	23.00	7.67	14.00	4.67	17.00	5.67	/3
Nb	3.00	3.00	1.00	1.00	5.00	5.00	2.00	2.00	8.00	8.00	4.00	4.00	
Th	13.00	2.60	1.00	0.20	21.00	4.20	4.00	0.80	18.00	3.60	8.00	1.60	/5
Ni	15.00	1.50	5.00	0.50	20.00	2.00	13.00	1.30	37.00	3.70	18.00	1.80	/10
Zr	194.50	4.86	15.00	0.38	177.00	4.43	67.10	1.68	241.00	6.03	116.00	2.90	/40
Y	11.00	1.37	6.50	0.81	17.50	2.19	8.30	1.04	22.00	2.75	10.90	1.36	/8
V	45.00	2.25	10.00	0.50	65.00	3.25	45.00	2.25	139.00	6.95	67.00	3.35	/20
U	1.50	1.50	0.50	0.50	2.00	2.00	1.30	1.30	2.50	2.50	1.70	1.70	
Cu	5.00	2.50	5.00	2.50	10.00	5.00	5.00	2.50	9.00	4.50	5.00	2.50	/2
Co	7.00	2.33	1.50	0.50	10.50	3.50	6.10	2.03	21.30	7.10	10.10	3.50	/3
Cr	130.00	2.60	100.00	0.50	200.00	4.00	250.00	5.00	170.00	3.40	140.00	2.80	/50
Cs	4.60	1.53	1.90	0.63	7.00	2.33	3.20	1.07	19.90	6.63	5.00	1.67	/3
Mo	10.00	5.00	8.00	4.00	14.00	7.00	16.00	8.00	6.00	3.00	7.00	3.50	/2
Pr	10.80	5.40	1.40	0.70	17.10	8.55	4.50	2.25	16.50	8.25	7.50	3.75	/2
Sn	4.00	4.00	1.00	1.00	5.00	5.00	1.00	1.00	3.00	3.00	1.00	1.00	
Tl	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
W	3.00	3.00	2.00	2.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.00	2.00	1.00	1.00	
Zn	45.00	3.00	5.00	0.33	65.00	4.33	28.00	1.87	112.00	7.47	52.00	3.47	/15
Ag	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
Hf	5.00	5.00	1.00	1.00	5.00	5.00	2.00	2.00	8.00	8.00	3.00	3.00	
Ga	16.00		11.00		19.00		14.00		22.00		17.00		
Ta	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.80	0.80	0.50	0.50	

Continuação da Tabela 05B

Elemento	IL-13e	Recalc.	IL-13a	Recalc.	Fator
Si	8.09	8.09	8.44	8.44	
Al	2.00	8.01	1.95	7.82	X4
Fe	0.29	2.89	0.03	0.31	X10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.23	3.39	0.01	0.10	X15
Ca	0.35	3.49	0.15	1.47	X10
Na	0.59	5.86	0.41	4.08	X10
K	0.55	2.75	1.20	6.01	X5
Ti	0.03	0.55	0.01	0.12	X20
P	0.01	1.26	0.02	2.14	X100
PF	0.31	3.14	0.21	2.15	X10
Rb	89.20	4.46	137.64	4.58	/30
Sr	329.00	4.11	400.00	5.00	/80
Ba	656.00	1.64	1821.00	4.55	/400
Nb	3.00	3.00	3.00	3.00	
Ni	15.00	1.50	4.00	0.40	/10
Zr	194.50	4.86	3.00	0.08	/40
Y	11.00	1.37	9.00	1.13	/8
Sm	5.40	2.70	2.05	2.05	
Nd	38.50	3.85	8.31	1.67	/5
Cu	5.00	2.50	1.00	0.50	/2
Cr	130.00	2.60	123.00	2.46	/50

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE D

Tabela 06 - Dados das análises químicas por ICP-MS dos Elementos Terras Raras (ETRs) com valores em ppm das amostras do afloramento IL-13.

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu/Eu*	LaN/YbN	LaN/SmN	TbN/YbN
13A	5.18	10.50		6.52	1.53	0.79	1.44		1.00		0.60		0.40	0.06	1.626	9.29	2.19	
13B	8.50	11.00	1.40	38.50	5.40	0.90	11.00	0.20	1.10	0.20	0.60	0.10	0.60	0.10	0.357	10.16	1.02	1.52
13D	83.00	155.00	17.10	62.00	8.60	1.70	19.00	0.80	3.30	0.60	2.00	0.20	1.70	0.20	0.406	35.02	6.23	2.14
13E	56.50	101.00	10.80	6.50	1.70	1.20	16.00	0.50	2.10	0.40	1.20	0.10	1.10	0.10	0.703	36.84	21.46	2.07
13G	21.70	40.00	4.50	16.60	2.80	1.00	2.40	0.30	1.60	0.30	0.80	0.50	0.70	0.10	1.179	22.24	5.00	1.95
13H	75.20	145.50	16.50	59.80	9.10	1.40	7.90	0.90	4.00	0.80	2.30	0.50	2.00	0.30	0.504	26.97	5.33	2.05
13I	35.50	66.20	7.50	26.70	4.20	1.00	3.70	0.40	2.00	0.40	1.10	0.50	1.00	0.20	0.775	25.46	5.46	1.82

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE E

Tabela 01 - Dados de análises químicas por microsonda eletrônica de cristais de biotita das amostras de paleossoma (140) e de rocha total (14-2) do afloramento IL-14 do Complexo Presidente Juscelino do Maciço São José de Campestre. Cátions calculados na base de 24 oxigênios.

Oxidos	14OC1-BT1	14OC1-BT2	14OC1-BT3	14OC1-BT4	14OC1-BT5	14.2C4-BT1	14.2C4-BT2	14.2C4-BT3	14.2C4-BT4	14.2C4-BT5	14.2C4-BT6	14.2C4-BT7	14.2C4-BT10
Na ₂ O	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00
F	0.46	0.38	0.35	0.68	0.54	0.45	0.86	0.41	0.42	0.19	0.45	0.38	0.53
SiO ₂	35.14	36.54	36.36	35.57	36.91	36.18	36.04	36.24	35.06	36.36	36.31	36.22	36.23
Al ₂ O ₃	14.18	14.58	14.43	14.52	14.47	14.75	15.30	15.90	15.80	15.58	15.57	15.61	15.79
MgO	9.54	9.62	10.16	8.84	10.40	10.31	9.77	8.71	8.72	9.05	9.16	8.73	8.97
K ₂ O	9.78	9.95	9.75	9.77	9.96	9.79	9.84	9.90	7.62	9.67	9.73	9.77	9.82
TiO ₂	4.53	4.03	4.22	4.11	4.47	3.22	3.20	3.16	5.02	3.20	2.96	3.34	2.58
CaO	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	0.01
MnO	0.13	0.12	0.13	0.09	0.10	0.18	0.16	0.15	0.11	0.16	0.12	0.16	0.16
Cl	0.08	0.08	0.06	0.05	0.07	0.06	0.08	0.16	0.07	0.08	0.14	0.14	0.08
Fe ₂ O ₃	21.18	21.92	20.83	22.74	20.33	21.68	20.99	21.45	22.40	21.15	21.89	21.53	21.92
Zn	0.21	0.03	0.03	0.14	0.05	0.04	0.19	0.20	0.05	0.14	0.08	0.02	0.04
Ba	0.00	0.00	0.03	0.00	0.08	0.08	0.03	0.08	0.00	0.00	0.08	0.21	0.00
H ₂ O	3.57	3.71	3.72	3.49	3.66	3.65	3.42	3.64	3.65	3.77	3.63	3.65	3.59
Total	98.84	100.98	100.07	99.99	101.04	100.40	99.87	100.00	98.94	99.41	100.13	99.76	99.74
Cátions													
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
F	-0.19	-0.16	-0.15	-0.29	-0.23	-0.19	-0.36	-0.17	-0.18	-0.08	-0.19	-0.16	-0.22
Si	5.53	5.61	5.60	5.57	5.63	5.59	5.62	5.61	5.45	5.62	5.62	5.62	5.63
Al	2.63	2.64	2.62	2.68	2.60	2.69	2.81	2.90	2.89	2.84	2.84	2.85	2.89
Mg	2.24	2.20	2.33	2.06	2.36	2.37	2.27	2.01	2.02	2.09	2.11	2.02	2.08
K	1.96	1.95	1.91	1.95	1.94	1.93	1.96	1.96	1.51	1.91	1.92	1.93	1.95
Ti	0.54	0.47	0.49	0.48	0.51	0.37	0.38	0.37	0.59	0.37	0.34	0.39	0.30
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Cl	-0.02	-0.02	-0.01	-0.01	-0.02	-0.01	-0.02	-0.04	-0.02	-0.02	-0.03	-0.03	-0.02
Fe	2.79	2.81	2.68	2.98	2.59	2.80	2.74	2.78	2.91	2.73	2.83	2.79	2.85
Zn	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Total	15.52	15.51	15.50	15.46	15.43	15.58	15.43	15.46	15.20	15.51	15.48	15.45	15.50
Fe+Mg+Ti	5.56	5.48	5.50	5.53	5.47	5.55	5.38	5.16	5.52	5.19	5.29	5.20	5.23
X -Mg	0.40	0.40	0.42	0.37	0.43	0.43	0.42	0.39	0.37	0.40	0.40	0.39	0.40
X-Ti	0.10	0.08	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.07	0.11	0.07	0.07	0.07	0.06
X-Fe	0.50	0.51	0.49	0.54	0.47	0.50	0.51	0.54	0.53	0.53	0.54	0.54	0.54
Mg/Fe	0.80	0.78	0.87	0.69	0.91	0.85	0.83	0.72	0.69	0.76	0.75	0.72	0.73
Al ^{IV}	2.47	2.40	2.40	2.43	2.37	2.41	2.39	2.39	2.56	2.38	2.38	2.38	2.37
Al ^{VI}	0.16	0.24	0.22	0.25	0.23	0.27	0.43	0.51	0.34	0.46	0.46	0.47	0.52

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

Continuação da Tabela 01.

Oxidos	14.2C3-BT1	14.2C3-BT2	14.2C3-BT3	14.2C3-BT4	14.2C3-BT	14.2C3-BT7	14.2C3-BT8	14.2C3-BT9	14.2-C1-BT-CL	14.2C1-BTB	14.2C1-BT3.2	14.2C1-BT4
Na ₂ O	0.03	0.00	0.10	0.00	0.02	0.09	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00
F	1.02	0.27	0.64	0.71	0.86	0.97	0.30	0.76	0.34	0.63	0.00	0.56
SiO ₂	35.97	36.08	36.54	36.17	36.43	36.37	36.13	36.12	35.94	35.78	35.55	36.48
Al ₂ O ₃	15.26	15.14	15.25	15.58	15.22	15.27	14.82	15.60	14.72	14.90	14.88	15.00
MgO	9.77	10.07	9.82	9.51	9.23	9.12	9.71	9.92	9.93	10.07	8.92	9.86
K ₂ O	9.75	9.81	9.53	9.59	9.94	9.64	9.52	9.63	9.63	9.36	9.67	9.49
TiO ₂	3.59	3.22	3.42	3.88	4.33	3.67	3.55	3.39	3.97	3.71	3.64	3.19
CaO	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.04	0.00	0.01
MnO	0.11	0.10	0.09	0.17	0.15	0.12	0.13	0.12	0.22	0.18	0.08	0.09
Cl	0.12	0.06	0.06	0.07	0.08	0.05	0.09	0.07	0.07	0.02	0.07	0.06
Fe ₂ O ₃	20.62	20.61	20.99	21.28	20.95	21.82	21.28	20.40	20.02	21.34	21.89	21.25
Zn	0.07	0.07	0.00	0.08	0.13	0.00	0.09	0.00	0.00	0.03	0.09	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	3.33	3.73	3.57	3.54	3.46	3.40	3.70	3.49	3.67	3.56	3.82	3.59
Total	99.64	99.14	100.04	100.59	100.79	100.53	99.39	99.71	98.53	99.65	98.61	99.56
Cátions												
Na	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
F	-0.43	-0.11	-0.27	-0.30	-0.36	-0.41	-0.13	-0.32	-0.14	-0.26	0.00	-0.24
Si	5.62	5.59	5.64	5.57	5.62	5.64	5.60	5.60	5.60	5.56	5.56	5.66
Al	2.81	2.77	2.77	2.83	2.77	2.79	2.71	2.85	2.70	2.73	2.74	2.74
Mg	2.28	2.33	2.26	2.18	2.12	2.11	2.25	2.29	2.31	2.33	2.08	2.28
K	1.94	1.94	1.88	1.89	1.96	1.91	1.88	1.91	1.91	1.86	1.93	1.88
Ti	0.42	0.38	0.40	0.45	0.50	0.43	0.41	0.40	0.47	0.43	0.43	0.37
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Mn	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01
Cl	-0.03	-0.01	-0.01	-0.02	-0.02	-0.01	-0.02	-0.02	-0.02	-0.01	-0.02	-0.01
Fe	2.69	2.67	2.71	2.74	2.70	2.83	2.76	2.65	2.61	2.77	2.86	2.75
Zn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.34	15.57	15.41	15.38	15.32	15.33	15.51	15.39	15.47	15.46	15.60	15.44
Fe+Mg+Ti	5.39	5.37	5.36	5.37	5.32	5.37	5.42	5.33	5.38	5.54	5.37	5.40
X -Mg	0.42	0.43	0.42	0.41	0.40	0.39	0.41	0.43	0.43	0.42	0.39	0.42
X-Ti	0.08	0.07	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	0.09	0.08	0.08	0.07
X-Fe	0.50	0.50	0.51	0.51	0.51	0.53	0.51	0.50	0.49	0.50	0.53	0.51
Mg/Fe	0.84	0.87	0.83	0.80	0.78	0.74	0.81	0.87	0.88	0.84	0.73	0.83
Al ^{IV}	2.38	2.41	2.36	2.43	2.38	2.36	2.40	2.40	2.40	2.44	2.44	2.35
Al ^{VI}	0.43	0.36	0.41	0.40	0.38	0.43	0.31	0.45	0.30	0.29	0.30	0.39

Obs. 14O = Paleossoma-1, 14-2C4 = Paleossoma-2, 14-2C3 = Melanossoma, 14-2C1 = leucossoma. $Al^{IV} = 8 - Si$, $Al^{VI} = Al - Al^{IV}$.

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE E

Tabela 02 - Dados de análises químicas por microsonda eletrônica de cristais de plagioclásios das amostras de paleossoma (140) e do leucossoma (14-2C1) do afloramento IL-14 do Complexo Presidente Juscelino do Maciço São José de Campestre. Cátions calculados na base de 8 oxigênios.

Oxidos	140C1-PL1	140C1-PL2	140C1-PL3	140C1-PL4	140C2-PL1	140C2-PL2	140C2-PL3	140C2-PL4	140C2-PL5	14.2C1PL1	14.2C1PL2	14.2C1PL3	14.2C1-PL6
Na ₂ O	10.16	7.23	10.11	0.00	10.21	10.02	10.17	10.18	10.07	10.32	9.25	10.26	10.17
SiO ₂	66.13	65.02	65.96	0.17	65.23	65.11	66.31	64.84	65.10	65.16	65.15	65.76	65.88
Al ₂ O ₃	22.20	21.39	21.73	0.01	21.81	21.64	22.11	21.43	21.84	21.65	21.62	21.66	21.98
K ₂ O	0.29	4.82	0.33	0.00	0.22	0.24	0.19	0.18	0.19	0.16	1.09	0.25	0.22
CaO	2.57	2.40	2.62	54.35	2.55	2.54	2.60	2.68	2.62	2.66	3.19	2.61	2.61
Fe ₂ O ₃	0.08	0.11	0.04	0.06	0.06	0.06	0.10	0.09	0.10	0.04	0.06	0.09	0.09
Ba	0.07	0.05	0.00	0.00	0.07	0.03	0.12	0.20	0.00	0.04	0.15	0.20	0.15
Soma	101.49	101.02	100.79	54.58	100.16	99.64	101.59	99.63	99.92	100.03	100.51	100.82	101.12
Cátions													
Na	0.86	0.62	0.86	0.00	0.87	0.86	0.85	0.87	0.86	0.88	0.79	0.87	0.86
Si	2.87	2.88	2.88	0.02	2.87	2.88	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	2.88	2.87
Al	1.14	1.12	1.12	0.00	1.13	1.13	1.13	1.12	1.13	1.12	1.12	1.12	1.13
K	0.02	0.27	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01
Ca	0.12	0.11	0.12	7.95	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.13	0.15	0.12	0.12
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	5.00	5.01	5.00	7.98	5.01	5.00	4.99	5.01	5.00	5.01	5.00	5.01	5.00
Ab	86.32	61.65	85.82	0.00	86.80	86.52	86.70	86.42	86.50	86.78	78.88	86.46	86.47
Or	1.64	27.04	1.87	0.00	1.20	1.36	1.07	1.00	1.06	0.86	6.10	1.40	1.26
An	12.04	11.32	12.31	100.00	12.00	12.12	12.23	12.58	12.44	12.36	15.02	12.14	12.28

APÊNDICE E

Tabela 03 - Dados de análises químicas por microsonda eletrônica de cristais de plagioclásios da amostra de rocha total (14-2) do afloramento IL-14 do Complexo Presidente Juscelino do Maciço São José de Campestre. Cátions calculados na base de 8 oxigênios.

Oxidos	14.2C2PL1	14.2C2PL2	14.2C2-PL2-B1	14.2C2-PL3	14.2C2-PL4	14.2C1-PL6	14.2C3-PL3	14.2C3-PL3B	14.2C3-P4	14.2C3-PL5	14.2C3-PL6	14.2C3-PL
Na ₂ O	10.35	10.28	10.16	10.20	10.14	10.17	10.35	10.36	10.13	10.16	10.07	10.08
SiO ₂	64.60	65.96	65.54	66.01	65.33	65.88	65.00	66.20	65.89	65.66	65.94	65.91
Al ₂ O ₃	21.76	21.96	21.90	21.76	21.77	21.98	21.40	21.93	22.06	21.76	21.79	21.95
K ₂ O	0.20	0.19	0.15	0.19	0.14	0.22	0.15	0.20	0.18	0.14	0.14	0.16
CaO	2.57	2.63	2.61	2.67	2.62	2.61	2.36	2.66	2.57	2.76	2.55	2.74
Fe ₂ O ₃	0.06	0.12	0.05	0.02	0.03	0.09	0.66	0.06	0.07	0.05	0.04	0.10
Ba	0.07	0.00	0.00	0.00	0.03	0.15	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00
Soma	99.60	101.15	100.40	100.85	100.06	101.12	99.91	101.47	100.92	100.54	100.54	100.94
Cátions												
Na	0.89	0.87	0.86	0.86	0.87	0.86	0.89	0.87	0.86	0.86	0.85	0.85
Si	2.86	2.87	2.87	2.88	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	2.88	2.88	2.87
Al	1.14	1.13	1.13	1.12	1.13	1.13	1.11	1.12	1.13	1.12	1.12	1.13
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.13	0.12	0.13
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	5.02	5.01	5.00	5.00	5.00	5.00	5.02	5.01	4.99	5.00	4.99	4.99
Ab	86.97	86.68	86.84	86.47	86.81	86.47	88.03	86.60	86.85	86.25	87.02	86.18
Or	1.12	1.07	0.84	1.05	0.80	1.26	0.86	1.10	0.99	0.80	0.80	0.90
An	11.91	12.25	12.32	12.49	12.38	12.28	11.11	12.30	12.16	12.95	12.18	12.93

Continuação da Tabela - 03.

Oxidos	14.2C4-PL1	14.2C4-PL2	14.2C4-PL3	14.2C4-PL4	14.2C4-PL5	14.2C4-PL6	14.2C4-PL7	14.2C3-PL8	14.2C4-PL9	14.2C4-PL10
Na ₂ O	10.17	10.26	0.02	10.19	9.68	10.22	10.12	10.16	9.98	10.30
SiO ₂	65.87	65.70	99.60	65.47	65.49	65.63	66.42	65.52	65.51	65.90
Al ₂ O ₃	21.79	21.75	0.00	22.02	21.58	21.80	21.83	22.01	22.09	22.17
K ₂ O	0.21	0.21	0.01	0.21	0.20	0.19	0.19	0.17	0.23	0.16
CaO	2.65	2.55	0.01	2.69	2.09	2.71	2.64	2.65	2.68	2.66
Fe ₂ O ₃	0.08	0.06	0.00	0.12	0.08	0.09	0.03	0.02	0.22	0.03
Ba	0.08	0.07	0.00	0.08	0.09	0.01	0.03	0.07	0.00	0.00
Soma	100.85	100.58	99.65	100.77	99.21	100.64	101.24	100.61	100.72	101.23
Cátions										
Na	0.86	0.87	0.00	0.86	0.83	0.87	0.85	0.86	0.85	0.87
Si	2.88	2.88	4.00	2.86	2.90	2.87	2.88	2.87	2.87	2.87
Al	1.12	1.12	0.00	1.14	1.12	1.12	1.12	1.14	1.14	1.14
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.12	0.12	0.00	0.13	0.10	0.13	0.12	0.12	0.13	0.12
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	5.00	5.00	4.00	5.01	4.96	5.00	4.99	5.00	5.00	5.01
Ab	86.40	86.91	64.40	86.27	88.32	86.29	86.45	86.55	85.94	86.75
Or	1.18	1.15	15.75	1.15	1.17	1.07	1.06	0.97	1.30	0.86
An	12.42	11.94	19.86	12.58	10.51	12.64	12.49	12.48	12.76	12.38

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE E

Tabela 04 - Dados das análises químicas por microsonda de cristais de opacos das amostras de paleossoma (14O) e de rocha total (14-2) do Complexo Presidente Juscelino do Maciço São José de Campestre.

Óxidos	14OC1-OP2	14OC1-OP3	14OC1-OP4	14OC1-OP1	14OC1-OP2	14.2C1-OP1	14.2C1-OP2.2	14.2C1-OP2.2B	14.2C2-OP	14.2C2-OP2	14.2C1-OP1
SiO ₂	0.03	0.08	0.00	0.03	0.04	0.05	0.01	0.01	0.03	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	0.08	0.06	0.09	0.03	0.11	0.09	0.03	0.00	0.12	0.04	0.09
MgO	0.00	0.00	0.01	0.53	0.01	0.02	0.09	0.12	0.00	0.00	0.02
TiO ₂	0.10	0.06	0.03	49.12	5.34	0.02	49.21	49.45	0.07	0.71	0.02
Fe ₂ O ₃ T	100.18	99.85	100.18	48.26	93.82	99.76	45.35	46.51	98.30	98.27	99.76
CrO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00
NiO	0.04	0.00	0.00	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
ZnO	0.06	0.00	0.21	0.00	0.07	0.00	0.01	0.14	0.00	0.00	0.00
V	0.04	0.08	0.11	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
CaO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.03	0.01
MnO	0.02	0.00	0.00	0.59	0.19	0.00	2.79	2.15	0.02	0.00	0.00
Total	100.56	100.20	100.65	98.65	99.58	100.01	97.52	98.41	98.53	99.07	100.01
Cátions											
Si	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Al	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.03	0.01	0.00	0.04	0.01	0.03
Mg	0.00	0.00	0.01	0.22	0.01	0.01	0.04	0.05	0.00	0.00	0.01
Ti	0.02	0.01	0.01	10.22	1.24	0.01	10.34	10.31	0.02	0.17	0.01
Fe	23.89	23.88	23.87	11.16	22.64	23.91	10.60	10.78	23.93	23.81	23.91
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ni	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Zn	0.01	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.14	0.05	0.00	0.66	0.51	0.01	0.00	0.00
Total	23.99	23.98	23.99	21.77	24.00	23.99	21.65	21.69	23.99	24.00	23.99

Continuação da Tabela 04.

Óxidos	14.2C3-OP2	14.2C3-OP3	14.2C3-OP4	14.2C3-OP5	14.2C4-OP2	14.2C4-OP3	14.2C4-OP4
SiO ₂	0.04	0.04	0.07	0.14	0.03	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	0.07	0.14	0.05	0.12	0.14	0.02	0.11
MgO	0.03	0.01	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00
TiO ₂	0.03	0.08	0.26	0.12	0.05	0.19	0.20
Fe ₂ O ₃	98.93	100.30	99.25	99.38	99.26	99.46	101.03
CrO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
NiO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
ZnO	0.00	0.00	0.05	0.04	0.05	0.00	0.09
V	0.03	0.15	0.08	0.12	0.10	0.02	0.05
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
MnO	0.00	0.07	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	99.13	100.81	99.80	99.94	99.69	99.71	101.54
Cátions							
Si	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01
Al	0.03	0.05	0.02	0.04	0.05	0.01	0.04
Mg	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Ti	0.01	0.02	0.06	0.03	0.01	0.05	0.05
Fe	23.92	23.83	23.83	23.81	23.85	23.93	23.86
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02
V	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	23.99	23.97	23.98	23.96	23.98	24.00	23.99

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE E

Tabela 05A - Dados das análises químicas por fluorescência de raio-X das amostras do paleossoma-1 (14O), paleossoma-2 (14D), rocha total (14N), rocha total (14P), melanossoma (14G), leucossoma-2 (14M), leucossoma-1 (14J). Valores em % de peso dos óxidos.

Am	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total
14O	73.90	0.56	11.50	4.30	0.03	1.20	1.70	3.80	1.30	0.20	0.24	98.73
14-D	75.00	0.54	11.30	4.60	0.04	1.40	1.60	2.80	2.20	0.14	0.39	100.01
14N	76.70	0.57	11.90	4.10	0.04	1.00	1.80	3.70	1.60	0.20	0.07	101.68
14J	72.80	0.33	14.21	2.76	0.03	0.68	1.78	5.10	1.43	0.15	0.73	100.00
14-M	73.20	0.44	12.10	3.70	0.03	0.85	2.00	3.20	1.20	0.13	0.28	97.13
14-G	72.40	0.90	9.10	8.70	0.06	2.20	1.40	1.60	2.20	0.36	0.71	99.63
14P	75.10	0.58	11.60	4.40	0.04	1.10	1.60	3.40	2.10	0.18	0.21	100.31

APÊNDICE E

Tabela 05B - Dados das análises químicas amostras do paleossoma-1 (14O), paleossoma-2 (14D), rocha total (14N), rocha total (14P), melanossoma (14G), leucossoma-2 (14M) leucossoma-1 (14J). Valores em número de cátions calculados na base de 22 oxigênios..

Elem	IL-14O	Recalc.	IL-14D	Recalc.	IL-14N	Recalc.	IL-14P	Recalc.	IL-14G	Recalc.	IL-14M	Recalc.	Fator
Si	8.47	8.47	8.49	8.49	8.54	8.54	8.49	8.49	8.31	8.31	8.49	8.49	
Al	1.55	4.66	1.51	4.52	1.56	4.68	1.55	4.64	1.23	3.69	1.65	4.96	X3
Fe	0.37	3.71	0.39	3.92	0.34	3.43	0.37	3.75	0.75	7.51	0.32	3.23	X10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	
Mg	0.21	3.09	0.24	3.54	0.17	2.48	0.19	2.79	0.38	5.65	0.14	2.17	X15
Ca	0.21	2.09	0.19	1.94	0.21	2.15	0.19	1.95	0.17	1.73	0.25	2.53	X10
Na	0.84	4.22	0.61	3.07	0.80	3.99	0.75	3.73	0.36	1.78	0.72	3.59	X5
K	0.19	0.95	0.32	1.59	0.23	1.13	0.30	1.51	0.32	1.61	0.18	0.89	X5
Ti	0.05	0.97	0.05	0.92	0.05	0.95	0.05	0.99	0.08	1.55	0.04	0.76	X20
P	0.02	1.92	0.01	1.34	0.02	1.92	0.02	1.73	0.03	3.49	0.01	1.24	X100
PF	0.18	1.81	0.29	2.94	0.05	0.53	0.16	1.59	0.54	5.41	0.21	2.10	X10
Rb	42.90	2.15	72.79	3.64	56.49	2.82	67.52	3.78	111.11	5.55	43.69	2.18	/20
Sr	94.50	0.95	96.85	0.97	115.30	1.15	113.33	1.13	67.18	0.67	111.96	1.12	/100
Sm	11.73	5.87	11.64	5.82	11.41	5.71	11.73	5.87	14.82	7.41	9.26	4.63	/2
Nd	52.84	3.52	52.35	3.50	52.60	3.51	49.39	3.29	61.54	4.10	41.46	2.76	/15
Ba	318.00	1.59	356.00	1.78	431.00	2.16	387.00	1.94	304.00	1.52	265.00	1.33	/200
Pb	38.00	7.60	5.00	1.00	12.00	2.40	13.00	2.60	5.00	1.00	10.00	2.00	/5
Nb	24.00	4.80	18.00	3.60	21.00	4.20	22.00	4.40	31.00	6.20	16.00	3.20	/5
Th	7.00	3.50	6.00	3.00	6.00	3.00	6.00	3.00	6.00	3.00	6.00	3.00	/2
Ni	8.00	4.00	5.00	2.50	5.00	2.50	17.00	8.50	5.00	2.50	5.00	2.50	/2
Zr	403.00	5.04	402.00	5.03	390.00	4.88	428.00	5.35	759.00	9.49	308.00	3.85	/80
Y	92.30	6.15	81.00	5.40	85.00	5.67	74.70	4.98	107.00	7.13	80.50	5.37	/15
V	27.00	2.70	20.00	2.00	22.00	2.20	27.00	2.70	30.00	3.00	20.00	2.00	/10
U	1.70	1.70	0.50	0.50	1.00	1.00	1.20	1.20	1.50	1.50	0.50	0.50	
Cu	30.00	6.00	20.00	4.00	5.00	1.00	7.00	1.40	25.00	6.25	5.00	1.00	/5
Co	3.10	1.55	2.50	1.25	2.50	1.25	3.20	1.60	4.00	2.00	3.50	1.75	/2
Cr	210.00	7.00	140.00	4.67	140.00	4.67	220.00	7.33	190.00	6.33	140.00	4.67	/30
Cs	1.00	1.00	0.70	0.70	0.70	0.70	0.60	0.60	1.20	1.20	0.60	0.60	
Mo	14.00	7.00	12.00	6.00	8.00	4.00	14.00	7.00	18.00	9.00	12.00	6.00	/2
Pr	13.50	6.75	12.80	6.40	13.00	6.50	13.20	6.60	14.50	7.25	10.40	5.20	/2
Sn	5.00	5.00	3.00	3.00	4.00	4.00	4.00	4.00	5.00	5.00	3.00	3.00	
Tl	1.00	1.00	0.50	0.50	1.00	1.00	1.00	1.00	0.50	0.50	0.50	0.50	
W	3.00	3.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	3.00	3.00	2.00	2.00	
Zn	76.00	7.60	45.00	4.50	57.00	5.70	65.00	6.50	95.00	9.50	45.00	4.50	/10
Ag	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
Hf	13.00	6.50	11.00	5.50	12.00	6.00	14.00	7.00	20.00	10.00	9.00	4.50	/2
Ga	20.00	5.00	20.00	5.00	20.00	5.00	20.00	5.00	21.00	5.25	21.00	5.25	/4
Ta	1.70	1.70	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.50	1.50	1.00	1.00	

Continuação da Tabela 05B.

Elem	IL-14O	Recalc.	IL-14J	Recalc.	Fator
Si	8.47	8.47	8.22	8.22	
Al	1.55	4.66	1.89	5.68	X3
Fe	0.37	3.71	0.23	2.35	X10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.21	3.09	0.11	1.72	X15
Ca	0.21	2.09	0.22	2.15	X10
Na	0.84	4.22	1.12	5.59	X5
K	0.19	0.95	0.21	1.03	X5
Ti	0.05	0.97	0.03	0.56	X20
P	0.02	1.92	0.01	1.43	X100
PF	0.18	1.81	0.55	5.50	X10
Rb	42.90	2.15	40.60	2.03	/20
Sr	94.50	0.95	117.83	1.18	/100
Sm	11.73	5.87	8.68	4.34	/2
Nd	52.84	3.52	40.57	2.70	/15
Ba	318.00	1.59	297.00	1.49	/200
Pb	38.00	7.60	0.00	0.00	/5
Nb	24.00	4.80	17.00	3.50	/5
Th	7.00	3.50	0.00	0.00	/2
Ni	8.00	4.00	6.00	3.00	/2
Zr	403.00	5.04	244.00	3.05	/80
Y	92.30	6.15	47.00	3.13	/15
V	27.00	2.70	0.00	0.00	/10
U	1.70	1.70	0.00	0.00	

Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante o desenvolvimento dos processos de migmatização – Trindade, I.R.

APÊNDICE E

Tabela 06 - Dados dos elementos terras raras analisados por ICP-MS das amostras do paleossoma-1 (14O), paleossoma-2 (14D), rocha total (14N) rocha total (14P), melanossoma (14G), leucossoma-2 (14M), leucossoma-1 (14J). Valores dos elementos em ppm.

amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu/Eu*	LaN/YbN	LaN/SmN	TbN/YbN
IL-14O	48.90	103.50	13.50	54.00	12.90	3.40	14.40	2.60	15.80	3.60	10.20	1.60	10.20	1.50	0.763	3.44	2.45	1.16
IL-14D	49.00	102.00	12.80	53.00	12.10	3.10	20.00	2.30	14.00	2.90	8.40	1.20	7.60	1.10	0.609	4.62	2.61	1.38
IL-14N	48.90	104.50	13.00	53.30	12.50	3.30	13.70	2.40	14.80	3.20	9.30	1.40	8.00	1.20	0.771	4.38	2.53	1.36
IL-14P	47.50	100.50	13.20	53.10	12.40	3.10	13.70	2.30	13.80	2.90	8.00	1.10	6.40	0.90	0.727	5.32	2.47	1.63
IL-14G	51.00	109.50	14.50	62.00	15.90	2.50	21.00	3.10	18.70	3.80	11.20	1.60	10.70	1.60	0.418	3.42	2.07	1.32
IL-14M	42.00	84.50	10.40	42.00	9.80	2.80	21.00	2.10	13.60	2.90	8.60	1.30	7.90	1.10	0.597	3.81	2.77	1.21
IL-14J	38.10	83.70		40.57	8.69	2.41	8.88		8.65		5.34		4.06	0.68	0.839	6.70	2.83	