



**Universidade
Federal
de Pernambuco**

Centro de Tecnologia
Pós-Graduação em Geociências

RIELVA SOLIMAIRY CAMPELO DO NASCIMENTO

TESE DE DOUTORADO

***Quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aplicada
a mámorens da Faixa Seridó (NE do Brasil):
implicações geotectônicas e paleoambientais***

Av. Acadêmico Hélio Ramos, s/n Cidade Universitária
CEP 50740-530 - Recife - PE - Brasil
Fone: 81 3271- 8902 Fone/fax: 81 3271-8726

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

TESE DE DOUTORADO

**QUIMIOESTRATIGRAFIA DE $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ E $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ APLICADA À MÁRMORES DA
FAIXA SERIDÓ, PROVINCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES
GEOTECTÔNICAS E PALEOAMBIENTAIS**

Autora:

Rielva Solimairy Campelo do Nascimento

Orientador:

Alcides Nóbrega Sial

Co-orientador:

Emanuel Ferraz Jardim de Sá

Recife, maio de 2002

RIELVA SOLIMAIRY CAMPELO DO NASCIMENTO
Geóloga, Mestre, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 1998

**QUIMIOESTRATIGRAFIA DE $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ E $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ APLICADA À MÁRMORES DA
FAIXA SERIDÓ, PROVINCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES
GEOTECTÔNICAS E PALEOAMBIENTAIS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, em 28 de maio de 2002, em preenchimento parcial à obtenção do grau de Doutor em Geociências, área de concentração Petrologia, Litogeoquímica e Evolução Crustal.

“O homem se torna muitas vezes o que ele próprio acredita que é. Se insisto em repetir para mim mesmo que não posso fazer uma determinada coisa, é possível que acabe me tornando realmente incapaz de fazê-la. Ao contrário, se tenho a convicção de que posso fazê-la, certamente adquirirei a capacidade de realizá-la, mesmo que não a tenha no começo.”

Mahatma Gandhi

Dedico este trabalho as pessoas que sempre me fizeram lembrar do que sou capaz, mesmo quando tinha esquecido...

A meus pais, Antônio e Severina, pelas lições diárias;

Aos meus irmãos Fátima, Tereza, Alessandro e João (*in memoriam*) pelo incentivo constante;

A Jair *“simplesmente divino e maravilhoso”*;

A Sara, pelas inúmeras vezes que não pude buscá-la na escola, colocá-la pra dormir, contar uma estória...

Aos meus pais adotivos, Santana e Aurino (sogros);

Aos amigos.

AGRADECIMENTOS

Agradecer é antes de tudo expressar o reconhecimento a ajuda recebida. Ajuda essa manifestada em todos os momentos do desenvolvimento deste trabalho, tanto no lado científico quanto pessoal. Registro aqui os meus sinceros agradecimentos às instituições, professores, pesquisadores e amigos que contribuíram ao longo do desenvolvimento destes trabalho, em especial:

A CAPES pela concessão de bolsa sem a qual não poderia me dedicar a esta pesquisa;

A UFPE, Programa de Pós-Graduação em Geociências e NEG-LABISE por toda a infra-estrutura necessária ao desenvolvimento deste trabalho;

A UFRN, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, pela ajuda no desenvolvimento dos trabalhos de campo;

Ao Prof. Alcides Nóbrega Sial, por me apresentar e guiar no mundo, até então desconhecido, da geoquímica de isótopos estáveis. A compreensão, incentivos, paciência e amizade construída ao longo desses anos.

Ao Prof. Emanuel Ferraz Jardim de Sá, pela indicação para esta pesquisa, colaboração nos trabalhos de campo e pelos anos de trabalhos dedicado a Faixa Seridó.

A Profa. Walderez P. Ferreira pelo esmero e cuidado na realização das análises de rocha total. A Gilza Maria de Santana e Vilma Sobral Bezerra (NEG-LABISE) pela atenção, paciência e cuidados nas análises isotópicas de C e O.

Ao Prof. Márcio Martins Pimentel (UnB) pela disponibilidade do Laboratório de Geocronologia para realização das análises isotópicas de Sr. A Simone Maria Gioia pela paciência, orientação e acolhida no Laboratório de Geocronologia da UnB. Aos Profs. José Carlos Gaspar e Cesár Ferreira Filho pela utilização da Microsonda Eletrônica e ao técnico Onésio Rodrigues Nunes pela disponibilidade de todas as horas.

Aos amigos: Ivaldo Rodrigues da Trindade por todos estes anos de amizade, carinho, respeito e preocupação. A ajuda indispensável no trabalho de campo, discussões científicas e incentivo, mesmo a distância, para a finalização deste trabalho. A Roberta Galba Brasilino, pelo convívio harmonioso, pacífico e tão prazeroso, pela paciência, respeito e amizade. A Silvana Diene Souza Barros, amiga de longos anos, pelo carinho sempre constante, atenção e companherismo. Gilza M. de Santana pela amizade, sinceridade e disponibilidade em ouvir após um dia estressante. Victor Hugo dos Santos , Silvana de Carvalho Melo, Maria de Fatima Brizant, Isaías Barbosa da Silva e André Luiz Carneiro da Cunha, pelo acolhimento carinhoso, sincero e amigo. Aos Profs. Sérgio Pacheco Neves e Jose Maurício Rangel, por ultrapassarem os ensinamentos científicos, pelo caráter, ética, exemplo e amizade.

A Romana Araújo pelo carinho, amor e dedicação dispensados a Sara.

A todos o meu MUITO OBRIGADO.

Estudos quimioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ têm fornecido excelentes resultados em terrenos Precambrianos, onde a deformação e ausência de marcadores bioestratigráficos dificultam o empilhamento e correlação entre os estratos. Através da correlação com *trends* de variação secular dos oceanos, as idades de deposição de carbonatos marinhos, submetidos a variados fácies metamórficos, vêm sendo determinada.

A idade dos metassedimentos da Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) tem sido discutida por mais de três décadas. Enquanto algumas pesquisas, fundamentadas principalmente em estudos estruturais, assumem idade Paleoproterozóica, estudos radiométricos levantam a possibilidade de uma idade Neoproterozóica. Com o objetivo de contribuir para a elucidação deste problema foi feito um estudo detalhado das flutuações de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em mármore intercalados no Grupo Seridó, em diversas porções da Faixa Seridó.

Na Formação Jucurutu, base do Grupo Seridó, os intervalos de $\delta^{13}\text{C}$ demonstram a existência de três níveis estratigráficos distintos: (i) mármore basais com $\delta^{13}\text{C}$ entre +8,3 a +11,8‰_{PDB} (cidades de Jucurutu - JUC, Ipueira - IP, e entre as cidade de Caicó-Jardim do Seridó - CAIJAR e Várzea-São João do Sabugi - VSJS); (ii) mármore intermediários com $\delta^{13}\text{C}$ de +6,7 a +8,7‰_{PDB} (localidade de Almino Afonso - AF) e (iii) mármore superiores com +0,7 a +3,8‰_{PDB} (cidade Messias Targino e São Rafael - MT e SRF respectivamente).

Os mármore basais são constituídos por calcita ($\text{CaCO}_3 > 96\%$, $\text{MgCO}_3 < 3\%$) com anfibólio (tremolita, edenita e Mg-horblenda), flogopita, quartzo e opacos como acessórios. Próximo ao contato com o paragneisses os mármore exibem valores de $\delta^{13}\text{C} < 8,3\%$ _{PDB}, maior abundância de silicatos, e modificações na composição da rocha total (aumento da razão Mg/Ca, SiO_2 e diminuição de Sr) e diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. A correlação entre os isótopos de C e O, e razões Mn/Sr e Mg/Ca, indicam *trends* de alteração isotópica por reações de descarbonatação.

O perfil Almino Afonso representa as intercalações estratigraficamente intermediárias da Formação Jucurutu. Mineralogicamente é bastante similar aos mármore imediatamente inferiores, com calcita ($\text{CaCO}_3 > 97\%$, $\text{MgCO}_3 < 0,6\%$), tremolita, flogopita, quartzo, opacos e wollastonita ($\text{Wo} > 99\%$ - amostras sem anfibólio e mica). O desenvolvimento da wollastonita é associada à percolação de fluido residuais magmáticos provenientes do granito Umarizal. Nos mármore com wollastonita a composição de $\delta^{13}\text{C}$ é negativo ou inferior a +6,7‰_{PDB}, é registrado um aumento da razão Mg/Ca e de SiO_2 , e diminuição do teor de Sr. O caráter alterado das amostras é demonstrado nas correlações entre os isótopos de C e O, Mn/Sr, Mg/Ca, CaO através da definição de *trends* de alteração.

Os mármore estratigraficamente superiores da Formação Jucurutu, apresentam diferenças texturais e mineralógicas marcante. O perfil MT é constituído essencialmente por calcita ($\text{CaCO}_3 < 97\%$ e $\text{MgCO}_3 < 0,3\%$) e subordinadamente wollastonita ($\text{Wo} < 50\%$; $\text{En} < 49\%$; $\text{Fs} < 1,3$) e dolomita. O perfil SRF apresenta em proporções variáveis calcita ($\text{CaCO}_3 > 93\%$, $\text{MgCO}_3 < 4\%$), dolomita ($\text{CaCO}_3 \cong 55\%$, $\text{MgCO}_3 \cong 44\%$), anfibólio (tremolita, Mg-horblenda, edenita), mica, quartzo e opacos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são extremamente homogêneos no perfil MT (+2,3 a +3,7‰_{PDB}) e variáveis no perfil SRF (-8,9 a

+3,8‰PDB) em consequência da percentagem de silicatos e da razão calcita/dolomita nas amostras. A avaliação do grau de alteração por parâmetros geoquímicos, permitiram identificar como potencialmente alteradas amostras com $\delta^{13}\text{C} < 0,7\text{‰PDB}$.

As intercalações de mármore basais da Formação Seridó, apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +8,9 a +10,7‰PDB. São mármore constituídos por calcita ($\text{CaCO}_3 > 92\%$, $\text{MgCO}_3 < 5\%$), com anfibólio (tremolita), flogopita, quartzo, opacos e sillimanita como acessórios. Um decréscimo progressivo de $\delta^{13}\text{C}$ (+7,5 a +4,4‰PDB) e aumento da percentagem de silicatos, marca o contato basal com o micaxisto. Essas feições em conjunto com a diminuição da razão Mg/Ca, aumento de SiO_2 e diminuição do Sr, caracterizam a presença de reações de descarbonatação e alteração isotópica das amostras. As correlação entre os isótopos de C, O e Mn/Sr, Mg/Ca e CaO confirmam as modificações isotópicas de C, via reação de descarbonatação.

Valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ marcam as intercalações estratigraficamente superiores da Faixa Seridó. São mármore extremamente homogêneos, constituídos apenas por calcita ($\text{CaCO}_3 > 97\%$, $\text{MgCO}_3 < 2\%$) e flogopita (+ dolomita no perfil CM). Os mármore do perfil SCM, por suas características essencialmente monominerálicas, não mostram oscilações na composição da rocha total rochas, em contrapartida, fortes oscilações na razão Mg/Ca são observados no perfil CM em consequência de variações na proporção calcita-dolomita. A dispersão nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ no perfil CM, quando observados alguns parâmetros geoquímicos, aponta para uma alteração gradativa dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nas amostras desse perfil.

A similaridade entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ na Formação Jucurutu e Seridó, indicam um período de contemporaneidade entre a sedimentação destas formações, o que inviabiliza a proposta de um hiato de tempo entre as mesmas. Comparado-se a composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ dos mármore da Faixa Seridó com curvas disponíveis na literatura, a idade de sedimentação do Grupo Seridó estaria no intervalo máximo de 640 a 573 Ma ou no intervalo mínimo de 590 a 573 Ma. Esta idade é corroborada pela quimioestratigrafia de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, realizada em uma lente de cada nível estratigráfico das Formações Jucurutu e Seridó, apresentam valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0,7074 e 0,7077, típico do Neoproterozóico. Estes valores são concordantes com idades de zircões detríticos da Formação Seridó (< 650 Ma) e com o plutonismo granítico brasileiro (555 a 517 Ma).

Uma idade Neoproterozóica para as supracrustais da Faixa Seridó, contraria a proposta de uma evolução policíclica. Associações petrotectônicas, indicam que as formações Jucurutu e Equador depositaram-se num ambiente do tipo rift continental, enquanto que os metatubiditos da Formação Seridó, estariam relacionados a um ambiente tectonicamente ativo, marcando pela inversão da bacia. A reativação dos empurrões por transcorrências marcaria final do ciclo brasileiro na Faixa Seridó. O plutonismo granítico teria se iniciado na fase contracional e continuado até a fase transcorrente.

The application of C, O, S, Sr and Nd isotopes chemostratigraphic studies have provided excellent results in Precambrian terrains, where deformation and absence of biostratigraphic markers pose difficulties in correlating strata. Comparison of isotopic chemostratigraphic profiles with the respective secular isotope variation trends of the ocean, have allowed to infer ages of deposition of marine carbonates, submitted to different degree of metamorphism.

The age of metasediments of the Seridó group have been discussed for over three decades. While some structural studies have assumed a possible Paleoproterozoic age for this Group, radiometric studies point to a probable Neoproterozoic age. With the scope of contributing to unravel this problem, a detailed study of fluctuations of C, O isotopes and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in marbles interlayered within metasediments of this Group, has been done.

In the Jucurutu Fm., $\delta^{13}\text{C}$ fluctuations demonstrate the existence of three stratigraphic levels: (i) basal marbles with $\delta^{13}\text{C}$ between +8.3 to +11.8‰_{PDB} (near Jucurutu town - JUC, Ipueira - IP, and between the towns of Caicó-Jardim do Seridó - CAIJAR and Várzea-São João do Sabugi - VSJS); (ii) intermediate marbles with $\delta^{13}\text{C}$ from +6.7 to +8.7‰_{PDB} (Almino Afonso locality - AF) and (iii) upper marbles with +0.7 to +3.8‰_{PDB} (Messias Targino and São Rafael towns – respectively MT and SRF).

The basal marbles are constituted by calcite ($\text{CaCO}_3 > 96\%$, $\text{MgCO}_3 < 3\%$) with amphibole (tremolite, edenite and Mg-hornblende), phlogopite, quartz and opaques as accessory phases (olivine and diopside appear as accessory phases in the profile IP and dolomite, in the profile VSJS). The mineral chemistry, by means of substitution vectors, indicate the introduction of Mg in the structure of calcites by exchange with paragnisses, and the configuration of the vectors of the plagioclase type and glaucophane in the amphiboles, pyroxenes and mica, indicate metamorphism of low pressure for the marbles. Next to the contact with paragnisses, marbles exhibit $\delta^{13}\text{C}$ values $< 8,3\text{‰}_{\text{PDB}}$, greater abundance of silicates, and modifications in the composition of the whole rock (increase of the Mg/Ca ratio, SiO_2 and decrease of Sr) and lowering of the $\delta^{18}\text{O}$ values. The correlation between C and O isotopes and Mn/Sr and Mg/Ca ratios, indicate trends of isotopic alteration by decarbonation reactions.

The Almino Afonso profile represent the intercalations of marbles, stratigraphically intermediate, in the Jucurutu Fm.. Mineralogically, they are very similar to the marbles, stratigraphically below, with calcite ($\text{CaCO}_3 > 97\%$, $\text{MgCO}_3 < 0,6\%$), tremolite, phlogopite, quartz, opaques and wollastonite ($\text{Wo} > 99\%$ -samples without amphibole or mica). The development of wollastonite is associated to the percolation of residual magmatic fluids from the Umarizal granite, also evidenced by the presence of nodules and intercalations of calc-silicate rocks. In the marbles with wollastonite, $\delta^{13}\text{C}$ is negative or lower than +6.7‰_{PDB}; an increase of the Mg/Ca ratio and SiO and decrease of Sr, is recorded. The status of alteration of the samples is reflected in the correlations between C and O isotopes, Mn/Sr, Mg/Ca, CaO that confirm alteration trends.

The upper marbles of the Jucurutu Fm. present important textural and mineralogical differences. The MT profile is essentially constituted by calcite ($\text{CaCO}_3 < 97\%$ e $\text{MgCO}_3 < 0.3\%$) and subordinate wollastonite ($\text{Wo} < 50\%$; $\text{En} < 49\%$; $\text{Fs} < 1.3$) and dolomite. The SRF profile exhibits, in variable

proportions, calcite ($\text{CaCO}_3 > 93\%$, $\text{MgCO}_3 < 4\%$), dolomite ($\text{CaCO}_3 \cong 55\%$, $\text{MgCO}_3 \cong 44\%$), amphibole (tremolite, Mg-hornblende, edenite), mica, quartz and opaques. The $\delta^{13}\text{C}$ values are extremely homogenous in the MT profile (+2.3 to +3.7‰_{PDB}) and fluctuates vigorously in the SRF profile (−8.9 to +3.8‰_{PDB}) in consequence of the presence of silicates and calcite/dolomite ratios of the samples. The assessment of the alteration degree of samples using geochemical parameters, allowed to identify potentially altered samples, as those with $\delta^{13}\text{C} < 0.7\%$ _{PDB}.

Basal marbles of the Seridó Fm. present $\delta^{13}\text{C}$ values between +8.9 and +10.7‰_{PDB}. They are marbles constituted by calcite ($\text{CaCO}_3 > 92\%$, $\text{MgCO}_3 < 5\%$), with amphibole (tremolite), phlogopite, quartz, opaques and sillimanite as accessory phases. A progressive lowering of $\delta^{13}\text{C}$ (+7.5 to +4.4‰_{PDB}) and increase in the amount of silicates mark the basal contact with the micaschist. Altogether these features associated to decrease of the Mg/Ca ratio, increase of SiO_2 and decrease of Sr, characterize the presence of decarbonation reactions and isotopic alteration of the samples. The correlation between C, O isotopes and Mn/Sr, Mg/Ca and CaO confirm the isotopic modifications of C by decarbonation reaction.

Negative values of $\delta^{13}\text{C}$ mark the upper intercalations of the Seridó Belt. They are marbles extremely homogeneous, constituted only by calcite ($\text{CaCO}_3 > 97\%$, $\text{MgCO}_3 < 2\%$) and phlogopite (+ dolomite in the CM profile). The marbles of the SCM profile, due to their essentially monomineralic characteristics, do not display important oscillations in the composition of the whole rocks. However, strong oscillations in the Mg/Ca ratios are observed in the CM profile in consequence of the variations in the calcite-dolomite proportion. The dispersion in the $\delta^{13}\text{C}$ values in the CM profile, when some geochemical parameters are taken into account, point to a gradational alteration of the $\delta^{13}\text{C}$ values in the samples of this profile.

The similarity of the $\delta^{13}\text{C}$ values of the Jucurutu and Seridó Fms. suggest a contemporaneous sedimentation, and this rules out the hypothesis of a depositional hiatus between the two. Comparing the isotopic composition of $\delta^{13}\text{C}$ of the Seridó Belt marbles with C isotope curves available in the literature, the Seridó Group sedimentation occurred within a maximum interval of 640 to 573 Ma or within a minimum interval of 590 to 573 Ma. This age is corroborated by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chemostratigraphic profiles carried out in a lens of each stratigraphic level of the Jucurutu and Seridó Formations. They present $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values from 0.7074 to 0.707, a typical behavior of Neoproterozoic carbonates. These values are in agreement with ages obtained for detrital zircons of the Seridó Fm. (< 650 Ma) and with the Brasiliano-age granitic plutonism in this belt (555 to 517 Ma).

A Neoproterozoic age for the supracrustals of the Seridó Belt is in disagreement with a polycyclic evolution. Petrotectonic associations indicate that the Jucurutu and Equador Fms. were deposited in a continental rift environment, while metatubidites of the Seridó Fm., were related to a tectonically active environment, marked by the inversion of the basin. The reactivation of the thrusts by transcurrency recorded the final stages of the Brasiliano cycle in the Seridó Belt. The granitic plutonism initiated in the contractional stage and continued up to the transcurrent one.

| | |
|--|-----------|
| CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO E OBJETIVOS | 1 |
| CAPÍTULO II – A PROVÍNCIA BORBOREMA | 3 |
| CAPÍTULO III – A FAIXA SERIDÓ | 7 |
| CAPÍTULO IV – QUIMIOESTRATIGRAFIA DE $\delta^{13}\text{C}$ E $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 11 |
| 4.1 – FUNDAMENTOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS | 11 |
| 4.1.1 – Carbono..... | 11 |
| 4.1.2 – Oxigênio | 13 |
| 4.1.3 – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 14 |
| 4.2 – MODIFICAÇÕES NA ASSINATURA ISOTÓPICA | 15 |
| 4.2.1 – Diagênese | 16 |
| 4.2.2 – Deformação e metamorfismo..... | 19 |
| 4.3 – METODOLOGIA | 21 |
| CAPÍTULO V – OS MÁRMORES DA FAIXA SERIDÓ | 25 |
| 5.1 – MÁRMORES DA FORMAÇÃO JUCURUTU | 26 |
| 5.1.1 - Perfis Jucurutu (JUC e JUC-A) | 26 |
| 5.1.2 - Perfil São Rafael (SRF)..... | 33 |
| 5.1.3 - Perfil Caicó - Jardim do Seridó (CAIJAR)..... | 40 |
| 5.1.4 - Perfil Várzea – São João do Sabugi (VSJS)..... | 44 |
| 5.1.5 - Perfil Ipueira (IP) | 50 |
| 5.1.6 - Perfil Almino Afonso..... | 56 |
| 5.1.7 - Perfil Messias Targino..... | 61 |
| 5.2 – MÁRMORES DA FORMAÇÃO SERIDÓ | 65 |
| 5.2.1 – Perfil São Mamede (SAM)..... | 65 |
| 5.2.2 – Perfis Serra do Cruzeiro da Maniçoba (CM e SCM)..... | 70 |
| CAPÍTULO VI – QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DE $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ E $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ NOS MÁRMORES DA FAIXA SERIDÓ | 79 |
| 6.1 – ASSINATURA ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}$ E $\delta^{18}\text{O}$ DOS MÁRMORES INTERCALADOS NA FM. JUCURUTU | 79 |
| 6.1.1 – Lentes Jucurutu e São Rafael (porção N da Faixa Seridó) | 79 |

| | |
|---|------------|
| 6.1.2 – Lentes Caicó – Jardim do Seridó, Várzea - São João do Sabugi e Ipueira (porção S da Faixa Seridó) | 85 |
| 6.1.3 – Lentes Almino Afonso e Messias Targino (porção W da Faixa Seridó)..... | 90 |
| 6.2 – ASSINATURA ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}$ E $\delta^{18}\text{O}$ DOS MÁRMORES INTERCALADOS NA FM. SERIDÓ..... | 94 |
| 6.2.1- Perfil São Mamede (porção cento-sul da Faixa Seridó) | 94 |
| 6.2.2- Perfis Serra do Cruzeiro da Maniçoba e Cruzeiro da Maniçoba (porção central da Faixa Seridó)..... | 96 |
| 6.3 – ASSINATURA ISOTÓPICA DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ DOS MÁRMORES DA FAIXA SERIDÓ..... | 98 |
| CAPÍTULO VII – RECONSTRUÇÕES PAELOAMBIENTAIS E IDADE DE SEDIMENTAÇÃO DOS MÁRMORES DA FAIXA SERIDÓ | 101 |
| 7.1 – PALEOAMBIENTE PARA SEDIMENTAÇÃO DOS METASSEIMNTOS DA FAIXA SERIDÓ..... | 101 |
| 7.2 – IDADE DE SEDIMENTAÇÃO DOS MÁRMORES JUCURUTU..... | 102 |
| 7.3 – OS VALORES NEGATIVOS DE $\delta^{13}\text{C}$ NOS MÁRMORES SERIDÓ | 108 |
| CAPÍTULO VIII – CONTEXTO GEOTECÔNICO E CONCLUSÕES..... | 111 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 115 |

LISTA DE FIGURAS

Página Nº

| | |
|--|----|
| Figura 2.1 – Esboço tectono-estratigráfico da Província Borborema. Modificado de Jardim de Sá (1994)..... | 5 |
| Figura 3.1 – Mapa simplificado da Faixa Seridó segundo Jardim de Sá (1994)..... | 7 |
| Figura 4.1 – Ciclo do carbono mostrando fluxos e composição isotópica. (Kump 1991)..... | 12 |
| Figura 4.2 – Curva de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ para carbonatos marinhos de idade de 2.5 até o presente. Copilado de Hoffman et al. 1998 e Kha et al. (1999). | 13 |
| Figura 4.3 – Evolução isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar durante o Fanerozóico, segundo Veizer et al. (1997)..... | 15 |
| Figura 4.4 - Fluxograma de análises petrológicas e geoquímicas utilizado no estudo de carbonatos Neoproterozóios (Kaufmam and Knoll, 1995)..... | 17 |
| Figura 4.5 – Correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (A) e $\delta^{13}\text{C}$ e Mn/Sr (B) para amostras da Naníbia, Austrália e Savalbard (Derry et al 1992). | 18 |
| Figura 4.6 – Correlação entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Mn/Sr (A) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (B) para amostras da Naníbia, Austrália e Savalbard (Derry et al 1992). | 19 |
| Figura 4.7 – Correlações geoquímicas utilizadas por Melezhik et al (2001) em mármores do Sokumfjell Group (leste da Noruega) visando a seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 20 |
| Figura 4.8 – Fluxograma ilustrando as etapas desenvolvidas nesta pesquisa..... | 21 |
| Figura 4.9 – Esquema ilustrando a coleta das amostras -..... | 22 |
| Figura 4.10 – (A) tubo de reação utilizado nas análises de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em material carbonático; (B) esquema da linha de extração de carbonatos em operação no Laboratório de Isótopos Estáveis da UFPE - LABISE. | 23 |
| Figura 5.1 – Mapa simplificado da Faixa Seridó (modificado de Jardim de Sá 1994), mostrando a localização geográfica e geológica (representadas pelos números circulados) das lentes de mármores amostradas neste trabalho,..... | 25 |
| Figura 5.2 – Mapa simplificado da Região de Jucurutu e São Rafael (modificado de Jardim de Sá 1994), destacando a localização dos perfis realizados..... | 26 |
| Figura 5.3 – Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) das calcitas do perfil Jucurutu..... | 27 |
| Figura 5.4 – Classificação dos anfibólios do perfil Jucurutu, segundo Leake et al. (1997)..... | 29 |
| Figura 5.5 – Diagrama de variação composicional por fórmula unitária (pfu) para os anfibólios do perfil Jucurutu. | 30 |
| Figura 5.6 – Composição das micas do perfil Jucurutu (amostra JUC-33). Modificado de Deer et al. 1966. | 31 |
| Figura 5.7 – Diagrama de variação composicional (pfu) para as micas do perfil Jucurutu (amostra JUC-33). | 31 |
| Figura 5.8 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármores do perfil JUC..... | 33 |
| Figura 5.9 – Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) das calcitas e dolomitas do perfil São Rafael. | 35 |
| Figura 5.10 – Classificação dos anfibólios do perfil São Rafael, segundo Leake et al. (1997)..... | 35 |
| Figura 5.11 – Diagrama de variação composicional (pfu) para os anfibólios do perfil São Rafael. | 37 |
| Figura 5.12 – Composição das micas do perfil São Rafael. Modificado de Deer et al. 1966. | 37 |
| Figura 5.13 – Diagrama de variação composicional (pfu) para as micas do perfil São Rafael. | 37 |
| Figura 5.14 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármores do São Rafael. | 40 |
| Figura 5.15 – Mapa simplificado da Região de Caico – Jardim do Seridó (modificado de Jardim de Sá 1994), destacando a localização do perfil CAIJAR..... | 41 |
| Figura 5.16 – Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) das calcitas do perfil CAIJAR..... | 42 |
| Figura 5.17 – Composição das micas do perfil CAIJAR. Modificado de Deer et al. 1966. | 42 |
| Figura 5.18 – Diagrama de variação composicional (pfu) para as micas do perfil CAIJAR..... | 43 |
| Figura 5.19 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármores do CAIJAR..... | 43 |
| Figura 5.20 – Mapa simplificado da Região de São João do Sabugi – Várzea – São Mamede, destacando a localização dos perfis VSJS, Ipueira (IP) e SAM (modificado de Jardim de Sá 1994)..... | 45 |
| Figura 5.21 – Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) das calcitas do perfil VSJS..... | 47 |

| | |
|---|----|
| Figura 5.22 –Classificação dos anfibólitos do perfil Várzea – São João do Sabugi, segundo Leake et al. (1997) | 48 |
| Figura 5.23 – Diagrama de variação composicional (pfu) para os anfibólitos do perfil Várzea - São João do Sabugi..... | 48 |
| Figura 5.24 Composição das micas do perfil Várzea – São João do Sabugi. Modificado de Deer et al. 1966 | 49 |
| Figura 5.25– Diagrama de variação composicional (pfu) para as flogopitas do perfil Várzea - São João do Sabugi..... | 49 |
| Figura 5.26– Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármores do VSJS. | 50 |
| Figura 5.27– Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) das calcitas do perfil Ipueira. | 52 |
| Figura 5.28 –Classificação dos anfibólitos da lente Ipueira, segundo Leake et al. (1997)..... | 52 |
| Figura 5.29 – Diagrama de variação composicional (pfu) para os anfibólitos da lente Ipueira..... | 53 |
| Figura 5.30 – Classificação dos clinopiroxênios da lente Ipueira segundo Morimoto (1988)..... | 54 |
| Figura 5.31 – Diagrama de variação composicional (pfu) para os piroxênio da lente Ipueira. | 54 |
| Figura 5.32 – Composição das micas da lente Ipueira. Modificado de Deer et al. 1966..... | 54 |
| Figura 5.33 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármores do Ipueira. | 56 |
| Figura 5.34 – Mapa simplificado da Região de Almino Afonso e Messias Targino, modificado de Jardim de Sá (1994), | 57 |
| Figura 5.35 – Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) das calcitas da lente Almino Afonso..... | 58 |
| Figura 5.36 – Classificação dos anfibólitos da lente Ipueira, segundo Leake et al. (1997)..... | 58 |
| Figura 5.37 – Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) dos anfibólitos da lente Almino Afonso..... | 58 |
| Figura 5.38 – Classificação dos clinopiroxênios da lente Almino Afonso, segundo Morimoto (1988). | 60 |
| Figura 5.39 – Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) dos piroxênios da lente Almino Afonso..... | 60 |
| Figura 5.40 – Composição das micas da lente Almino Afonso. Modificado de Deer et al. 1966..... | 60 |
| Figura 5.41 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármores da lente Almino Afonso..... | 61 |
| Figura 5.42 – Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) dos piroxênios da lente Messias Targino..... | 63 |
| Figura 5.43 – Diagramas de variação composicional (pfu) para os clinopiroxênios da lente Messias Targino. | 63 |
| Figura 5.44 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármores da lente Messias Targino. | 63 |
| Figura 5.45 - Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) das calcitas da lente SAM. | 67 |
| Figura 5.46 – Classificação dos anfibólitos da lente SAM, segundo Leake et al. (1997) | 67 |
| Figura 5.47 - Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) dos anfibólitos da lente SAM. | 67 |
| Figura 5.48 - Composição das micas da lente Almino Afonso. Modificado de Deer et al. 1966..... | 68 |
| Figura 5.49 - Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) das flogopitas da lente SAM. | 69 |
| Figura 5.50 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármores da lente SAM. | 70 |
| Figura 5.51 – Mapa simplificado da região da Serra do Cruzeiro da Maniçoba, com destaque a localização do perfil SCM (modificado de Jardim de Sá, 1994)..... | 71 |
| Figura 5.52 - Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) das calcitas da lente SCM e CM..... | 71 |
| Figura 5.53 - Composição das micas da lente SCM. Modificado de Deer et al. 1966..... | 73 |
| Figura 5.54 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármores da lente CM (A) e SCM(B)..... | 74 |
| Figura 6.1 – Perfis com composição isotópica de O e C, alguns óxidos em % de rocha total (% wt) e Sr em ppm, para as os mármores do Perfil JUC e JUC-A. | 81 |
| Figura 6.2 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármores dos perfis JUC e JUC-A, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas indicam os trends de alteração..... | 83 |
| Figura 6.3 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as os mármores do Perfil SRF..... | 84 |
| Figura 6.4 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármores do perfil SRF, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas indicam os trends de alteração..... | 84 |
| Figura 6.5 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as os mármores do Perfil CAIJAR. | 85 |
| Figura 6.6 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármores do perfil CAIJAR, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas indicam os trends de alteração..... | 86 |
| Figura 6.7 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt),e Sr (ppm), para as os mármores do Perfil VSJS..... | 87 |

| | |
|--|-----|
| Figura 6.8 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil VSJS, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas indicam os trends de alteração e losangos em preto representam as amostras consideradas alteradas nas figuras A,B,C e F. | 88 |
| Figura 6.9 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as os mármore do Perfil Ipueira. | 89 |
| Figura 6.10 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil Ipueira, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. | 90 |
| Figura 6.11 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as os mármore do Perfil Almino Afonso. | 91 |
| Figura 6.12 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil Almino Afonso, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas definem trends de alteração isotópica. | 91 |
| Figura 6.13 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as os mármore do Perfil Messias Targino. | 93 |
| Figura 6.14 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil Almino Afonso, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas definem trends de alteração isotópica. | 93 |
| Figura 6.15 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as os mármore do Perfil São Mamede. | 95 |
| Figura 6.16 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil São Mamede, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas definem trends de alteração isotópica. | 95 |
| Figura 6.17 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as os mármore do Perfil SCM (superior) e CM (inferior). | 97 |
| Figura 6.18 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil Serra do Cruzeiro da Maniçoba e Cruzeiro da Maniçoba, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas definem trends de alteração isotópica. | 98 |
| Figura 6.19 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do Grupo Seridó para seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 99 |
| Figura 7.1 – Variação secular em $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) de carbonatos de 2,5 Ga ao presente. Modificado de Hoffman et al. (1998), com o Neoproterozóico segundo Kha et al. (1994). | 103 |
| Figura 7.2 – Trends globais da variação de $\delta^{13}\text{C}$ durante o Neoproterozóico. Curva da esquerda, segundo Hoffman et al. (1998), e direita, Azmy et al (2001), com principais eventos glaciais. e correlação com os mármore estudados. | 104 |
| Figura 7.3 – Relações estratigráficas da Faixa Seridó, segundo Jardim de Sá (1994) | 106 |
| Figura 7.4 – Trends globais da variação de $\delta^{13}\text{C}$ (A) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (B) para Neoproterozóico, segundo Hoffman et al. (1998) em (A), Azmy et al (2001) e Melezhik et al (2001) em (B) e correlação com os mármore estudados | 107 |
| Figura 8.1 – Seção esquemática ilustrando a desenvolvimento de faixas orogênicas no final do Proterozóico, adotando um modelo tectônico pré-ciclo de Wilson. | 114 |

LISTA DE TABELAS

| | Página Nº |
|---|-----------|
| Tabela 5.1 – Análises de calcitas do perfil Jucurutu, realizadas por microsonda eletrônica na UnB. | 28 |
| Tabela 5.2 – Análises químicas de anfibólios da lente Jucurutu (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios). | 29 |
| Tabela 5.3 – Análises químicas de micas da lente Jucurutu (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios). | 31 |
| Tabela 5.4 – Análise de elementos maiores (%) alguns traços (ppm) do mármore do perfil Jucurutu | 32 |
| Tabela 5.5 – Análises de calcitas e dolomitas do perfil São Rafael, realizadas por microsonda eletrônica na UnB. | 34 |

| | |
|---|----|
| Tabela 5.6– Análises químicas de anfibólios da lente São Rafael (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios)..... | 36 |
| Tabela 5.7 – Análises químicas de micas da lente São Rafael (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios)..... | 38 |
| Tabela 5.8 – Análise de elementos maiores e alguns traços para os mármores do perfil São Rafael..... | 39 |
| Tabela 5.9 – Análises de calcitas do perfil CAIJAR, realizadas por microsonda eletrônica na UnB..... | 42 |
| Tabela 5.10 – Análises químicas de micas da lente CAIJAR (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios)..... | 43 |
| Tabela 5.11 – Análise de elementos maiores (%) e alguns traços (ppm) dos mármores do perfil CAIJAR..... | 44 |
| Tabela 5.12 – Análises de calcitas e dolomitas do perfil Várzea – São João do Sabugi..... | 46 |
| Tabela 5.13 – Análises químicas de anfibólios da lente VSJS (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios e estimativa mínima de Fe ³⁺ , segundo Leake et al. 1997)..... | 47 |
| Tabela 5.14 – Análises químicas de micas da lente VSJS (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios)..... | 48 |
| Tabela 5.15 – Análises químicas de epidotos da lente VSJS..... | 49 |
| Tabela 5.16– Análise de elementos maiores (%) e alguns traços (ppm) dos mármores do perfil VSJS..... | 50 |
| Tabela 5.17– Análises químicas de calcitas da lente Ipueira (fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios)..... | 51 |
| Tabela 5.18 – Análises químicas dos anfibólios da lente Ipueira (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios)..... | 53 |
| Tabela 5.19 – Análises químicas dos piroxênios da lente Ipueira (fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios)..... | 54 |
| Tabela 5.20 – Análises químicas de micas e olivinas da lente Ipueira..... | 55 |
| Tabela 5.21 – Análise de elementos maiores (%) e alguns traços (ppm) dos mármores do perfil Ipueira..... | 55 |
| Tabela 5.22 – Análises químicas de calcitas da lente Almino Afonso (fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios)..... | 57 |
| Tabela 5.23 – Análises químicas de anfibólios e clinopiroxênios da lente Almino Afonso (fórmula estrutural caculada para 23 e 6 oxigênios, respectivamente)..... | 59 |
| Tabela 5.24 – Análises químicas de micas da lente AF..... | 61 |
| Tabela 5.25 – Análises de elementos maiores (%) e alguns traços (ppm) do mármores do perfil Almino Afonso..... | 61 |
| Tabela 5.26 – Análises químicas de calcitas da lente Messias Targino..... | 62 |
| Tabela 5.27 – Análises químicas de clinopiroxênios da lente Messias Targino..... | 64 |
| Tabela 5.28 – Análises de elementos maiores (%) e alguns traços (ppm) dos mármores da lente Messias Targino..... | 64 |
| Tabela 5.29 – Análises de calcitas do perfis São Mamede..... | 66 |
| Tabela 5.30 – Análises químicas de anfibólios da lente SAM..... | 68 |
| Tabela 5.31 – Análises químicas de flogopitas da lente SAM..... | 69 |
| Tabela 5.32 – Análises químicas de elementos maiores e alguns traços dos mármores da lente SAM..... | 70 |
| Tabela 5.33 – Análises de calcitas e dolomitas do perfis Cruzeiro da Maniçoba e Serra do Cruzeiro da Maniçoba..... | 72 |
| Tabela 5.34 – Análises químicas de flogopitas da lente SCM..... | 73 |
| Tabela 5.35 – Análises químicas de elementos maiores e traços para as lentes CM e SCM..... | 74 |
| Tabela 6.1 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras dos perfis Jucurutu, distância estratigráfica entre as mesma e o rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield)..... | 80 |
| Tabela 6.2 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil São Rafael, distância estratigráfica entre as mesma e o rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield)..... | 83 |
| Tabela 6.3 – Composição isotópica de de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil CAIJAR, distância estratigráfica entre as mesma e o rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield)..... | 85 |
| Tabela 6.4 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil VSJS, distância estratigráfica entre as mesma e o rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield)..... | 87 |

| | |
|---|-----------|
| <i>Tabela 6.5 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil Ipueira, distância vertical entre as mesma e rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield). Amostras em itálico representam as camadas de mármore maciço.....</i> | <i>88</i> |
| <i>Tabela 6.6 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil Almino Afonso, distância estratigráfica entre as mesma e rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield).....</i> | <i>90</i> |
| <i>Tabela 6.7 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil Messias Targino, distância vertical entre as mesma e rendimento (yield) da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield).....</i> | <i>92</i> |
| <i>Tabela 6.8 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil São Mamede, distância estratigráfica entre as mesma e rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield).....</i> | <i>94</i> |
| <i>Tabela 6.9 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB, distância vertical e rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield) para as amostras do perfil SCM e CM.</i> | <i>96</i> |
| <i>Tabela 6.10 – Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de mármore intercalados na Formação Jucurutu e Seridó.....</i> | <i>98</i> |

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

A Faixa Seridó, localizada no NE do Brasil (extremo NE da Província Borborema) tem sido um alvo de diversos estudos nas últimas décadas. Compreende uma sequência metavulcanossedimentar, depositada discordantemente sob um embasamento Paleoproterozóico, submetida a forte deformação transpressional, intrusão de volumoso plutonismo granítico brasileiro e retrabalhamento por estruturas transcorrentes que imprimiram um *trend* N-NE a Faixa.

A intensa deformação da Faixa Seridó, dificulta o reconhecimento das relações originais entre os estratos e tem gerado idéias divergentes acerca da idade de sedimentação, estratigrafia e evolução das supracrustais, embora vários estudos geocronológicos, estruturais e lito-geoquímicos tenham sido realizados ao longo das últimas décadas.

Em contextos como o da Faixa Seridó, a quimioestratigrafia de C, em parceria com estudos quimioestratigráficos de Sr, tem fornecido excelentes resultados. Na Faixa Seridó, estudos quimioestratigráficos podem auxiliar a resolver questões como a continuidade da deposição do Grupo Seridó (sedimentação relacionada a um único ciclo de sedimentação ?), estratigrafia das lentes carbonáticas e idade de sedimentação. As idades dos mármorees do Grupo Seridó podem ser tentativamente inferidas através da comparação da sua composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com curvas da evolução destes isótopos no oceano com o tempo geológico.

Considerando o arcabouço tectônico da Faixa Seridó, onde são comuns a presença de zonas de cisalhamentos e abundância de corpos granitóides, a assinatura isotópica primária pode ter sofrido modificações, quer seja devido aos fluidos percolados nas zonas de cisalhamento ou as auréolas de metamorfismo de contato. Entretanto, tais fenômenos tendem a ser localizado e passíveis de reconhecimento. Diversos parâmetros geoquímicos têm sido utilizado para definição de *trends* de alteração isotópicas, correlacionando isótopos (O, C e Sr) com a geoquímica da rocha total (elementos maiores e traços).

Tal estudo, como uma ferramenta isolada, provavelmente, não resolveria as questões em aberto na Faixa Seridó, contudo em conjunto com estudos prévios, utilizando diversos métodos de investigação (estruturais, geoquímicos, petrológicos e geocronológicos), respostas podem ser encontradas para muitas das questões em aberto.

Este trabalho, através da quimioestratigrafia de C, Sr e O, realizada em lentes de mármorees intercaladas na Formação Jucurutu e Seridó, amostrada em diversas porções da Faixa Seridó, tem como objetivo: (i) tecer inferências paleoambientais para a deposição de rochas carbonáticas, (ii) estabelecer uma estratigrafia para as lentes de mármorees da Faixa Seridó, (iii) inferir a idade de deposição dos mármorees, através da comparação entre a sua composição isotópica e *trends* de evolução global da composição dos oceanos; e (iv) contribuir com novos dados para a elaboração de modelos de evolução geodinâmica da Faixa Seridó.

CAPÍTULO II – A PROVÍNCIA BORBOREMA

Almeida *et al.* (1977) estudando as províncias estruturais brasileiras, reconheceu, no nordeste brasileiro, uma extensa região onde o ciclo Brasileiro se constituiu como último evento orogénico importante na formação de rochas e estruturas dúcteis. Esta região foi denominada de Província Borborema e encontra-se limitada pelos sedimentos Fanerozóicos da Bacia do Parnaíba, a oeste, bacias costeiras, a N-NE, e pelos crátons brasileiros do São Francisco e São Luís, respectivamente a sul e extremo noroeste.

Geotectonicamente, a Província Borborema é subdividida em faixas supracrustais e maciços. As faixas supracrustais são constituídas por rochas metassedimentares e metavulcânicas de idade Proterozóica, que podem apresentar uma evolução geológica simples, ligada a um único evento orogénico (faixas monocíclicas) ou, alternativamente, a uma complexa seqüência de eventos metamórficos, e de intrusões de granitóides, devido a atuação de mais de um ciclo orogénico (faixas policíclicas). Os maciços constituem o embasamento da Província Borborema e são representados por rochas gnáissico-migmatíticas, Paleoproterozóicas a Arqueanas, encontradas adjacentes às faixas supracrustais, ou ainda como núcleos no interior destas. Num contexto paleográfico mais amplo, a Província Borborema mostra continuidade com as faixas orogénicas imediatamente a leste do cráton do Oeste Africano.

A idade das faixas supracrustais na Província Borborema, bem como sua evolução, tem gerado discussões com o decorrer dos estudos geológicos. Na década de 70 a maioria dos estudos realizados na Província consideravam as faixas supracrustais como monocíclicas, relacionadas apenas ao ciclo Brasileiro. Trabalhos realizados na Faixa Seridó por Jardim de Sá e colaboradores, em meados dos anos 70 observaram, com base em dados estruturais e petrológicos, uma deformação polifásica nas supracrustais, envolvendo eventos de metamorfismo e intrusões de granitóides. Baseado nestes dados é idades Rb-Sr em metagranitóides (2,0 Ga) foi proposta uma evolução policíclica para a Faixa Seridó. A idéia de policiclismo foi então aplicada à outras faixas da Província Borborema, através do reconhecimento de estruturas similares, em faixas tidas como contínuas a Faixa Seridó (Faixa Salgueiro-Cachoeirinha ou Piancó-Alto Brígida, no Domínio da Zona Transversal, e a Faixa Riacho do Pontal), e estendida ao Domínio Ceará Central. Tais faixas teriam sido submetidas a um evento de deformação tangencial no Transamazônico (2,0 - 1,8 Ga), em supracrustais Paleoproterozóicas, e retrabalhamento transcorrente no Brasileiro (600±100). Uma evolução monocíclica seria restrita a Faixa Sergipana e a Faixa Médio Coreaú (Noroeste do Ceará), segundo estes autores.

Na década de 80 é retomada a idéia de evolução monocíclica para a Faixa Seridó (Caby e Arthaud 1986, Arthaud 1986, Archanjo e Salim 1986, Caby 1989), enquanto que no Domínio da Zona Transversal é identificado um evento tectónico entre 1,1 a 1,0 Ga (Gava e Lima 1986, Lima *et al.* 1986, Brito Neves *et al.* 1990). A discussão de evolução monocíclica vs policíclica persiste na Faixa Noroeste do Ceará (Abreu *et al.* 1988, Caby 1989).

Com a intensificação dos estudos geocronológicos na Província Borborema, a partir da década de 90 (principalmente dados U-Pb e Sm-Nd em metassedimento e rochas ígneas) é re-acesa a discussão sobre idade e evolução das supracrustais. Confirma-se um evento de 1,0 para o Domínio da Zona Transversal (Brito Neves *et al.* 1990, Santos 1993, Santos e Brito Neves 1993, Van Schmus *et al.* 1995a e b, entre outros), uma evolução monocíclica para a Faixa Riacho do Pontal (Jardim de Sá *et al.* 1992, Angelim 1992, Fuck *et al.* 1993) e intensifica-se a discussão sobre a idade da Faixa Seridó (Van Schmus *et al.* 1995a e b, 1996, Jardim de Sá *et al.* 1995, Nascimento e Sial 1999).

No início do século XXI, várias questões continuam em aberto, mas diante do conhecimento atual, o mosaico estrutural da Província Borborema é ilustrado na figura 2.1. A evolução das supracrustais, a norte do Lineamento Patos e a sul do Lineamento Pernambuco, estaria relacionada ao evento orogenético Brasileiro, e portanto a uma evolução monocíclica, são elas:

- Faixa Sergipana (Humphrey e Allard 1969, Almeida *et al.* 1976 e 1977, Brito Neves *et al.* 1977, Jardim de Sá *et al.* 1986, entre outros),
- Riacho do Pontal (Brito Neves 1975 e 1978, Almeida 1977, Brito Neves 1984, Jardim de Sá *et al.* 1992, entre outros),
- Noroeste do Ceará ou Médio Coreaú (Brito Neves 1975 e 1978, Caby 1989, Jardim de Sá *et al.* 1986, Caby *et al.* 1991, entre outros),
- Ceará Central (Caby *et al.* 1995, Fetter *et al.* 1997),
- Orós-Jaguaribe (Sá *et al.* 1988, Macedo *et al.* 1988, Sá 1991, Sá *et al.* 1995),
- Seridó (Van Schmus *et al.* 2000, Nascimento e Sial 2000 e 2001, entre outros).

No Domínio da Zona Transversal (área entre os Lineamento Patos e Pernambuco), apesar de confirmado um evento a 1,0 Ga (denominado de Cariris Velhos), há divergências com relação a natureza deste evento. Van Schmus *et al.* (1995), Neves e Mariano (1999), Neves *et al.* (2000), Neves (2000), entre outros, acreditam tratar-se de um evento puramente extensional (rifteamento), enquanto que Brito Neves *et al.* (1995), Santos e Medeiros (1999), entre outros, propõem um evento orogenético com tectônica acrescionária.

Há ainda muitas questões em aberto, apesar de todo o acervo geocronológico, estrutural, petrológico e radiogênico na Província Borborema. Recentemente uma nova ferramenta geoquímica tem sido utilizada, para somar aos dados até então disponíveis, a químioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$. Estudos químioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}$ têm sido realizados por diversos autores em mármore da Província Borborema, abordando o problemática da químioestratigrafia interna das Faixas, bem como a possível correlação entre os estratos, em diferentes setores, da Província Borborema (Nascimento e Sial 1999, 2000 e 2001, Sial *et al.* 2000, Santos *et al.* 1999, Santos 2000).

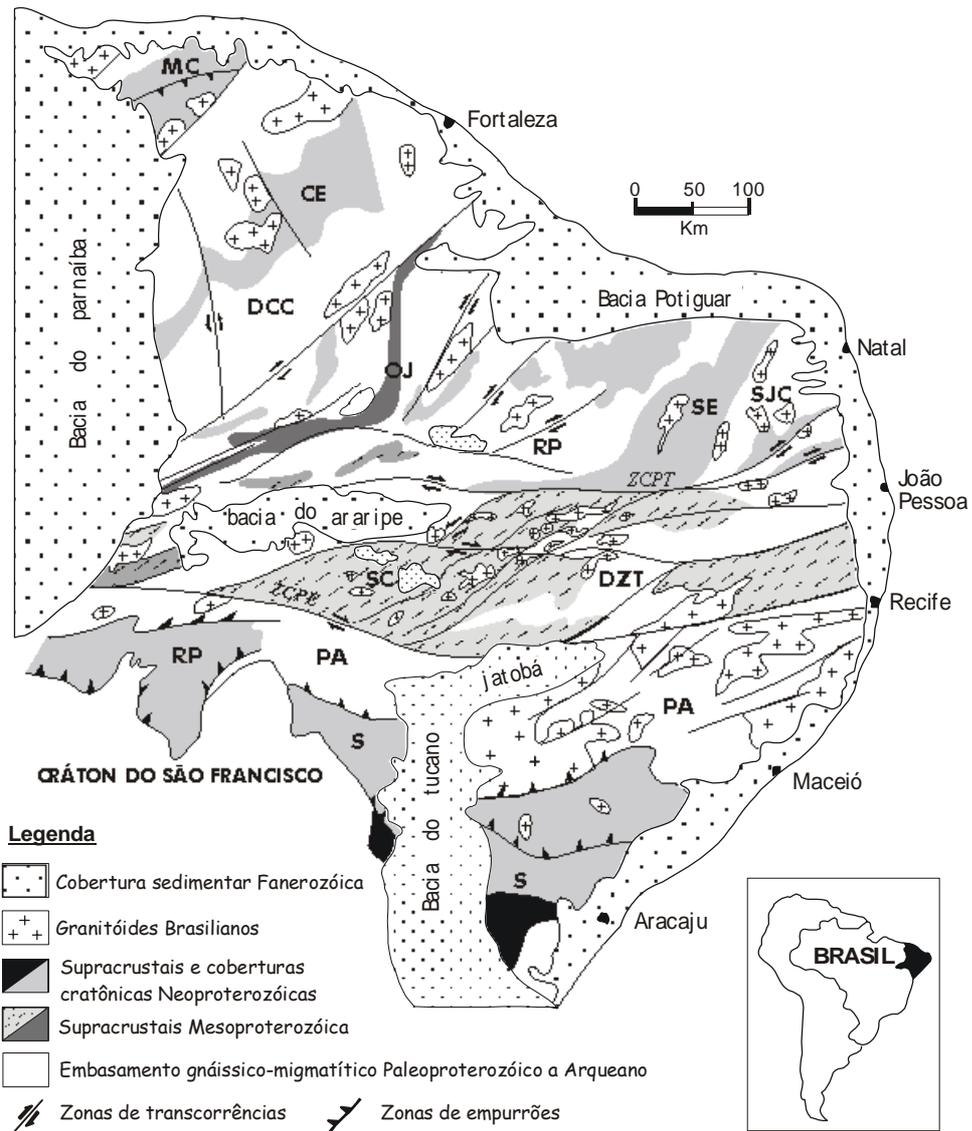


Figura 2.1 - Esboço tectono-estratigráfico da Província Borborema. ZCPT - Zona de Cisalhamento Patos; ZCPE - Zona de Cisalhamento Pernambuco. Faixas Supracrustais: NC - Noroeste do Ceará, CC -Ceará Central, OJ - Orós-Jaguaribe, SE - Seridó, SC - Salgueiro-Cachoeirinha (inclusa no Domínio da Zona Transversal - DZT), RP - Riacho do Pontal, S - Sergipana. Maciços: RP - Rio Piranhas, SJC - São José de Campestre, PA - Pernambuco-Alagoas. Modificado de Jardim de Sá (1994).

CAPÍTULO III - A FAIXA SERIDÓ

A Faixa Seridó constitui um dos terrenos tectono-estratigráficos da Província Borborema, cuja evolução e idade têm sido amplamente debatidos. Seus limites (segundo Jardim de Sá 1994), se dá a sul e oeste, respectivamente, pelas zonas de cisalhamento Patos e Portalegre, enquanto que a leste e a norte, sedimentos relacionados às bacias da margem continental recobrem a faixa (figura 3.1). Como feições marcante do brasileiro na Faixa Seridó, observa-se um *trend* N-NE, imposto por zonas de cisalhamento transcorrentes e uma grande diversidade de plútons granitóides.

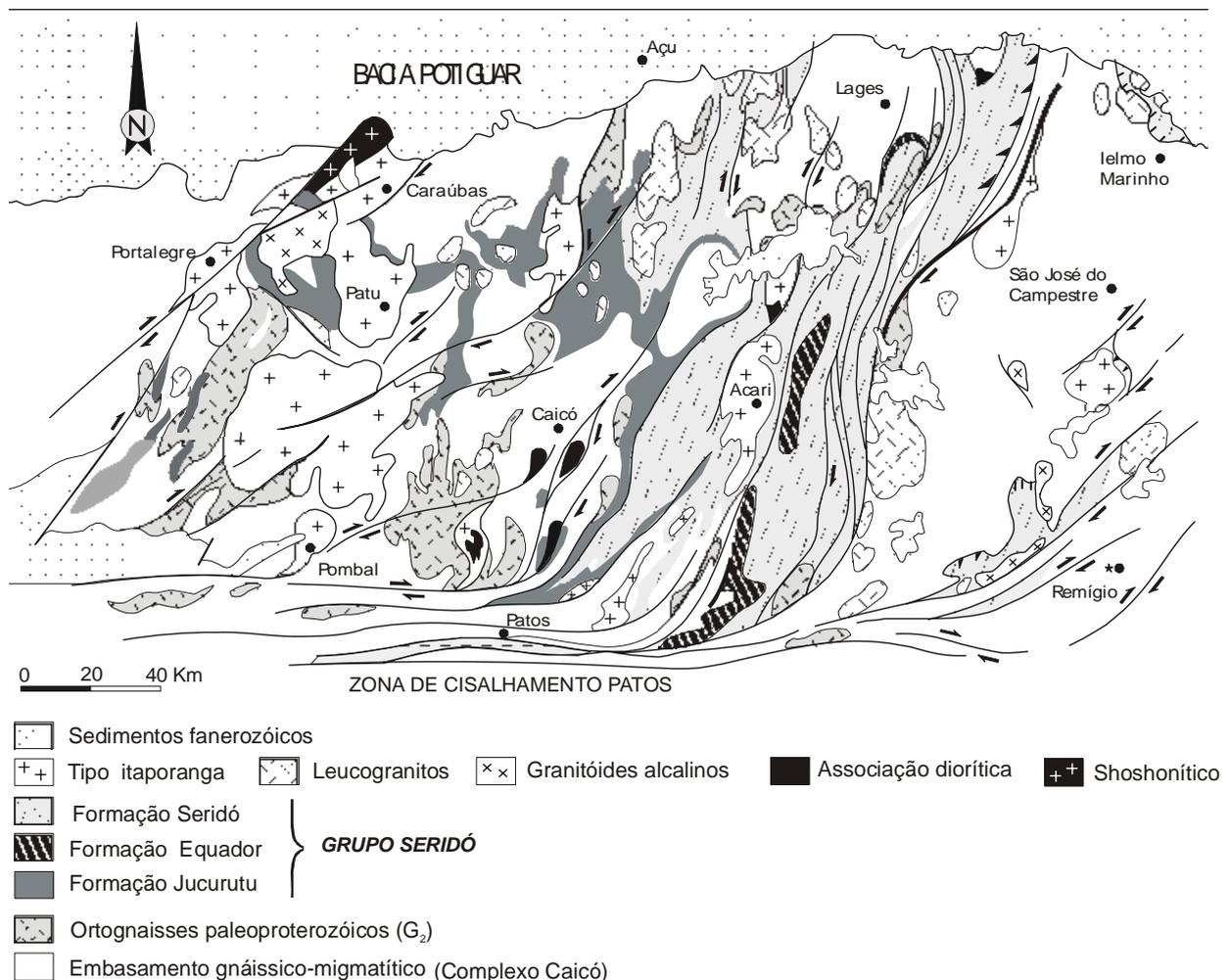


Figura 3.1 - Mapa simplificado da Faixa Seridó segundo Jardim de Sá (1994).

As supracrustais da Faixa Seridó (Grupo Seridó) repousam discordantemente sobre uma seqüência metavulcanossedimentar, mais antiga, constituída por paragneisses diversos e anfibolitos com intercalações de quartzitos, calciossilicáticas, formações ferríferas, kinzigitos, leucognaisses finos e excepcionalmente mármore. Essa seqüência é cortada por uma associação de ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, de assinatura cálcio-alcalina normal ou potássica, que predominam como embasamento das supracrustais (Jardim de Sá 1978, Jardim de Sá 1994). Todo o pacote foi

denominado de Complexo Caicó por Meunier (1964), Ferreira e Albuquerque (1969), Santos (1973), Torres *et al.* (1973) e Lima *et al.* (1980). Os contatos supracrustais/embasamento são predominantemente marcados por zonas de cisalhamento (tangenciais ou transcorrentes). Contudo, em porções restritas da Faixa Seridó, Jardim de Sá (1978, 1984) reconhece superfícies de não conformidade, representadas por metaconglomerados basais, nas supracrustais, e diques de rochas básicas anfibolitizados que truncam um bandamento restrito aos gnaisses Caicó.

As primeiras datações Rb-Sr no Complexo Caicó forneceram idade Arquena (Brito Neves *et al.* 1975). Posteriormente idades U-Pb em zircões de metaplutônicas (Hackspacher *et al.* 1990, Legrand *et al.* 1991, entre outros), e isócronas Rb-Sr (Pessoa 1979 e Dantas *et al.* 1991), indicaram o intervalo de 2,23-2,15 Ga para intrusão dos protólitos plutônicos e metamorfismo dessas rochas (Jardim de Sá 1994).

Para a estratigrafia das supracrustais há duas propostas vigentes: (I) a de Jardim de Sá e Salim (1980), mais difundida e utilizada nos trabalhos sobre a Faixa Seridó, e (II) a de Archanjo e Salim (1986). Jardim de Sá e Salim (1980) agrupam as supracrustais no então Grupo Seridó, que por sua vez é subdividido em três formações:

- (i) *Formação Jucurutu* (basal) - dominada por paragnaisses (biotita \pm epidoto paragnaisses) com intercalações de mármore (dois ou três níveis, um deles próximo a base), quartzitos, micaxistos, calciossilicáticas, formações ferríferas, metavulcânicas (essencialmente básicas) e metaconglomerados basais;
- (ii) *Formação Equador* (intermediária) – predomínio de quartzitos com intercalações de metaconglomerados (mais frequentes no topo), calciossilicáticas e paragnaisses. Possui espessura variável, podendo estar ausente em alguns setores; e por fim;
- (iii) *Formação Seridó* (topo), com micaxistos feldspáticos ou aluminosos, intercalações subordinadas (preferencialmente na base) de mármore, calciossilicáticas, paragnaisses, metavulcânicas básicas, quartzitos e metaconglomerados.

Todo o pacote é atribuído, pelos autores, a um megaciclo de sedimentação sem a presença de discordâncias regionais. A associação de mármore, formações ferríferas e a tendência calcítica-quartzítica dos paragnaisses da Formação Jucurutu (associação tipo quartzito-pelito-carbonato) é correlacionada a um ambiente marinho raso. A Formação Equador representaria a fração terrígena deste ambiente marinho (ainda na associação tipo quartzito-pelito-carbonato), talvez num contexto mais estável, associado a uma área ou lapso de tempo, específicos na bacia. Os micaxistos da Formação Seridó representariam um espesso pacote de turbidíticos (presença de estratificação gradacional, continuidade lateral dos estratos, arranjos característicos do ciclo de Bouma e, mais raramente, estruturas tipo *slump*), interpretados como depósitos flyschóides (associação *grauvaca-greenstone* com amplo predomínio do componente sedimentar) pela ocorrência de estruturas contracionais e dados geoquímicos (Jardim de Sá 1994). Nesta linha de pensamento, a Formação Jucurutu e os quartzitos da Formação Equador representariam um contexto de margem passiva, enquanto que a Formação Seridó um contexto de margem ativa (Jardim de Sá 1994).

Uma idade Paleoproterozóica é atribuída por Jardim de Sá (1978, 1988, 1994) para o Grupo Seridó com base em *augem* gnaisses granítico (denominado de G₂ por Jardim de Sá *et al.* 1987, 1988),

considerados como intrusivos nas formações Jucurutu e Equador, e de forma mais restrita na Formação Seridó. Datações destas rochas, pelos métodos Rb-Sr (rocha total), U-Pb e Pb-Pb, em zircões, indicam idade de cristalização entre 2,0-1,9 Ga (Macedo *et al.* 1984, Jardim de Sá *et al.* 1987, Legrand *et al.* 1991, Jardim de Sá *et al.* 1995). Considerando estes plútons como sin-tectônicos e intrusivos no Grupo Seridó, este intervalo de tempo estaria associado à deformação mais antiga que o afetou e, portanto, a idade mínima desta unidade.

A estratigrafia para a supracrustais da Faixa Seridó proposta por Archanjo e Salim (1986) e Caby *et al.* (1995), compreende os seguintes Grupos:

- (i) *Grupo Jucurutu* – representando a base do pacote e subdividido em:
 - a) *Formação Jucurutu* – unidade basal, constituída por carbonatos impuros, metassedimentos ricos em Ca-Fe-Mg (calciossilicáticas e *skarn*), paragneisses diversos (ricos em Ca-Fe e em Mg), metapelitos e quartzitos impuros;
 - b) *Formação Equador* – unidade superior, constituída predominantemente por quartzitos (muscovíticos, feldspáticos e ocasionalmente hematítico), ortoquartzitos e horizontes conglomeráticos.
- (ii) *Grupo Seridó*¹ – unidade superior composta essencialmente por metapelitos com alternância de quartzitos puros e quartzo-xistos. Xisto calcíferos e concreções de Ca-Fe-Mg também pode estar presentes.

Uma discordância regional é proposta entre os grupos Jucurutu e Seridó, o que implicaria em um hiato de tempo entre a deposição destas rochas. O Grupo Jucurutu representariam depósitos cratônicos ou pericratônicos depositado sobre um embasamento cratonizado em torno de 2,0 Ga. O Grupo Seridó, por sua vez, estaria relacionado a uma fase de subsidência desta área cratônica, resultando na abertura de bacias e deposição de turbiditos em um período ainda impreciso (1,0 Ga ?) (Caby *et al.* 1995). A idade Paleoproterozóica para o Grupo Jucurutu é considerado com base na intrusão de granitóides G₂. Todavia, Archanjo e Salim (1986), Caby (1989), Caby *et al.* (1991, 1995), entre outros, consideram os granitóides G₂ como intrusões anorogênicas, sin-sedimentares à Formação Jucurutu, e portanto não intrusivas no Grupo Seridó. A evolução apresentada para a Faixa Seridó por Caby *et al.* (1995) seria também válida para todas as faixas supracrustais a norte do Lineamento Patos.

Estudos isotópicos de Nd (Van Schmus *et al.* 1996) mostram idades modelo (T_{DM}) para os metassedimentos das Formações Jucurutu e Seridó, variando entre 1,6 e 1,2 Ga, indicando uma idade máxima Mesoproterozóica para as supracrustais. Idades U-Pb em zircões (grãos detríticos) dos paragneisses da Formação Jucurutu indicam idades mais jovens que 1,7 Ga para as rochas fontes (Van Schmus *et al.* 1996), enquanto zircões detríticos dos micaxistos Seridó indicam idade de 0,65 Ma para a rocha fonte (Van Schmus *et al.* 2000). Com base nestes dados, Van Schmus e colaboradores assumem uma idade Neoproterozóica para as supracrustais da Faixa Seridó.

O metamorfismo Brasileiro na Faixa Seridó é do tipo alta temperatura/baixa pressão. Nos

¹ Na proposta de Archanjo e Salim (1986) o Grupo Seridó seria sub-divido na Formação Parelhas (base), composta essencialmente por conglomerados, e a Formação Seridó (topo) por um espesso pacote de micaxistos flyschóides. Esta configuração foi modificada posteriormente no trabalho de Caby *et al.* (1995) como descrito acima.

micaxistos são freqüentes a associação andaluzita, estauroilita, cordierita e sillimanita demonstrando o caráter progressivo do metamorfismo. Estimativas das condições de pressão e temperaturas foram realizadas por Lima (1987) para os micaxistos da Faixa Seridó. Na faixa central os valores observados estariam na ordem de 500°C e 2,5 kbar e na porção leste 600°C e 4 kbar. Lima (1987), entre outros, também observa um aumento nas condições de pressão e temperatura, relacionados a intrusão de corpos granitóides (exemplo do pluton de Acari; Legrand e Sá 1986), bem como, as principais zonas de cisalhamentos. Em alguns setores das Faixa Seridó os micaxistos encontram-se migmatizados e, nestes locais, a temperatura deve ter ultrapassado 700°C. No extremo sul da Faixa Seridó, arredores da cidade de Patos (figura 2.1), estimativas das condições de PT em metapelitos anatóicos, com sillimanita prismática e blatos de K-feldspato, associados à cordierita-migmatitos que gradam a granitóides peraluminosos, indicam temperaturas em torno de 700°C e pressão na ordem de 3 kbar (Caby *et al.* 1995). Um retrometamorfismo incipiente é observado por toda a área (Lima 1987, Jardim de Sá 1994, Caby *et al.* 1995).

A deformação do embasamento e supracrustais é marcada por estruturas tangenciais, com transporte para sul, e estruturas transcorrentes dextrais. Caby (1985, 1989) e Caby e Arthaud (1986), entre outros, interpretam essas estruturas como parte de um único regime cinemático, estando as estruturas tangenciais relacionadas a pisos de empurrões, e as transcorrências a rampas laterais, ou alternativamente, representando uma estrutura em flor. Jardim de Sá (1978, 1988 e 1994) e Jardim de Sá *et al.* (1995), utilizando como marcadores as rochas plutônicas intrusivas nos metassedimentos e sua assinatura estrutural, propõem a atuação de regimes cinemáticos distintos, com as estruturas tangenciais atribuídas à atuação do Ciclo Transamazônico e as transcorrências dextrais (superimpostas às primeiras) ao Ciclo Brasileiro.

É possível observar a polêmica a respeito da evolução das supracrustais da Faixa Seridó (monocíclica vs policíclica) e da sua idade (Neoproterozóica vs Paleoproterozóica). Em grande parte essa polêmica é ocasionada pela dificuldade do reconhecimento das relações estratigráficas originais, em geral, obliterada pela deformação e metamorfismo, gerando discussões a respeito da estratigrafia da Faixa e das relações estruturais entre as supracrustais e os granitóides G₂.

CAPÍTULO IV – QUIMIOESTRATIGRAFIA DE $\delta^{13}\text{C}$ E $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Estudos estratigráficos em rochas Precambrianas, submetidas a eventos metamórficos e deformacionais, torna-se bastante complexo, uma vez que estes eventos obliteram as relações originais entre os estratos e mascaram as estruturas sedimentares primárias. Ausência, ou raridade, de fósseis é um problema adicional, dificultando a correlação dos estratos Precambrianos. Algumas ferramentas têm sido utilizadas com intuito de amenizar estes problemas, entre elas “retirar-se” o efeito da deformação e metamorfismo, identificando os protólitos e suas relações originais, através de estudos estruturais, petrográficos e geoquímicos. Para rochas carbonáticas, destaca-se como ferramenta geoquímica, a utilização da composição isotópicas de C, Sr, S, O, entre outros, visando a correlação de diferentes estratos, propor empilhamento estratigráficos e, em alguns caso, inferir a idade de deposição.

Neste capítulo será descrito, de forma sucinta, a quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com ênfase aos fundamentos químicos e isotópicos, seleção de amostras e metodologias adotadas.

4.1 – FUNDAMENTOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS

4.1.1 – Carbono

O carbono (Z=6) é um elemento não metálico, localizado no grupo IVA da tabela periódica e possui dois isótopos estáveis [$^{12}_6\text{C} = 98,89\%$; $^{13}_6\text{C} = 1,11\%$] e um radiogênico [$^{14}_6\text{C}$ - meia-vida = 5.730 anos]. É um dos elementos mais abundantes no universo, estando presente na biosfera (é base da existência da vida), hidrosfera, atmosfera, crosta e manto da Terra. Ocorre na forma reduzida formando os compostos orgânicos, ou no estado oxidado, como dióxido de carbono, íons carbonatos em soluções aquosas e em minerais carbonáticos. Na forma nativa está presente na natureza como grafite ou diamante.

A composição isotópica de carbono, a exemplo dos outros isótopos estáveis leves, é representada pela notação delta seguida do isótopo menos abundante (mais pesado) - $\delta^{13}\text{C}$, e exprime a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra em relação a um padrão, segundo a equação (1). Como o gás de referência, utilizado na definição da equação (1), foi obtido a partir da reação de ácido ortofosfórico a 100% com belemnites de idade Cretácea da Formação Peedee (Carolina do Sul), a diferença entre a composição isotópica da amostra, em relação ao padrão, é expressa em ‰ PDB (Peedee belemnites).

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{amostra}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{padrão}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{padrão}}} \right] \times 10^3\text{‰} \quad [1]$$

Estudos quimioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}$, baseiam-se no fato de que o carbonato deposita-se em equilíbrio isotópico com a água do mar, e que as mudanças sofridas na Terra ao longo da sua história (climáticas, tectônicas e evolução da vida), provocariam alterações no ciclo de C (figura 4.1) e,

conseqüentemente, na composição da água do mar. Kump (1991) e Kump and Arthur (1999), através de um modelo de balanço-de-massa, mostram que a quantidade de carbono inorgânico no oceano-atmosfera (M_0) muda numa escala de tempo multimilenar (atualmente considerado com 10^5 anos). Isto ocorre em conseqüência à desequilíbrio nas taxas de carbono adicionado ao oceano-atmosfera (M_0), que é o resultado do somatório do carbono provenientes do intemperismo (F_w), metamorfismo e vulcanismo (F_{volc}), menos o carbono retirado do sistema pela deposição de carbonatos ($F_{b,carb}$) e matéria orgânica ($F_{b,org}$) (equação 2).

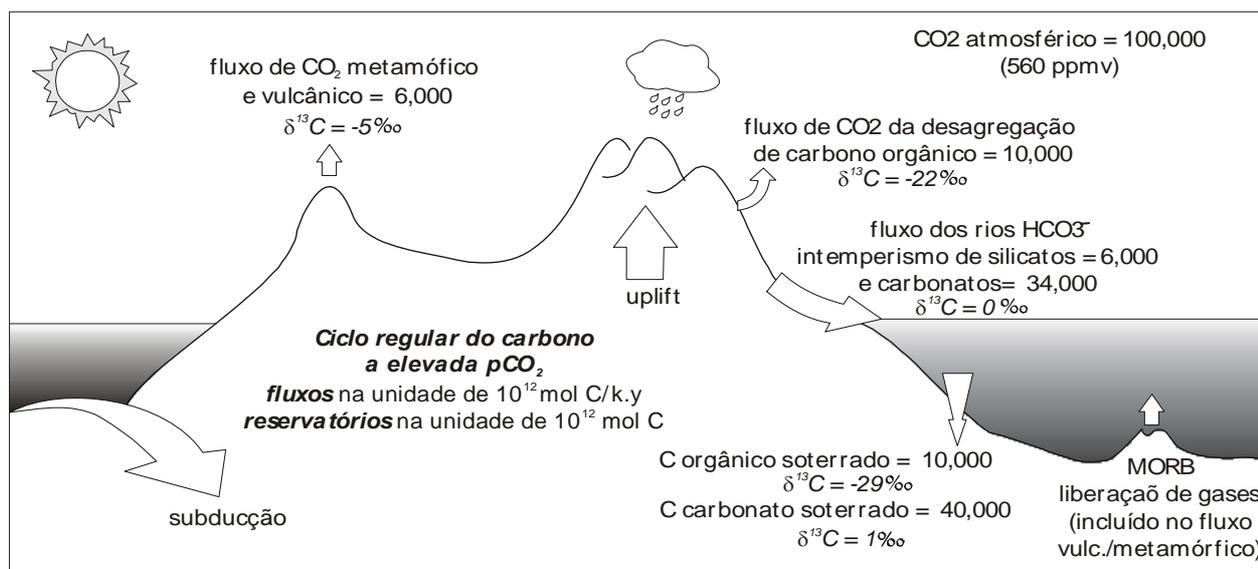


Figura 4.1 – Ciclo do carbono mostrando fluxos e composição isotópica. Valores médios representativos do Ciclo regular do carbono no Fanerozóico (Kump 1991).

$$\frac{\partial M_0}{\partial t} = F_w + F_{volc} - (F_{b,org} + F_{b,carb}) \quad [2]$$

Com base nestes princípios, o estudo isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos marinhos de diversas idades permitiu reconstruir as variações no ciclo de carbono, através de *trends* de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar (Benner 1989, Narbone *et al.* 1994, Kaufman and Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Hoffman *et al.* 1998, Jacobsen and Kaufman 1999, entre outros). Na figura 4.2 está ilustrada a curva de evolução isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ compilada por Hoffman *et al.* (1998), com algumas modificações introduzidas por Kha *et al.* (1999). Nesta curva, o Paleoproterozóico é caracterizada por uma forte anomalia positiva, intervalo de 2,33 a 2,06 Ga, conhecida como evento Lomagundi ou Jatuliano, resultado da explosão de estromatólitos (Schidlowski *et al.* 1976, Melezhik *et al.* 1997). O Mesoproterozóico é ainda pouco conhecido. Numa visão geral de Hoffman *et al.* (1998) este intervalo é caracterizado por pequenas variação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, usualmente em torno de 0‰PDB. Contudo, estudos posteriores realizados por Kha *et al.* (1999) têm revelado a presença de oscilações entre +1 a +4‰PDB no intervalo de 1,4 a 1,0 Ga. No Neoproterozóico observa-se sucessivas oscilações de $\delta^{13}\text{C}$ que aumentam de intensidade próximo ao limite Precambriano-Cambriano. As oscilações positivas têm sido relacionadas a aumento no reservatório de carbono orgânico relativo ao de carbono inorgânico, enquanto que as oscilações negativas a eventos glaciais.

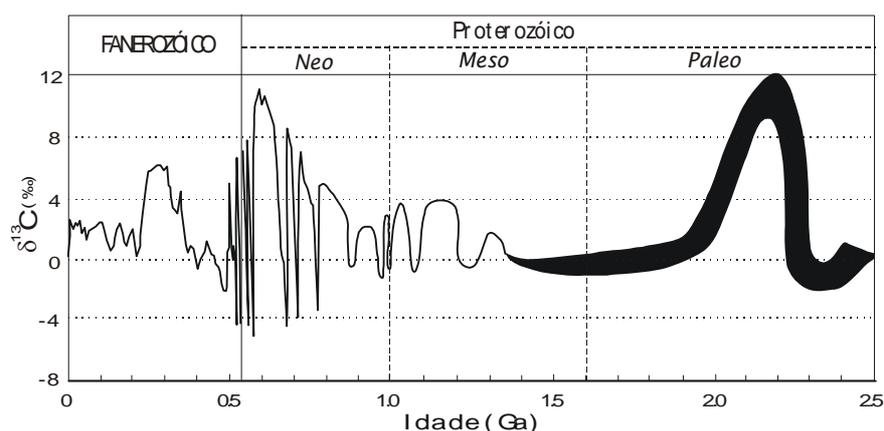


Figura 4.2 – Curva de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ para carbonatos marinhos de idade de 2,5 até o presente. Compilado de Hoffman et al. 1998 e Kha et al. (1999).

Observando o ciclo do carbono (figura 4.1), nota-se que modificações no fluxo de C inorgânico ocorreriam em consequência a grandes eventos tectônicos, resultando em modificações na taxa de intemperismo e/ou alterações no manto da terra (diferenciação, metassomatismo, etc). Eventos orogênicos e modificações na composição do manto são processos relativamente lentos quando comparados ao processos que modificam o ciclo de carbono inorgânico (muitas vezes catastróficos). Alterações nas condições ambientais podem causar extinção, aparecimento de espécies, mortandade em massa, ou ainda, mutação de organismos. Os eventos glaciais, por exemplo, são em geral marcados por grandes excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ (período Neoproterozóico da figura 4.2) devido a mortandade de organismos e, conseqüentemente, aumento da taxa de dissolução de C orgânico. De acordo com a figura 4.2, as grandes oscilações positivas estão relacionadas a aparecimento ou explosão de determinadas espécies, enquanto que as excursões negativas, a extinção ou mortandade em massa. Desta forma, observa-se que as grandes modificações na composição da água do mar, em termos de $\delta^{13}\text{C}$ ao longo da evolução da terra, se devem a mudanças, direta ou indireta, na biosfera.

4.1.2 – Oxigênio

O oxigênio é um elemento não metálico ($Z=8$), grupo VIA da tabela periódica e apresenta três isótopos estáveis: $\text{O}^{16} = 99,762\%$, $\text{O}^{17} = 0,038\%$ e $\text{O}^{18} = 0,200\%$, estando presente na atmosfera, biosfera e litosfera. A exemplo do carbono, e demais isótopos leves, o oxigênio tem sua composição isotópica representada pela notação delta seguida do isótopo mais pesado - $\delta^{18}\text{O}$, e exprime a razão entre o isótopo mais pesado e o isótopo mais leve ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), em relação a um padrão, como exemplificado para o carbono na equação (1). A composição isotópica de uma rocha e/ou mineral é expressa em SMOW (Standard Mean Ocean Water), exceto para rochas e/ou minerais carbonáticos onde, em geral, utiliza-se o PDB (Peedee belemnites). Na literatura há várias equações convertendo SMOW em PDB (por exemplo Craig 1965, Claypton et al. 1968, entre outros).

Como um importante constituinte de minerais formadores de rochas (silicatos, carbonatos, óxidos, fosfatos e outros) a composição isotópica de oxigênio pode fornecer informações sobre a origem e condições de cristalização de minerais e/ou rochas. É muito utilizado em petrologia ígnea e metamórfica, uma vez que o fracionamento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ é inversamente proporcional a temperatura, possibilitando a sua aplicação como geotermômetro através de diferenças na composição

isotópica de minerais cogenéticos. Em rochas metamórficas as temperaturas calculadas necessariamente não coincidem com as temperaturas máximas atingidas durante o metamorfismo. Alguns minerais podem se formar durante um evento metamórfico subsequente, de mais baixa temperatura, sendo comum em rochas polimetamórficas temperaturas discordantes (Faure 1986). Fluidos metamórficos residuais ou intempéricos proporcionam modificações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Nas rochas sedimentares clásticas tem pouca aplicação, uma vez que cada mineral representaria a assinatura isotópica da fonte, não havendo um equilíbrio interno. Contudo, em rochas sedimentares químicas tem sido amplamente utilizado em estudo de peleotermometria através de pares minerais como calcita-água (Epstein *et al.* 1953, Arthur *et al.* 1983) e aragonita-água (Petterson *et al.* 1993), entre outros; e na correlação de estratos, através da estratigrafia química isotópica.

4.1.3 – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

O estrôncio (Sr) é um metal alcalino terroso do Grupo IIIA, apresenta número atômico igual a 38 e possui raio iônico ligeiramente maior que o cálcio, podendo substituí-lo em muitos minerais, tais como plagioclásio, apatita e carbonato de cálcio. Possui quatro isótopos de ocorrência natural, o ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr , todos estáveis e com abundâncias isotópicas aproximadamente igual a 82,53%; 7,04%; 9,87%; e 0,56%; respectivamente (Veizer 1983). Nos materiais geológicos a abundância dos isótopos de Sr é variável, devido à formação de ^{87}Sr radiogênico pelo decaimento natural do ^{87}Rb . Por esta razão, a composição precisa do Sr em uma rocha, ou mineral que contém Rb, depende da idade e da relação Rb-Sr na mesma, possibilitando a utilização do sistema $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ para datação de rochas e/ou eventos metamórficos. Na petrogênese de rochas ígneas, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ também fornece indicações sobre fonte e/ou processos envolvidos na formação das rochas.

Em carbonatos marinhos a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é utilizada na correlação de estratos e inferência da idade de deposição. O Sr é incorporado ao mineral a partir da precipitação da água do mar, sem que haja nenhum processo de fracionamento isotópico, quer seja, biogênico ou inorgânico. Atualmente a razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na água do mar, e assim em carbonatos marinhos, é de 0,709 (Faure e Powell, 1972). Em águas meteóricas (carbonatos não marinhos) os valores são extremamente variáveis entre 0,706-0,714 com valores médios de 0,711 (Brass 1976, Wadleigh *et al.* 1982). Em geral, a natureza mais radiogênica da água meteórica esta relacionada ao volume de rochas não carbonáticas, expostas e intemperizadas, no continente que têm alto conteúdo de ^{87}Sr decorrente do decaimento de ^{87}Rb (Faure e Powell, 1972).

Variações na composição de Sr da água do mar ocorrem em respostas a mudanças nos fluxos de Sr, que são representados por: (i) descarga dos rios continentais (fluxo continental - F_C); (ii) interação entre água do mar e basaltos oceânicos, principalmente em cadeias meso-oceânicas (fluxo do "manto" - F_M); (iii) liberação a partir dos sedimentos ou interação com estes - (fluxo sedimentar - F_S), e possivelmente (iv) subducção de sedimentos e água aprisionada em zonas de subducção (fluxo em zonas de subducção - F_D). (Veizer 1983). Atualmente, o fluxo continental (F_C) é capaz de reciclar o volume de um oceano em $4\text{-}5 \times 10^4$ anos (Garrels e Mackenzie 1971, Holland 1978), enquanto que o fluxo mantélico (F_M), necessitaria de 10^7 anos (Edmond e Von Damm 1983). As estimativas para os fluxos sedimentares (F_S) e em zonas de subducção (F_D) são incertas, mas provavelmente subordinadas

aqueles encontradas para F_C e F_M . Assim, as oscilações secular na composição isotópica de Sr da água do mar resultam principalmente das variações dos fluxos mantélicos e continentais (Veizer 1983). Como estas oscilações são registradas nos sedimentos (bio)químicos, a determinação isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos de idades diversas permite a construção de *trends* de variação secular, que têm sido aprimorados com os avanços dos estudos isotópicos em carbonatos marinhos. Na figura 4.3 encontra-se ilustrada a variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar, proposta por Veizer *et al.* (1997) para o fanerozóico.

Uma vez que fluxos mantélicos e continentais são responsáveis pelas principais variações na composição da água do mar, em relação ao Sr, os trends de variação isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na água do mar, simplesmente refletem o índice de evolução crustal. Períodos com pequena gerações de continentes ou, alternativamente, quebraamento das grandes massa continentais são marcados por baixo valores nas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ devido ao elevado fluxo mantélico, enquanto que, períodos com formação de grandes massas continentais são marcados por razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente mais elevadas, mostrando a dominância do fluxo continental (Veizer 1983).

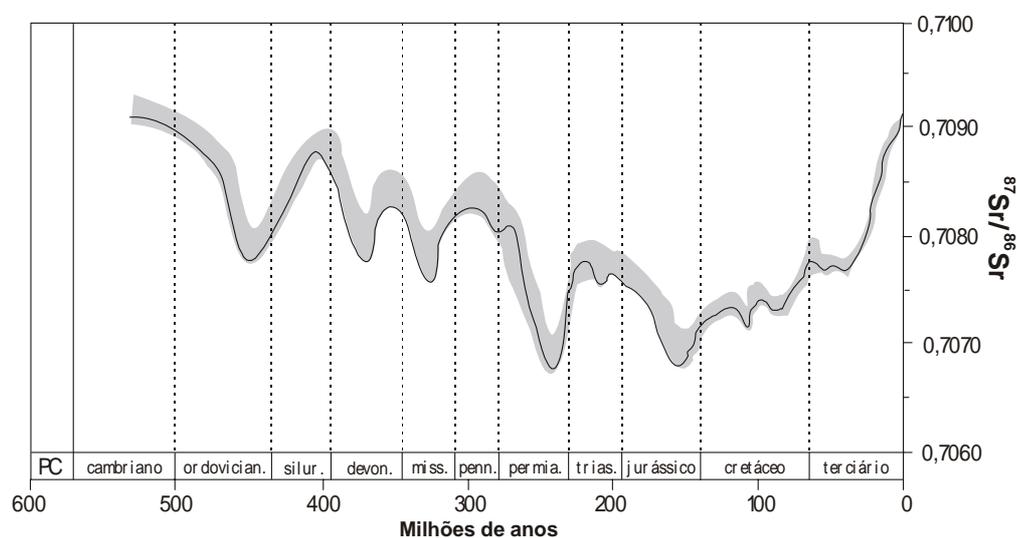


Figura 4.3 – Evolução isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar durante o Fanerozóico, segundo Veizer *et al.* (1997).

4.2 – MODIFICAÇÕES NA ASSINATURA ISOTÓPICA

Alguns processos podem modificar a assinatura isotópica das rochas carbonáticas após sua sedimentação. Processos como diagênese, metamorfismo e alteração hidrotermal, podem ser responsáveis por reações de trocas isotópicas que resultam numa modificação da composição isotópica original. Estas alterações podem ser detectadas a nível petrográfico, quer seja por características texturais e/ou presença de minerais característicos, ou a nível geoquímico, através do comportamento de determinados elementos. Nos itens subseqüentes, serão apresentados alguns parâmetros, geoquímicos e petrográficos que podem ser utilizados para identificar alterações isotópicas.

4.2.1 – *Diagênese*

Após a precipitação do sedimento carbonato, na fase de consolidação da rocha (diagênese), reações de reequilíbrios isotópicos podem ocorrer devido a percolação de fluídos, de composição isotópica distinta a rocha, provocando recristalização ou neomorfismo dos minerais e adição de carbonato isotopicamente distinto à rocha. Fairchild *et al.* (1990) observaram em calcários do Grupo Atar (Mauritânia - \approx 900 Ma) alteração de $\delta^{13}\text{C}$ durante a etapa de neomorfismo, possivelmente por reações em larga escala com água meteórica após o soerguimento. No Mesal Limestone – Arizona, Beeunas e Knauth (1985) também identificaram este tipo de alteração em calcários de \approx 1100 Ma. Neomorfismo de CaCO_3 pode ser responsável por alterações isotópicas, a depender da permeabilidade e acesso de água meteórica ao sedimento (Kaufman e Knoll 1995).

Durante o processo de dolomitização, há possibilidade de re-equilíbrios isotópicos, uma vez que dolomita em equilíbrio isotópico com calcita pode ser enriquecida em ^{13}C em até 2‰ (Sheppard e Schwarcz 1970). No entanto, estudos de calcários e dolomitos Proterozóicos mostram que a composição isotópica da dolomita tem sido a mesma da calcita associada (Tucker 1983, Knoll *et al.* 1986, Narbone *et al.* 1994, entre outros). Tal fato tem sido atribuído por Tucker (1993) e Fairchild e Spiro (1987) a um processo de dolomitização sin-deposicional e na presença de fluídos isotopicamente similar ao da água do mar.

Apesar das modificações isotópicas que os processos descritos acima podem causar, experimentalmente, o processo que mais altera a composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos seria biológico (Narbone *et al.* 1994, Kaufman e Knoll 1995, entre outros). Carbono orgânico derivado fontossinteticamente é fortemente empobrecido em ^{13}C relativo ao carbonato precipitado no mesmo corpo d'água (Narbone *et al.* 1994). Respiração e fermentação de matéria orgânica produz CO_2 isotopicamente mais leve que pode ser incorporado aos minerais carbonáticos diagenéticos (Narbone *et al.* 1994). Muitas algas e animais precipitam esqueletos que não estão em equilíbrio isotópico com a água do mar (Lowenstam e Weiner 1989, Grant 1992). Bioturbação favorece re-equilíbrios isotópicos diagenéticos (Walter e Burton 1990) e escoamentos superficiais com CO_2 isotopicamente leve devido ao decomposição de plantas continentais, pode influenciar localmente na composição isotópica de sedimentos carbonáticos após a diagênese (Walter e Burton 1990).

Contudo, no proterozóico as alterações isotópicas por meio da ação biológica são minimizadas e tornam-se secundárias devido a abundância restrita de esqueletos, bioturbação e uma flora continental rica em biomassa (Kaufman e Knoll 1995). Nos sedimentos Cretáceos ou mais recentes, este problema é um fator complicante para as interpretações isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$.

Uma vez identificada os agentes causadores da alteração isotópica, o passo seguinte é encontrar formas de selecionar amostras alteradas de amostras não alteradas isotopicamente. Como muitas vezes, as alterações isotópicas são acompanhadas por mudanças texturais petrográficas e geoquímicas vários parâmetros têm sido estabelecido para determinar o grau de alteração de carbonatos (Brand e Veizer 1980, 1981; Veizer *et al.* 1983; Derry *et al.* 1989, 1982; Asmerom *et al.* 1991; Kaufman *et al.* 1993; Kaufman e Knoll 1995, entre outros). A figura 4.4 ilustra um fluxograma proposto por Kaufman e Knoll (1995) para realização de estudos químioestratigráficos em carbonatos Neoproterozóicos. Nos

itens abaixo encontra-se uma descrição suscita dos testes propostos por Kaufman and Knoll (1995), com a contribuições de outros autores citadas no texto:

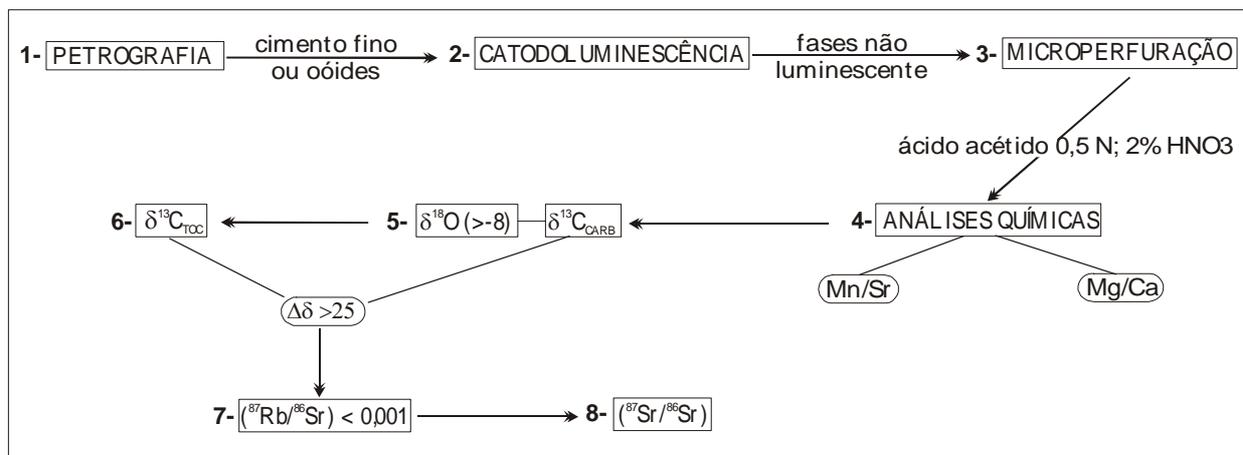


Figura 4.4 - Fluxograma de análises petrológicas e geoquímicas utilizado no estudo de carbonatos Neoproterozóios (Kaufman e Knoll, 1995)

1. Estudo petrográfico detalhado da amostra, onde amostras significativamente recristalizadas e com alta concentração de grãos silicicláticos (especialmente argilas), ou amostras fortemente oxidadas, devem ser descartadas. Amostras que apresentem preservação de oóides e cimento fino, aparentemente não teriam sido alteradas diageneticamente.
2. Em carbonatos, a luminescência ocorre em resposta a alta concentração de Mn e áreas opacas em resposta a alta concentração de Fe. Como a água do mar é empobrecida em Mn em relação a água doce, amostras com alta luminescência indicam interação com água meteórica.
3. Extração de pó (5 – 10 mg) das amostras selecionadas, com auxílio de uma pequena furadeira e microscópio binocular, nas áreas não luminescente a moderadamente luminescente.
4. Análise química do pó extraído, em particular Mn, Sr, Mg e Ca, para investigar o grau de alteração associado a diagênese meteórica e dolomitização. Interação com fluidos meteóricos resulta na incorporação de Mn e retirada de Sr, amostras com razão Mn/Sr < 2,0 comumente retêm a composição de $\delta^{13}\text{C}$ da época de deposição (Jacobsen and Kaufman 1999). A razão Mg/Ca é importante para averiguar a presença de dolomitização.
5. Determinação das composições isotópica de carbono e oxigênio e correlação entre os valores obtidos. Decréscimo nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ freqüentemente resultam de trocas isotópicas com águas meteóricas ou fluidos hidrotermais. Considerando a composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar no Neoproterozóico variando entre 0 a -5‰ (Zempolich *et al.* 1988, Hudson and Anderson 1989), carbonatos com valores de $\delta^{18}\text{O} < -5\%$ apresentariam algum grau de alteração e amostras com valores abaixo de -10‰ seriam inaceitáveis para estudos quimioestratigráficos. A correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, através de gráfico cartesiano, fornece indicações do grau de alteração das amostras. Variações significativas dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, em relação aos valores de $\delta^{18}\text{O}$, indicam que o volume (e/ou composição) do fluido não foi suficiente para re-equilibrar a composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$. Contudo, quando há uma correlação linear positiva entre as composições isotópicas, apenas as amostras com composições mais enriquecidas em ^{13}C e ^{18}O podem ser considerados como

potencialmente inalteradas (figura 4.5A). Derry *et al.* (1992) utiliza a correlação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e a razão Mn/Sr para identificar amostras alteradas diageneticamente. (figura 4.5B).

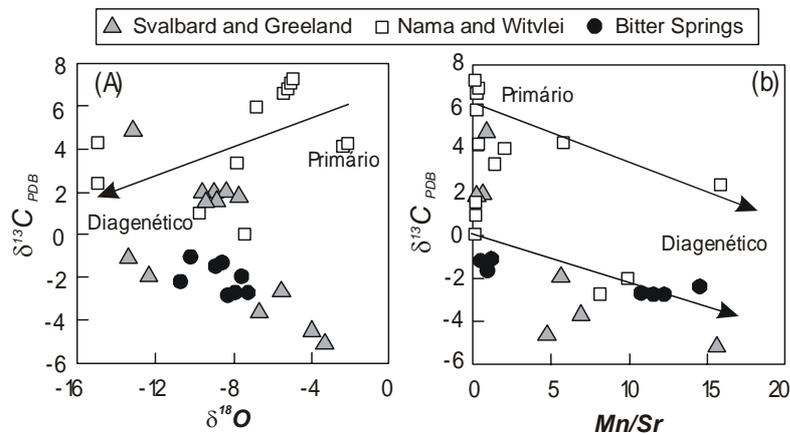


Figura 4.5 – Correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (A) e $\delta^{13}\text{C}$ e Mn/Sr (B) para amostras da Namíbia, Austrália e Svalbard (Derry *et al.* 1992). Trends representados pelas setas indicariam interação fluido-rocha com aumento da razão água-rocha. Amostras alteradas apresentam Mn/Sr > 2 e $\delta^{18}\text{O}$ > -10 (Jacobsen and Kaufman, 1999).

6. Análise de carbono orgânico total (TOC) e cálculo entre a diferença de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$. Amostras com $\Delta\delta < 28\text{‰}$ - 30‰ devem ser tratadas como suspeitas de alteração. Esse valor é considerando com base no estudo de uma espessa seção Neoproterozóica no leste da Groelândia, onde os valores $\Delta\delta$ giraram em torno de $28\pm 2\text{‰}$, e na qual não foi detectada alterações isotópicas pós-deposicionais significativas. Apesar dos autores não considerarem $\Delta\delta < 28\text{‰}$ - 30‰ como um número mágico, aplicado a todas as seqüência Neoproterozóicas, visto que $\Delta\delta$ não é constante com o tempo (há evidência que o fracionamento isotópico pode variar com a $p\text{CO}_2$ – Kump and Arthur 1999), os mesmos baseiam-se no fato de não haver evidências empíricas de que o fracionamento fotossintético tenha variado fortemente durante o final do Proterozóico.
7. Análise da razão isotópica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para descobrir a abundância do ^{86}Sr derivado do decaimento do ^{87}Rb . Razões maiores que 0,001 não consideradas como suspeitas de alteração.
8. Análise de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do carbonato. Derry *et al.* (1992) propõe a correlação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Mn/Sr e vs $\delta^{18}\text{O}$ para averiguar a presença de trends que indiquem alterações diagenéticas na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (figura 4.6). Kuznetsov (1998) considera que dolomitas com pequeno grau de alteração, provocada pela diagênese meteórica, poderiam ser utilizadas na estratigrafia isotópica de Sr desde que apresente $\text{Rb} < 0,2$; $\text{Mn/Sr} < 1,0$ e $\text{Fe/Sr} < 4,0$.

Muitos testes podem ser utilizados para identificar amostras alteradas de amostras inalteradas. O importante salientar que um teste, por si só, não deve ser considerado como decisivo, é necessário a combinação de estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos para seleção de amostras, e dentre os estudos geoquímicos correlacionar diferentes variáveis.

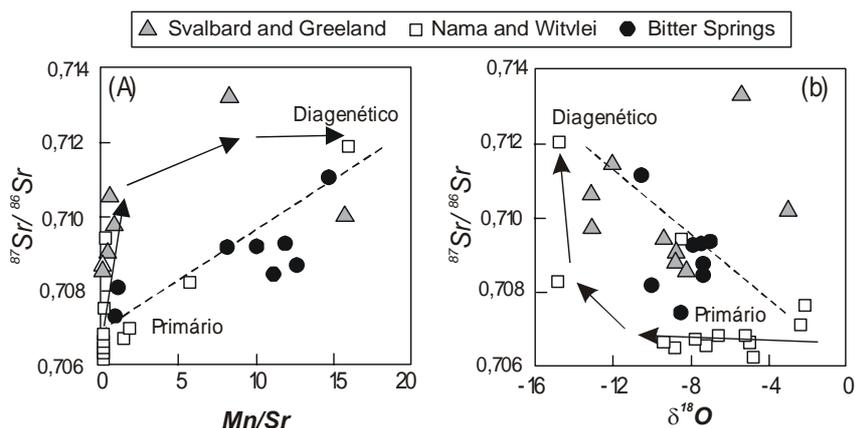
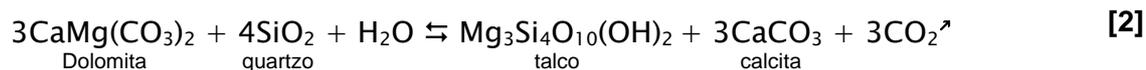
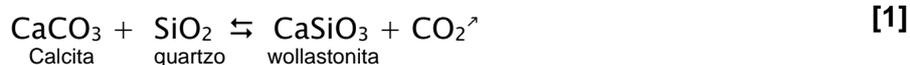


Figura 4.6 – Correlação entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Mn/Sr (A) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (B) para amostras da Namíbia, Austrália e Svalbard (Derry et al 1992). Trends representados pelas setas indicariam interação fluido-rocha com aumento da razão água-rocha. Amostras alinhadas ao longo da linha pontilhada representam a mistura entre os membros primários e diagenéticos. As amostras alteradas apresentam $\text{Mn}/\text{Sr} > 2$ e $\delta^{18}\text{O} > -10$ (Jacobensen and Kaufman, 1999).

4.2.2 – Deformação e metamorfismo

A deformação, como discutido no início deste capítulo, dificulta o reconhecimento das relações originais entre os estratos e mascara as estruturas sedimentares primárias. Eventos tectônicos, principalmente os dúcteis, estão associados a eventos térmicos que podem apresentar expressiva circulação de fluídos. Variações na temperatura e circulação de fluídos são fatores que influencia diretamente no fracionamento de oxigênio, e portanto modificam a assinatura de $\delta^{18}\text{O}$ do calcáreo precursor.

Modificações na assinatura de $\delta^{13}\text{C}$ envolvem além de variações na temperatura e circulação de fluídos, a composição da rocha, no caso, a presença ou não de minerais silicáticos. Durante o metamorfismo progressivo, ou térmico, reações de descarbonatação são freqüentes e vários produtos podem ser gerados, a depender da mineralogia original do calcáreo. Carbonato e quartzo (ou feldspato) reagem para produzir silicatos de Ca ou Mg liberando CO_2 . O CO_2 é enriquecido em ^{13}C , e conseqüentemente há uma diminuição do valor de $\delta^{13}\text{C}$ do carbonato (Shieh and Taylor 1969). As reações [1] e [2] são exemplos de reações de descarbonatação em metamorfismo térmico e regional, respectivamente.



Na ausência de minerais silicáticos, a assinatura isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ em geral é mantida (Taylor e O'Neill 1977; Valley e O'Neill 1984; Ghent e O'Neil 1985, Baker e Fallik 1989, Wickham e Peters 1993). A calcita é estável em uma faixa considerável de pressão e temperatura, e apenas uma quantidade pequena de material sobreposto é suficiente para evitar a decomposição e liberação de CO_2 (Dear et al.

1966). Sem a interferência de fluidos externos, a calcita recristaliza originando mármore e preservando a composição isotópica anterior ao evento térmico.

Empobrecimento em ^{13}C e ^{18}O podem ser resultados dos estágios finais da diagênese e/ou a reações metamórficas de descarbonatação, por estes motivos todos os testes geoquímicos listados no item anterior devem ser aplicados as rochas carbonáticas metamorfizadas. Durante os estudos petrográficos, amostras com fraturas, veios e avançado grau de intemperismo devem, a princípio, ser descartadas. O ideal é utilizar mármore puros, mas em sua ausência, amostras com pequena quantidade de silicatos (mineral traço) podem ser utilizadas (Melezhik *et al.* 2001).

Exemplos de algumas correlações geoquímicas utilizadas para identificar amostras alteradas e/ou o grau de alteração das amostras, encontram-se ilustrado na figura 4.7, com as setas indicando os *trends* de alteração isotópica identificados por Melezhik *et al.* (2001) em mármore de alto grau metamórfico do Sokumfjell Group no leste da Noruega.

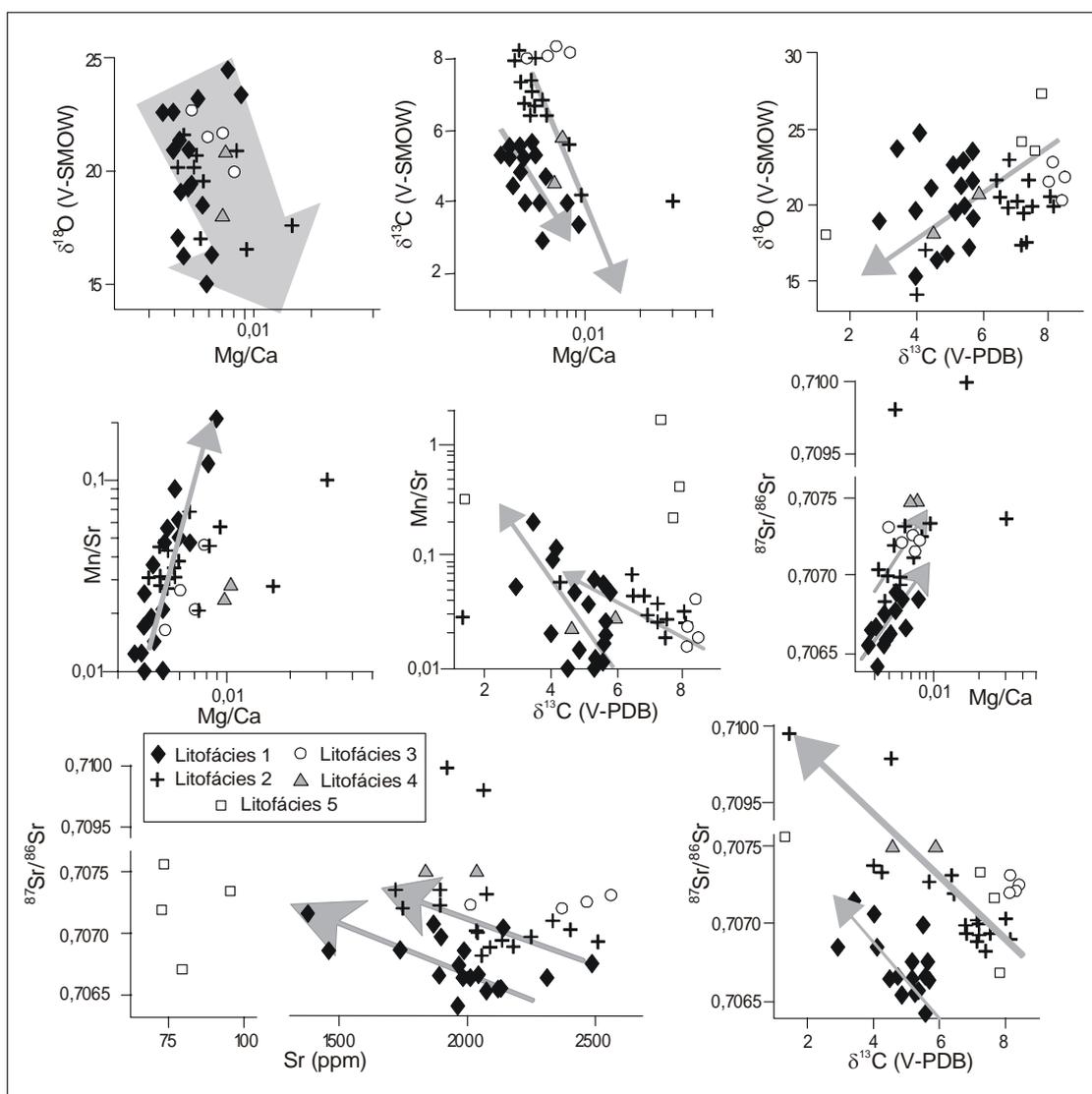


Figura 4.7 – Correlações geoquímicas utilizadas por Melezhik *et al.* (2001) em mármore do Sokumfjell Group (leste da Noruega) visando a seleção de amostras para estudos químioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Setas indicam os *trends* de alteração.

4.3 – METODOLOGIA

A metodologia adotada para no desenvolvimento da presente pesquisa teve com base uma pesquisa bibliográfica prévia (por exemplo Kaufman e Knoll 1995, Narbone *et al.* 1994, entre outros) a partir da qual foi feita uma série de adaptações de acordo com a geologia da região e a infraestrutura disponível. No total contou-se com 7 etapas, sumarizadas no fluxograma da figura 4.8, e descritas abaixo:

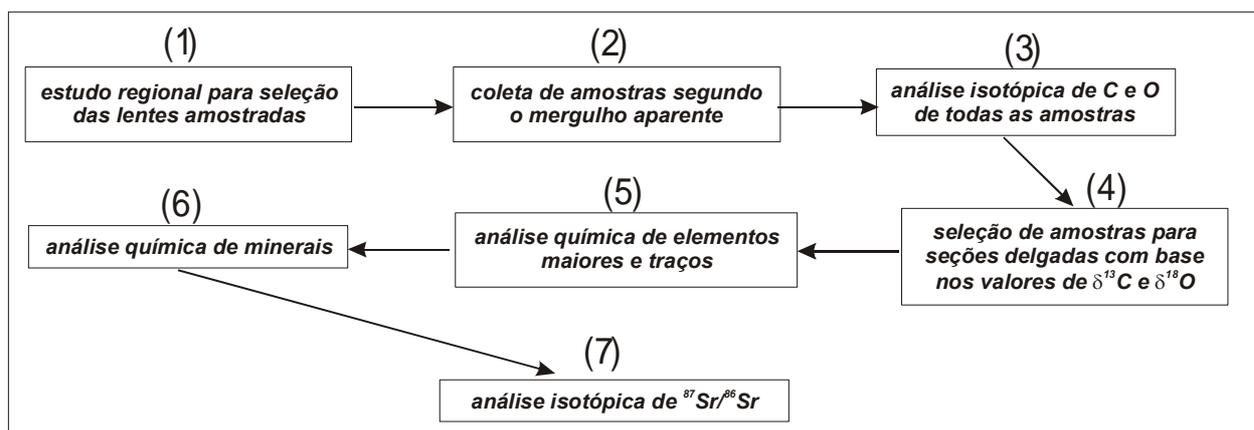


Figura 4.8 – Fluxograma ilustrando as etapas desenvolvidas nesta pesquisa, com base em dados bibliográficas e adaptações a geologia da região e a infraestrutura disponível para a realização da pesquisa.

(1) Estudo regional para seleção de lentes alvos:

Um pré-requisito básico para estudos quimioestratigráficos, como o próprio nome já referencia, é a coleta estratigráfica das amostras. Em terrenos precambrianos, metamorfizados e deformados, coleta obedecendo empilhamento estratigráfico, requer um estudo prévio do comportamento dos estratos, bem como das suas encaixantes. Estruturas como dobras, falhas, zonas de cisalhamento, inversão estratigráfica e auréolas de metamorfismo de contato, são de extrema importância no momento da definição dos locais de amostragem e na interpretação dos dados. Locais com evidência de expressiva circulação de fluídos, (por exemplo algumas zonas de cisalhamentos e auréolas de metamorfismo de contato), devem ser evitados na amostragem devido a alterações secundárias.

(2) Coleta de amostras

Definidos os locais de amostragens, a coleta foi realizada perpendicular a direção da camada, segundo o sentido de mergulho e, conseqüentemente, espessura aparente da camada (figura 4.9), para preservar o empilhamento estratigráfico entre as amostras, dentro de cada lente. O espaçamento entre as amostras foi bastante variável e dependeu das variações texturais e composicionais observada no perfil, como também da disponibilidade de afloramentos, o que resultou em coleta de amostras em intervalos centimétrico a decamétrico.

(3) Análise isotópica de C e O

Para esta pesquisa, dada a facilidade laboratorial para realização de análises isotópicas de C e O, optou-se por fazer análise de todas as amostras. Tal procedimento foi adotado com intuito de comparar amostras não alteradas de amostras alteradas, visando identificar a fonte da alteração e a intensidade da mesma.

A pulverização das amostras foi efetuada no Laboratório de Preparação de Amostras (LPA) do NEG-LABISE. A metodologia utilizada consistiu numa limpeza prévia da amostra e posterior extração de pó com uma furadeira elétrica doméstica. Para evitar contaminações, a cada amostra, foi realizada uma limpeza da broca com acetona e água destilada.

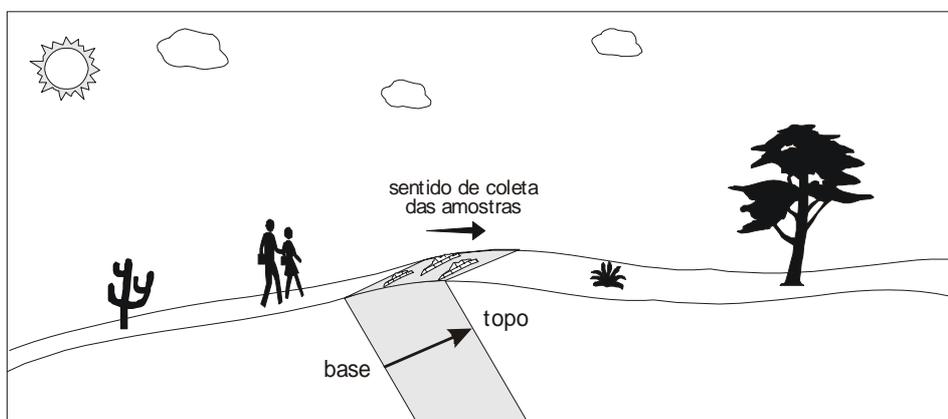


Figura 4.9 – Esquema ilustrando a coleta das amostras - perpendicular a direção da camada, segundo o sentido de mergulho (espessura aparente da camada).

Aproximadamente 20 mg da amostra foi pesada e colocada no tubo de reação ilustrado na figura 4.10A, juntamente com ácido ortofosfórico. Esse tubo foi levado a linha de extração (figura 4.10B – lado 1) para retirada do ar e conseqüentemente, implantação de vácuo. Após esse estágio, o tubo de reação foi colocado em banho-maria, a temperatura de 25°C, onde o ácido foi vertido sobre a amostra e se iniciou a reação [3]¹.



Uma vez processada a reação, o gás CO_2 foi coletado na linha de extração (figura 4.10B) é analisado no espectrômetro de massa SIRA II da V.G. ISOTECH, onde foram feitas as correções para o fracionamento de oxigênio da reação [3]. O padrão utilizado pelo LABISE é o BSC (Borborema Skarn Calcite) calibrado contra NBS-18 (carbonatito), NBS-19 (toilet seat limestone) e NBS-20 (Solenhofen limestone), cujas composições encontram-se expressas abaixo:

| Composição isotópica | BSC | NBS-18 | NBS-19 | NBS-20 |
|--------------------------------|------------|---------------|---------------|---------------|
| $\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW) | +19,14 | +7,20 | +28,65 | +26,64 |
| $\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB) | -8,58 | -5,00 | +1,95 | -1,06 |

¹ O tempo de reação varia de acordo com a composição do carbonato na amostras. Amostra com calcita pura requerem um tempo menor que amostras dolomíticas. Como rotina no LABISE utiliza-se o intervalo aproximado de 24 hs para amostras com calcita (pura ou magnesiana) e 72 hs para amostras dolomíticas.

A temperatura da reação deve ser controlada devido as correções realizadas para o fracionamento do oxigênio a partir da calcita observado na reação [1] que é constante e dependente da temperatura.

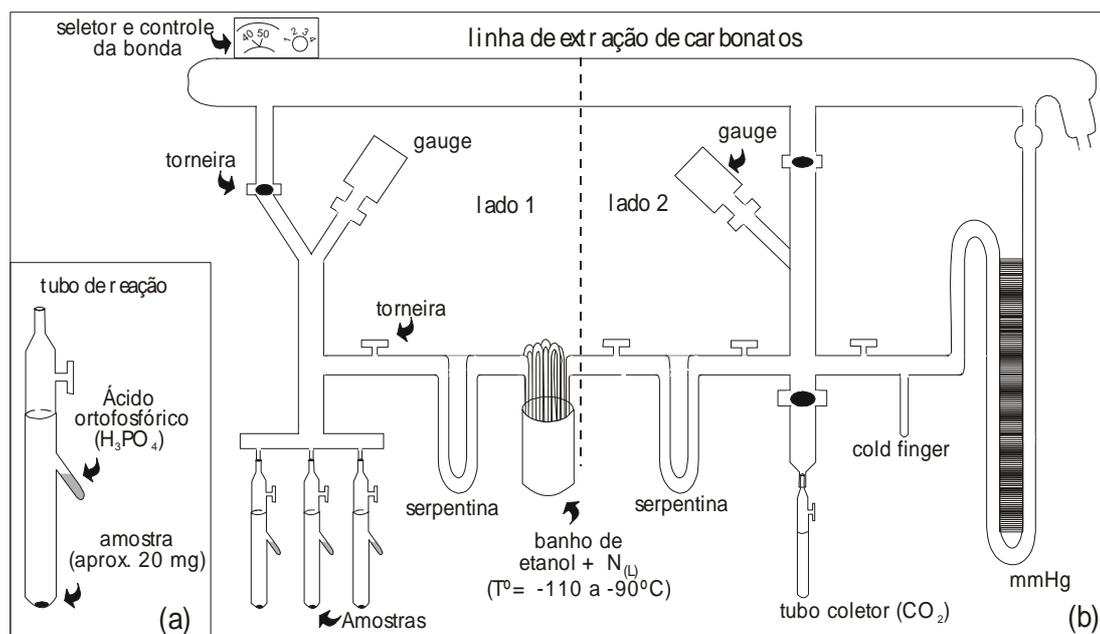


Figura 4.10 – (A) tubo de reação utilizado nas análises de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em material carbonático; (B) esquema da linha de extração de carbonatos em operação no Laboratório de Isótopos Estáveis da UFPE - LABISE.

(4) Seleção de amostras para seções delgadas

A partir das variações observadas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, em cada perfil, foram selecionadas amostras para confecções de seções delgadas. Nos estudos petrográficos procurou-se identificar as características petrográficas e texturais que justificassem as variações observadas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, bem como a seleção de amostras para análises química de rocha total e mineral.

(5) Análise química de elementos maiores e traços

Os estudos petrográficos, juntamente com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ foram a base para seleção de amostras para análises químicas. Procurou-se selecionar as amostras menos e mais alteradas com objetivo de observar as modificações químicas (elementos maiores e traços) em paralelo as modificações isotópicas. As análises foram realizadas no Laboratório de Fluorescência do NEG-LABISE, numa fluorescência RIGAKU modelo RIX-3000.

(6) Análise química de minerais

As análises químicas dos minerais silicatos e carbonatos foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília, em um equipamento CAMECA SX50 com 4 espectrômetros WDS e um EDS Kevelex associado. As condições de análises foram: corrente do feixe de elétrons 20 nA; aceleração de voltagem de 15 KV e diâmetro do feixe de 4 a 10 μm .

(7) Análise isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Com base em todos os parâmetros descritos acima, selecionou-se amostras de perfis considerados como chaves para o entendimento da geologia da Faixa Seridó, bem como, dentro de cada perfil, analisar as amostras menos alteradas possível. A seleção das amostras foi feita com base em todos os parâmetros descritos acima (petrográfico, químicos e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$).

As análises isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Aproximadamente ≈ 50 mg da amostra pulverizada, foi atacada com 3 ml de HCl a 5% durante 24 horas. Após este intervalo, a amostra foi centrifugada e retirada uma alíquota de 2 a 3ml que

foi levada a evaporar alguns horas. Por fim, dissolução do resíduo (2 ml de HCl a 2,5 N) e a retirada de uma alíquota (1 ml) para coleta de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em coluna de troca iônica. As razões isotópicas de Sr foram lidas em espectrômetro de massa da marca Finnigan modelo MAT-262 com sete coletores e contador de íons.

CAPÍTULO V - OS MÁRMORES DA FAIXA SERIDÓ

Os mármore na Faixa Seridó ocorrem como intercalações na Formação Jucurutu e, menos freqüentemente, na Formação Seridó. São lentes com espessuras variáveis (métrica a decamétrica), intercaladas em paragneisses e micaxistos.

Neste trabalho foram amostradas 9 lentes: 7 intercaladas em paragneisses Jucurutu e 2 em micaxistos Seridó (figura 5.1). Como metodologia, a denominação das lente foi atribuída de acordo com a sua localização geográfica, adotando-se a denominação da cidade onde as amostras foram coletadas ou, no caso de amostras coletadas em estradas, as cidades interligadas pela mesma.

Nos itens subseqüentes encontra-se uma descrição sumarizada dos mármore estudados, abordando seus aspectos texturais, petrográficos, composição química dos minerais e rocha total.

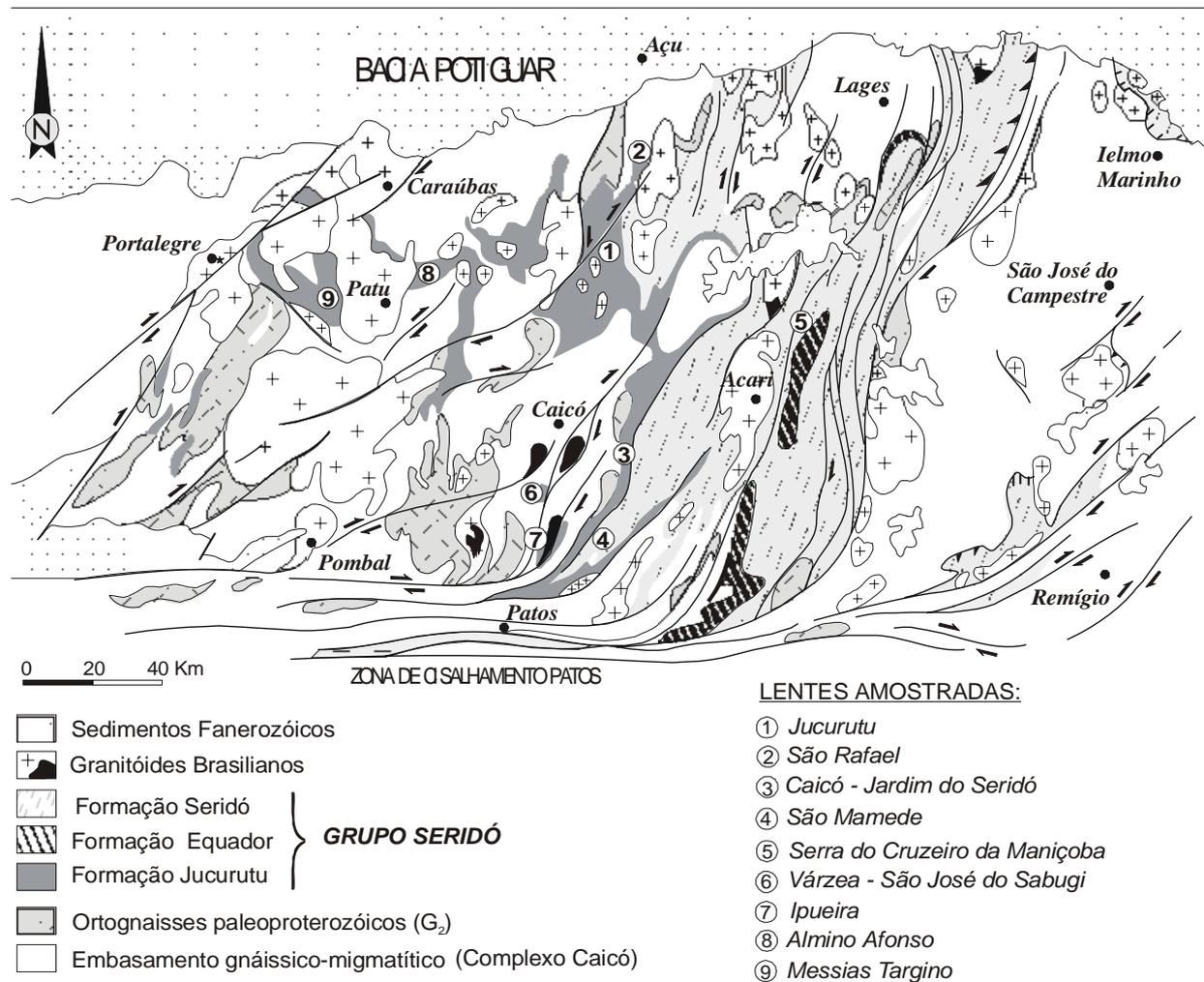


Figura 5.1 – Mapa simplificado da Faixa Seridó (modificado de Jardim de Sá 1994), mostrando a localização geográfica e geológica (representadas pelos números circulados) das lentes de mármore amostradas neste trabalho..

5.1 - MÁRMORES DA FORMAÇÃO JUCURUTU

Os mármore intercalados na Formação Jucurutu estão amplamente distribuídos pela Faixa Seridó, e segundo Jardim de Sá (1994) ocorrem em dois (ou três) níveis estratigráficos um dos quais próximo à base. Baseado nestas informações, procurou-se selecionar lentes que englobassem os diferentes níveis estratigráficos e representassem a sedimentação carbonática na Formação Jucurutu. Entretanto, dada a complexa deformação superimpostas as supracrustais da Faixa Seridó, esta tornou-se uma tarefa difícil de ser executada. Como resultado, as lentes foram selecionadas de forma a cobrir diferentes setores da Faixa Seridó, observando as diferenças composicionais, texturais e estruturais nos mármore.

5.1.1 - Perfis Jucurutu (JUC e JUC-A)

A lente Jucurutu apresenta orientação geral N-S, algumas dezenas de quilômetros de extensão e espessura decamétrica. Na porção norte encontra-se dobrada e a sul, é subdividida em dois ramos: oeste e leste (figura 5.2). No ramo leste, mais precisamente na entrada da cidade de Jucurutu, foram coletadas 51 amostras de mármore em dois perfis: (i) JUC, com 31 amostras (UTM 24 717410 e M 9330615) e (ii) JUC-A com 18 amostras (UTM 24 717983 e M 9331031).

Os estudos petrográficos e geoquímicos foram baseados em 19 amostras de seção delgadas, 16 amostras de rocha total e 45 análises de minerais realizadas em 5 seções delgadas por microsonda eletrônica.

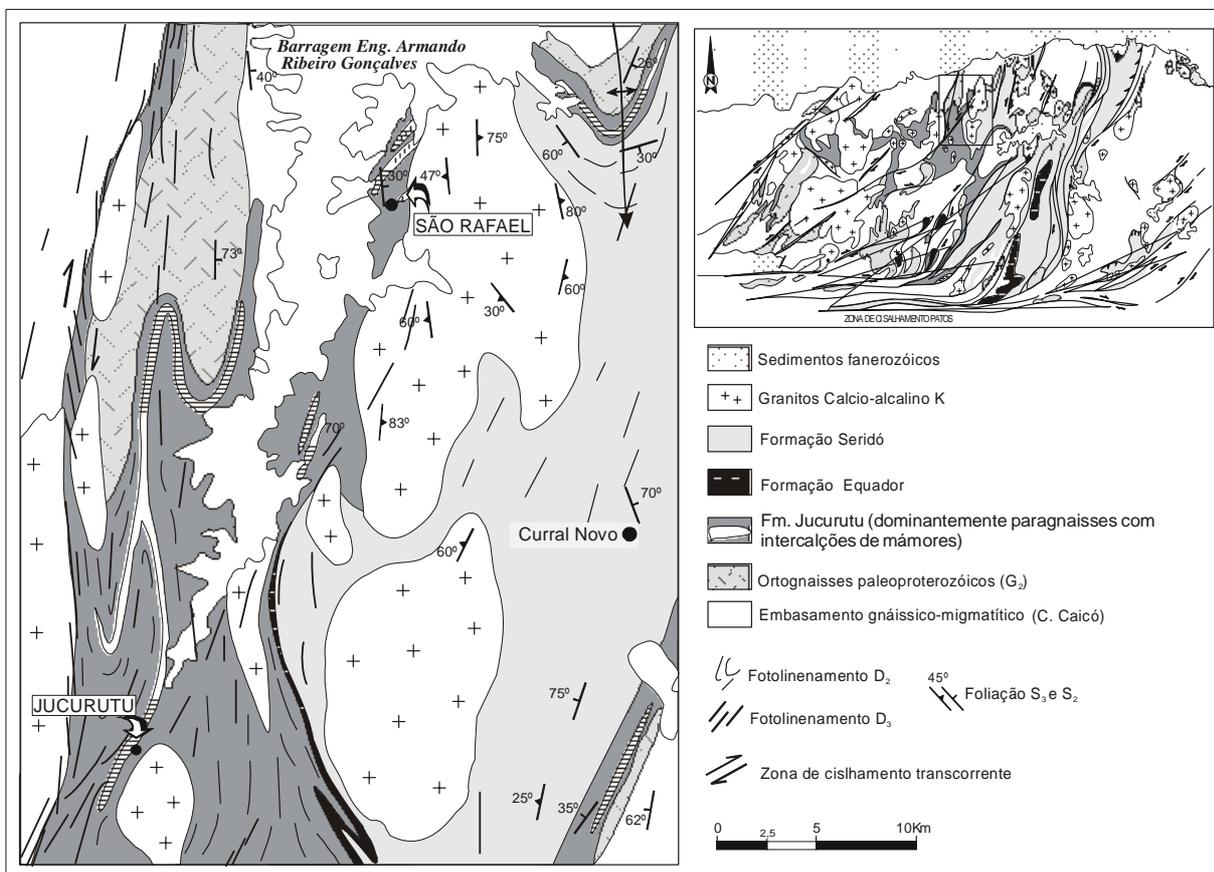


Figura 5.2 – Mapa simplificado da região de Jucurutu e São Rafael (modificado de Jardim de Sá 1994), destacando a localização dos Jucurutu (JUC) e São Rafael (SRF).

Texturalmente os mármore são bastante homogêneos, apresentam coloração cinza, textura média a grossa e foliação segundo 30°/sub-vertical. Em alguns locais exibe um bandamento composicional, caracterizado pela alternância de níveis cinza e níveis esbranquiçado (foto 5.1). Dominantemente calcíticos, a mineralogia acessória é constituída por raros cristais de opacos, quartzo e anfibólio.

Dois tipos texturais de calcita foram observados: (i) pequenos cristais xenomórficos e (ii) cristais maiores hipidiomórficos. Ambos exibem contatos retos a irregulares, por vezes em ponto tríplice, e seu eixo maior define a foliação da rocha. Composicionalmente não há diferenças entre os tipos (i) e (ii), ambos apresentam $\text{CaCO}_3 > 97\%$ e $\text{MgCO}_3 < 0,6\%$ (ver tabela 5.1). Entretanto, próximo ao contato com o paragnaisse observa-se uma ligeira modificação nos teores de CaCO_3 (entre 93 a 95%) e MgCO_3 (< 3,2 % - ver na tabela 5.1 amostras JUC-31 e 33).

O aumento gradativo de Mg ocorre devido a substituição simples do Mg pelo Ca na estrutura da calcita (figura 5.3). Observando a distribuição das amostras há um aumento gradativo da concentração de Mg, por fórmula unitária (pfu), da amostra JUC-5 para a amostra JUC-31. Este enriquecimento em Mg parece estar relacionado a trocas com o paragnaisse, uma vez que além do aumento a gradativo de Mg com a proximidade do contato, a amostra JUC-31 (próxima ao contato) apresenta concentrações 4 vezes maior desse elemento que a amostra JUC-29. A amostra JUC-A5 tem concentrações compatíveis com as amostras do perfil JUC, e aparentemente, substituições na estrutura das calcitas estão ausente.

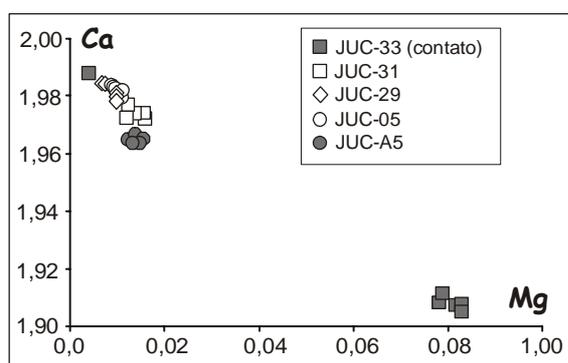


Figura 5.3 – Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) das calcitas do perfil Jucurutu.

Acompanhando a ligeira modificação na composição da calcita, também se observa um aumento significativo na percentagem de anfibólio com a proximidade do contato. O anfibólio é do tipo cálcico, predominantemente tremolita, e subordinadamente Mg-hornblenda (ver figura 5.4 e tabela 5.2 - Leake et al. 1997). Texturalmente pode ser encontrado como: (i) pequenos cristais xenomórficos, intersticiais, muitas vezes com opacos inclusos (amostras longe do contato) e como (ii) cristais maiores hipidiomórficos constituindo agregados ou dispersos na rocha (foto 5.2).

A estrutura do anfibólio permite que vários tipos de substituições ocorram devido a variações nas condições físico-químicas, acomodando grande número de cátions e ânions, com cargas e raios iônicos variáveis. Segundo Spear (1993) os principais vetores de trocas nos anfibólios são: (1) FeMg_{-1} ; (2) CaMg_{-1} ; (3) $\text{Fe}^{3+}\text{Al}_{-1}$; $\text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-1}$ (tschermaquita); (4) $\text{NaAl}^{\text{IV}}\text{Si}_{-1}$ (edenita); (5) $\text{NaSi}\text{Ca}_{-1}\text{Al}^{\text{IV}}_{-1}$ (plagioclásio); (6) $\text{NaAl}^{\text{VI}}\text{Ca}_{-1}\text{Mg}_{-1}$ (Glaucófana); (7) $\text{TiAl}^{\text{VI}}_2\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2}$ (Ti-tchermaquita). A identificação de vetores é importantes para visualizar os re-equilíbrios químicos e suas possíveis causas.

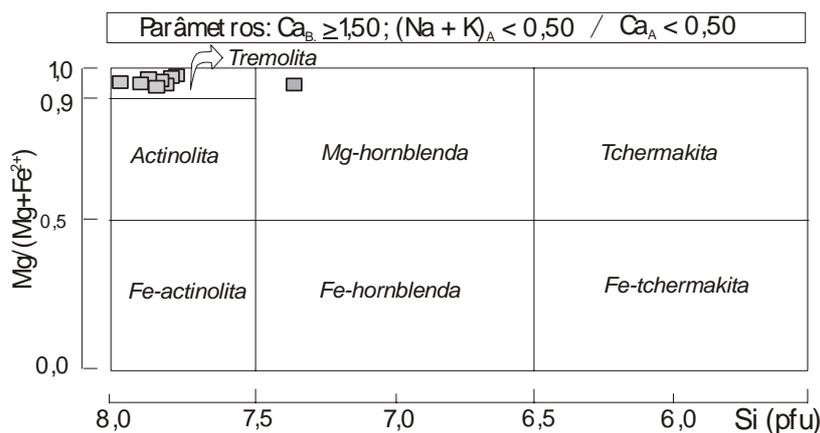


Figura 5.4 – Classificação dos anfibólios do perfil Jucurutu, segundo Leake et al. (1997)

Tabela 5.2 – Análises químicas de anfibólios da lente Jucurutu (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios).

| JUCURUTU – ANFIBÓLIOS | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------|--------|--------|--------|--------|---------------|--------|--------|--------|
| | JUC-31 | | | | | JUC-33 | | | |
| Cristal | I | II | III | IV | V | I | II | III | IV |
| SiO ₂ | 53,061 | 58,004 | 57,575 | 58,091 | 59,227 | 56,247 | 55,332 | 56,489 | 56,325 |
| TiO ₂ | 0,199 | 0,045 | 0,002 | 0,007 | 0,000 | 0,105 | 0,061 | 0,000 | 0,060 |
| Al ₂ O ₃ | 5,377 | 1,884 | 1,480 | 0,771 | 0,648 | 1,346 | 0,936 | 0,579 | 1,254 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,045 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,011 | 0,004 | 0,011 | 0,011 | 0,000 |
| MgO | 21,825 | 23,124 | 23,031 | 23,539 | 23,442 | 23,944 | 24,065 | 23,870 | 24,137 |
| CaO | 13,495 | 13,493 | 13,398 | 13,486 | 13,711 | 13,429 | 13,162 | 13,607 | 13,629 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,011 | 0,063 | 0,019 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 1,964 | 1,767 | 2,170 | 1,878 | 1,767 | 0,757 | 0,908 | 1,114 | 0,840 |
| Na ₂ O | 1,220 | 0,567 | 0,659 | 0,358 | 0,282 | 0,568 | 0,365 | 0,214 | 0,504 |
| K ₂ O | 0,464 | 0,142 | 0,125 | 0,127 | 0,085 | 0,050 | 0,033 | 0,062 | 0,082 |
| BaO | 0,100 | 0,000 | 0,000 | 0,017 | 0,068 | 0,000 | 0,134 | 0,084 | 0,000 |
| Cl | 0,101 | 0,002 | 0,020 | 0,000 | 0,009 | 0,000 | 0,009 | 0,009 | 0,020 |
| H ₂ O | 1,519 | 1,773 | 1,616 | 1,602 | 1,644 | 1,914 | 1,820 | 1,830 | 1,977 |
| Total | 100,62 | 101,71 | 101,26 | 101,16 | 102,09 | 98,88 | 97,46 | 98,52 | 99,22 |
| O = F | -0,528 | -0,382 | -0,495 | -0,513 | -0,497 | -0,216 | -0,264 | -0,275 | -0,163 |
| O = Cl | -0,023 | 0,000 | -0,005 | 0,000 | -0,002 | 0,000 | -0,002 | -0,002 | -0,005 |
| F | 1,254 | 0,907 | 1,176 | 1,219 | 1,181 | 0,513 | 0,626 | 0,653 | 0,387 |
| Total | 100,07 | 101,33 | 100,76 | 100,64 | 101,59 | 98,66 | 97,20 | 98,24 | 99,05 |
| Si | 7,346 | 7,827 | 7,836 | 7,899 | 7,962 | 7,778 | 7,780 | 7,856 | 7,768 |
| Al ^{IV} | 0,654 | 0,173 | 0,164 | 0,101 | 0,038 | 0,219 | 0,155 | 0,095 | 0,204 |
| Al ^{VI} | 0,224 | 0,127 | 0,073 | 0,023 | 0,065 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,021 | 0,005 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,011 | 0,006 | 0,000 | 0,006 |
| Cr | 0,005 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 |
| Mg | 4,503 | 4,650 | 4,671 | 4,770 | 4,697 | 4,935 | 5,043 | 4,947 | 4,961 |
| Ca | 2,002 | 1,951 | 1,954 | 1,965 | 1,975 | 1,990 | 1,983 | 2,028 | 2,014 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,007 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe ²⁺ | 0,227 | 0,199 | 0,247 | 0,214 | 0,199 | 0,088 | 0,107 | 0,130 | 0,097 |
| Na | 0,327 | 0,148 | 0,174 | 0,094 | 0,074 | 0,152 | 0,100 | 0,058 | 0,135 |
| K | 0,082 | 0,024 | 0,022 | 0,022 | 0,015 | 0,009 | 0,006 | 0,011 | 0,014 |
| Total | 15,391 | 15,105 | 15,143 | 15,096 | 15,026 | 15,182 | 15,181 | 15,126 | 15,199 |
| Mg/(Mg+Fe ²⁺) | 0,952 | 0,959 | 0,950 | 0,957 | 0,959 | 0,983 | 0,979 | 0,974 | 0,981 |
| (Na+K) _A | 0,409 | 0,124 | 0,149 | 0,095 | 0,063 | 0,161 | 0,105 | 0,069 | 0,149 |
| Ca _B | 2,000 | 1,951 | 1,954 | 1,965 | 1,975 | 1,966 | 1,893 | 1,921 | 1,936 |
| Ca _A | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,024 | 0,009 | 0,107 | 0,078 |
| Ti | 0,021 | 0,005 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,011 | 0,006 | 0,000 | 0,006 |
| Si | 7,346 | 7,827 | 7,836 | 7,899 | 7,962 | 7,778 | 7,780 | 7,856 | 7,768 |

Através dos vetores de substituição representados na figura 5.5, é possível observar a influência da interação com o paragnaisse na composição do anfibólio. Na figura 5.5A e 5.5E, os anfibólios da amostra JUC-31 e JUC-33 apresentam concentrações distintas de Fe e Mg, bem como, Mg e Ca. Analisando o universo de cada amostra, não se observa a presença de substituições (Fe por Mg e Ca por Mg). Como as duas amostras fazem parte de um mesmo perfil, distando apenas alguns metros uma da outra, a diferença na composição do anfibólio pode ser atribuída, para a amostra JUC-33, a uma disponibilidade maior de Mg no meio, quando da formação do anfibólio. A ausência do vetor de substituição descarta uma infiltração de fluídos que teria modificado progressivamente a composição dos anfibólios.

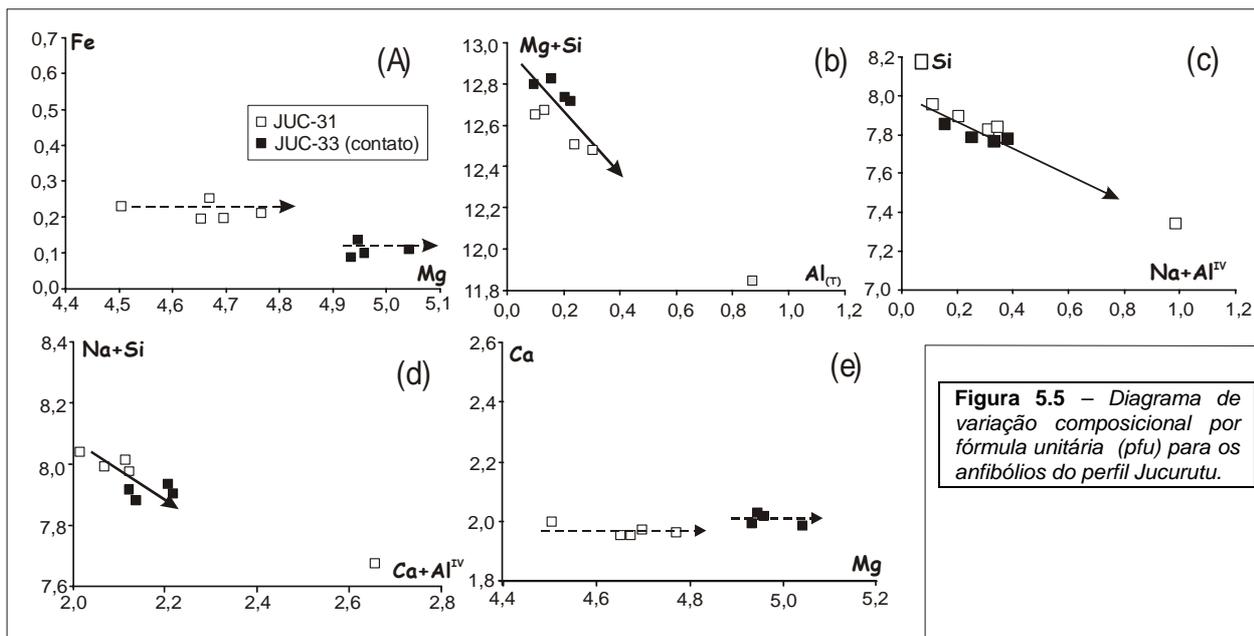


Figura 5.5 – Diagrama de variação composicional por fórmula unitária (pfu) para os anfibólios do perfil Jucurutu.

Os vetores de substituições do tipo tschermakita e edenita (figuras 5.5B e C), definidos pelos anfibólios de ambas amostras, são comuns em anfibólios cálcicos, e a sua combinação linear é denominada de substituição tipo pargassita. Segundo Spear (1993), a combinação de trocas do tipo edenita e tschermakita na proporção 1:3 resulta na solução sólida actinolita-hornblenda, e ocorre em resposta a re-equilíbrios físicos-químicos. A substituição do tipo plagioclásio (figura 5.5D) é descrita por Spear (1993) como associada, em geral, a mudanças nas condições físicas, uma vez que NaSi podem re-alocar CaAl com o aumento da pressão. Na figura 5.5D, o NaSi está sendo substituído por CaAl^{IV}, esta substituição pode estar refletindo o metamorfismo de baixa pressão a que foi submetido as supracrustais da Faixa Seridó.

Além do anfibólio, outro acessório importante no perfil JUC são os cristais de mica. Aparentemente restrita à amostra JUC-33, a mica apresenta-se como pequenos cristais hipidiomórficos orientados segundo a foliação da rocha. Composicionalmente é classificada como flogopita (figura 5.6 e tabela 5.3) e apresenta re-equilíbrios físicos-químicos observados pelos vetores de trocas plagioclásio, tschermakita e edenita (figura 5.7A, B e C, respectivamente). A substituição do tipo plagioclásio provavelmente é resultado do metamorfismo de baixa pressão, conforme já discutido. As substituições tchermakita e edenita são responsáveis pela diminuição progressiva nos teores de Si e aumento dos teores de Al, resultando na solução sólida flogopita-eastonita (figura 5.6)

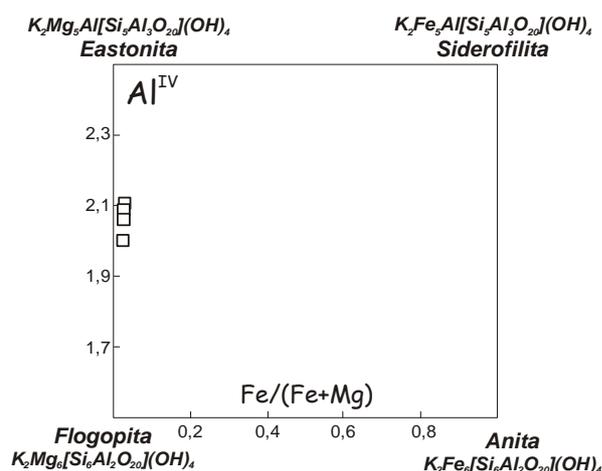


Figura 5.6 – Composição das micas do perfil Jucurutu (amostra JUC-33). Modificado de Deer et al. 1966.

Tabela 5.3 – Análises químicas de micas da lente Jucurutu (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).

| JUCURUTU – MICAS | | | | |
|--------------------------------|------------|--------|--------|--------|
| cristal | JUC-33 | | | |
| | % em óxido | | | |
| | I | II | III | IV |
| SiO ₂ | 40,837 | 41,059 | 41,110 | 41,710 |
| TiO ₂ | 0,585 | 0,663 | 0,625 | 0,518 |
| Al ₂ O ₃ | 14,072 | 13,543 | 13,811 | 13,461 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,026 | 0,000 | 0,023 |
| FeO | 1,190 | 1,157 | 1,203 | 1,235 |
| MnO | 0,018 | 0,003 | 0,000 | 0,000 |
| MgO | 26,935 | 27,148 | 26,993 | 27,274 |
| CaO | 0,057 | 0,000 | 0,095 | 0,116 |
| Na ₂ O | 0,709 | 0,779 | 0,821 | 0,832 |
| K ₂ O | 8,939 | 9,022 | 9,075 | 8,932 |
| BaO | 0,166 | 0,116 | 0,083 | 0,117 |
| NiO | 0,000 | 0,033 | 0,000 | 0,000 |
| F | 1,713 | 1,758 | 1,686 | 2,166 |
| Cl | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,018 |
| H | 3,342 | 3,319 | 3,364 | 3,137 |
| Total | 98,563 | 98,626 | 98,879 | 99,539 |

| cristal | JUC-33 | | | |
|------------------|----------------------------|--------|--------|--------|
| | átomo por fórmula unitária | | | |
| | I | II | III | IV |
| Si | 5,895 | 5,930 | 5,917 | 6,000 |
| Al ^{IV} | 2,105 | 2,070 | 2,083 | 2,000 |
| Al ^{VI} | 0,289 | 0,235 | 0,260 | 0,282 |
| Ti | 0,063 | 0,072 | 0,068 | 0,056 |
| Cr | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,003 |
| Mg | 5,796 | 5,844 | 5,791 | 5,848 |
| Mn | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe | 0,144 | 0,140 | 0,145 | 0,149 |
| Ca | 0,009 | 0,000 | 0,015 | 0,018 |
| Na | 0,198 | 0,218 | 0,229 | 0,232 |
| K | 1,646 | 1,662 | 1,666 | 1,639 |
| F | -0,721 | -0,740 | -0,710 | -0,912 |
| Total | 15,435 | 15,445 | 15,469 | 15,322 |
| Fe/(Fe+Mg) | 0,024 | 0,023 | 0,024 | 0,025 |

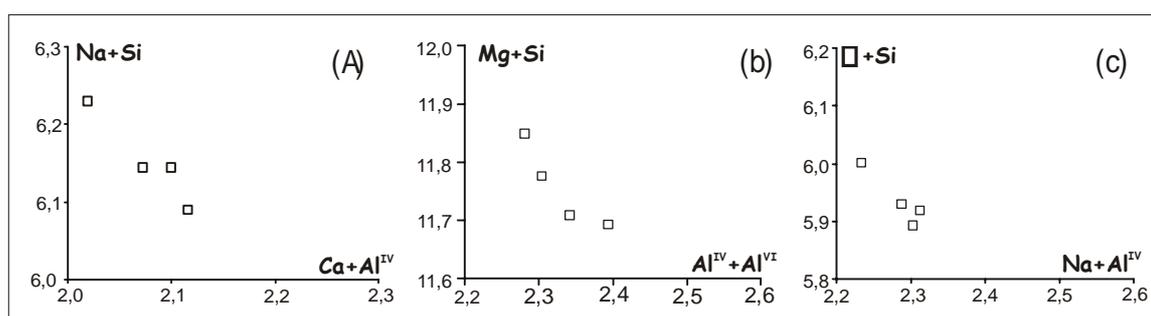


Figura 5.7 – Diagrama de variação composicional (pfu) para as micas do perfil Jucurutu (amostra JUC-33).

A nível de rocha total, o perfil Jucurutu também exibe um comportamento relativamente homogêneo dos óxidos, havendo apenas algumas modificações próximo ao contato com o paragneisse, a partir da amostra JUC-26 (ver tabela 5.4 e figura 5.8). Também não foram observadas diferenças significativas entre a composição de rocha total dos mármore do perfil JUC-A com o perfil JUC (ver tabela 5.4). De uma forma geral, os valores de CaO variam de \cong 53 a 55%, sílica de 0,20 a 2,10%, razão

Mg/Ca = 0,01, elevado teores de Sr e baixo teores de Rb (tabela 5.4). Uma significativa mudança destes valores é observado nas amostras JUC-26, JUC-31 e JUC-33 (ver tabela 5.4 e figura 5.8).

Tabala 5.4 – Análise de elementos maiores (%) alguns traços (ppm) do mármore do perfil Jucurutu

| MÁRMORES JUCURUTU (Perfis JUC-A e JUC) | | | | | | | | |
|---|---------------|---------------|----------------|----------------|----------------|---------------|---------------|---------------|
| | JUC-A2 | JUC-A5 | JUC-A10 | JUC-A14 | JUC-A18 | JUC-2 | JUC-5 | JUC-10 |
| SiO ₂ | 0,41 | 1,12 | 0,56 | 0,56 | 1,71 | 1,00 | 1,25 | 0,38 |
| Al ₂ O ₃ | 0,13 | 0,34 | 0,09 | 0,15 | 0,50 | 0,17 | 0,34 | 0,09 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,07 | 0,13 | 0,06 | 0,08 | 0,21 | 0,11 | 0,16 | 0,07 |
| MgO | 0,27 | 0,40 | 0,31 | 0,24 | 0,38 | 0,55 | 0,42 | 0,14 |
| CaO | 55,36 | 54,11 | 55,36 | 55,12 | 53,73 | 54,68 | 53,99 | 55,72 |
| Na ₂ O | 0,10 | 0,13 | 0,07 | 0,07 | 0,16 | 0,08 | 0,12 | 0,05 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,03 | 0,00 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,02 |
| MnO | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Total | 56,38 | 56,28 | 56,48 | 56,25 | 56,80 | 56,63 | 56,37 | 56,49 |
| Ca (%) | 39,30 | 38,42 | 39,37 | 39,50 | 38,17 | 38,96 | 38,52 | 39,78 |
| Mg (%) | 0,26 | 0,33 | 0,31 | 0,26 | 0,33 | 0,44 | 0,37 | 0,22 |
| Si (ppm) | 2008 | 5244 | 2593 | 2627 | 8016 | 4725 | 5765 | 1789 |
| Mn (ppm) | 5,00 | 17,00 | 5,00 | 1,00 | 38,00 | 19,00 | 23,00 | 13,00 |
| Sr (ppm) | 2838 | 3152 | 3099 | 3050 | 2777 | 3181 | 3160 | 2992 |
| Rb (ppm) | 0,00 | 1,00 | 0,00 | 1,00 | 4,00 | 1,00 | 2,00 | 3,00 |
| Fe (ppm) | 442 | 862 | 373 | 554 | 1398 | 715 | 1018 | 445 |
| Ba (ppm) | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg/Ca | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| | JUC-15 | JUC-19 | JUC-21 | JUC-26 | JUC-28 | JUC-29 | JUC-31 | JUC-33 |
| SiO ₂ | 0,20 | 2,10 | 0,63 | 6,14 | 0,74 | 0,66 | 14,35 | 3,74 |
| Al ₂ O ₃ | 0,08 | 0,52 | 0,15 | 0,15 | 0,14 | 0,08 | 1,27 | 0,38 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,08 | 0,17 | 0,07 | 0,12 | 0,08 | 0,07 | 0,50 | 0,22 |
| MgO | 0,19 | 0,33 | 0,28 | 0,39 | 0,18 | 0,19 | 5,14 | 3,03 |
| CaO | 55,86 | 53,85 | 55,55 | 51,05 | 55,39 | 55,43 | 41,41 | 50,54 |
| Na ₂ O | 0,06 | 0,44 | 0,09 | 0,12 | 0,02 | 0,03 | 0,41 | 0,21 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,23 | 0,15 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,06 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,01 |
| MnO | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| Total | 56,52 | 57,47 | 56,81 | 58,01 | 56,60 | 56,50 | 63,42 | 58,32 |
| Ca (%) | 39,59 | 38,32 | 39,45 | 36,29 | 39,31 | 39,43 | 29,47 | 35,90 |
| Mg (%) | 0,23 | 0,30 | 0,29 | 0,30 | 0,23 | 0,21 | 3,09 | 1,91 |
| Si (ppm) | 907 | 9779 | 2961 | 28766 | 3366 | 3049 | 66792 | 17484 |
| Mn (ppm) | 4,00 | 18,00 | 6,00 | 42,00 | 25,00 | 23,00 | 98,00 | 88,00 |
| Sr (ppm) | 3032 | 2848 | 3214 | 2919 | 2589 | 2881 | 3109 | 1756 |
| Rb (ppm) | 0,00 | 1,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 1,00 | 12,00 | 9,00 |
| Fe (ppm) | 508 | 1127 | 483 | 815 | 488 | 458 | 3333 | 1437 |
| Ba (ppm) | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg/Ca | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,10 | 0,05 |

A amostra JUC-26 difere das demais por uma aumento significativo no teor de SiO₂ (6,14%) e conseqüentemente uma diminuição no teor de CaO (ver tabela 5.4 e figura 5.8). Esse aumento é reflexo de uma maior percentagem de quartzo na amostra, que ocorre como agregados com extinção ondulante segundo a foliação da rocha. Na amostra JUC-31, além do elevado teor de SiO₂ (14,35%), há um aumento dos teores de MgO (5,14%), Al₂O₃ (1,27%), FeO (0,5%), e Ca/Mg (0,10). De todas as amostras analisadas, a amostra JUC-31 é a que apresenta o maior percentual de anfibólio, chegando a definir bandas na rocha. A amostra JUC-33 apresenta um comportamento similar a JUC-31, porém com picos de menor intensidade (ver figura 5.8) devido a uma menor percentagem de anfibólio na amostra.

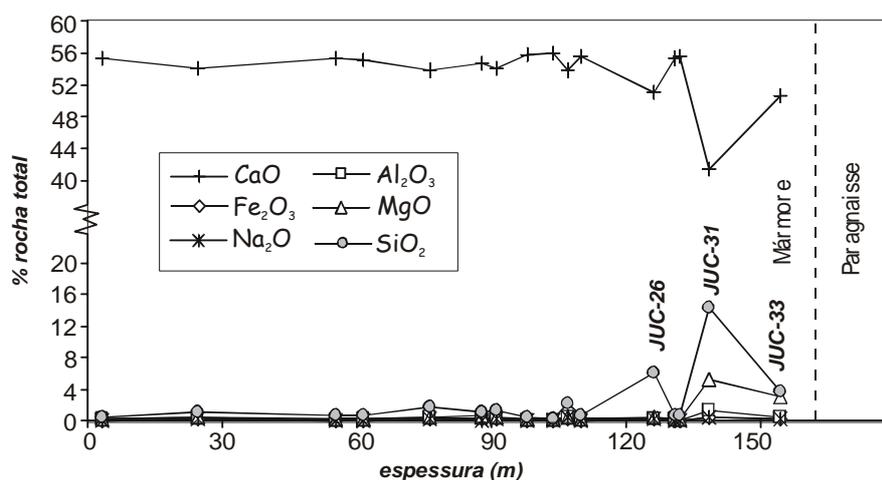


Figura 5.8 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármore do perfil JUC

De uma forma geral, a análise química de rocha total é um reflexo direto da composição da rocha, em termos de porcentagem de minerais. As análises químicas de minerais, por outro lado, refletem, através dos vetores de trocas (figuras 5.3, 5.5 e 5.7), a interação, composição de fluídos e as mudanças provocadas nos mármore por trocas com o paragnaisse encaixante

5.1.2 - Perfil São Rafael (SRF)

O perfil São Rafael localiza-se nas coordenadas UTM 24 734947 e M 9359860, saída da cidade de São Rafael em direção a cidade de Angicos (figura 5.2). No total foram coletadas 69 amostras, num perfil de 257 m de espessura aparente. Devido ao grau de intemperismo, não foram coletadas amostras próximos ao contato com o paragnaisse encaixante. Do total de amostras coletadas, 24 foram selecionadas para confecção de seções delgadas, 29 para análises de rocha total e 5 para análises de mineral por microsonda (151 análises de minerais), distribuídas ao longo do perfil.

Os mármore São Rafael, bastante intemperizados, apresentam-se foliados segundo N30°E/70° NW, textura média a grossa e coloração cinza a esbranquiçada (foto 5.3). Mineralogicamente são constituídos essencialmente por calcita e dolomita, com anfibólio, mica, quartzo e opacos como acessórios.

A calcita ocorre como cristais hipidiomórficos, em geral com contatos retos, constituindo os cristais maiores da rocha. A dolomita diferencia-se microscopicamente da calcita, pelo relevo mais elevado e por ocorrer como pequenos cristais hipidiomórficos a xenomórficos, em geral, constituindo agregados na rocha (foto 5.4). A calcita tem teores de CaCO_3 variando entre 93 a 98% e MgCO_3 entre 1 a 4% (tabela 5.5), nas dolomitas os teores de MgCO_3 giram em torno de 54 a 55,5% e CaCO_3 entre 44 a 45% (tabela 5.5). A porcentagem de calcitas e dolomitas variam no decorrer do perfil, as dolomitas são mais abundantes na base e tornam-se mais escassas em direção ao topo, estando ausente a partir da amostra SRF-63.

A figura 5.9 ilustra a variação de Ca e Mg (pfu) nos carbonatos do perfil São Rafael. Tanto as calcitas como as dolomitas mostram composições mais magnesianas. Esse comportamento é homogêneo ao longo do perfil (não há relação espacial entre as amostras e o teor de Mg) o que o diferencia bem do perfil Jucurutu, onde as calcitas com maiores concentrações de Mg encontravam-se no topo do perfil (próximo ao contato superior com o paragnaisse - amostra JUC-33).

Tabela 5.5 – Análises de calcitas e dolomitas do perfil São Rafael, realizadas por microsonda eletrônica na UnB.

| | SAO RAFAEL - CALCITAS | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|-----------------------|---------|---------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|
| | SRF-5 | | SRF-32 | | SRF-33 | | SRF-63 | | | | | | | | | | | | |
| | I | II | III | IV | V | I | II | III | IV | V | VI | | | | | | | | |
| CaCO ₃ | 96,315 | 98,794 | 95,375 | 97,241 | 97,403 | 94,112 | 93,930 | 93,232 | 93,971 | 96,460 | 95,401 | 96,017 | 95,769 | 98,019 | 98,886 | 94,837 | 98,355 | 97,253 | 96,397 |
| MgCO ₃ | 1,712 | 1,195 | 3,677 | 1,092 | 2,688 | 3,796 | 2,680 | 3,816 | 3,219 | 3,332 | 3,558 | 3,588 | 3,695 | 1,481 | 0,998 | 4,044 | 1,221 | 1,205 | 2,121 |
| FeCO ₃ | 0,118 | 0,041 | 0,055 | 0,133 | 0,082 | 0,113 | 0,213 | 0,247 | 0,219 | 0,147 | 0,000 | 0,055 | 0,106 | 0,160 | 0,029 | 0,207 | 0,174 | 0,080 | 0,122 |
| MnCO ₃ | 0,007 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,077 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,040 | 0,085 | 0,000 | 0,018 | 0,018 | 0,000 |
| BaCO ₃ | 0,066 | 0,045 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,092 | 0,000 | 0,000 | 0,022 | 0,270 | 0,157 | 0,000 | 0,183 | 0,024 | 0,000 | 0,000 | 0,114 | 0,000 |
| SrCO ₃ | 0,096 | 0,000 | 0,000 | 0,064 | 0,032 | 0,165 | 0,283 | 0,343 | 0,293 | 0,000 | 0,081 | 0,130 | 0,041 | 0,041 | 0,059 | 0,000 | 0,074 | 0,000 | 0,041 |
| CO ₂ | 1,301 | 1,323 | 1,317 | 1,302 | 1,329 | 1,303 | 1,287 | 1,296 | 1,297 | 1,327 | 1,317 | 1,326 | 1,323 | 1,321 | 1,323 | 1,317 | 1,320 | 1,304 | 1,307 |
| Total | 99,615 | 101,405 | 100,424 | 99,832 | 101,534 | 99,429 | 98,485 | 98,934 | 99,076 | 101,288 | 100,629 | 101,273 | 100,934 | 101,245 | 101,404 | 100,405 | 101,162 | 99,974 | 99,988 |
| Ca | 1,953 | 1,969 | 1,912 | 1,968 | 1,935 | 1,894 | 1,918 | 1,899 | 1,913 | 1,919 | 1,911 | 1,911 | 1,910 | 1,947 | 1,961 | 1,888 | 1,954 | 1,956 | 1,934 |
| Mg | 0,041 | 0,028 | 0,087 | 0,026 | 0,063 | 0,089 | 0,065 | 0,092 | 0,078 | 0,079 | 0,085 | 0,085 | 0,087 | 0,035 | 0,023 | 0,096 | 0,029 | 0,029 | 0,051 |
| Fe | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,004 | 0,003 | 0,001 | 0,002 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ba | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Sr | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,004 | 0,005 | 0,004 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 |
| C | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,013 | 0,008 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | 0,013 |
| Total | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 2,002 | 1,999 | 2,001 | 2,000 | 2,000 | 2,001 |

| | SAO RAFAEL - DOLOMITAS | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | SRF-5 | | SRF-18 | | SRF-32 | | SRF-33 | | | | | | | | | | | |
| | I | II | III | IV | V | I | II | III | IV | V | VI | | | | | | | |
| CaCO ₃ | 55,558 | 54,724 | 54,964 | 55,302 | 54,377 | 55,373 | 54,721 | 54,278 | 55,106 | 55,019 | 54,934 | 54,164 | 54,026 | 54,756 | 54,687 | 55,064 | 55,197 | 54,846 |
| MgCO ₃ | 44,401 | 44,995 | 44,505 | 44,882 | 44,525 | 44,803 | 44,892 | 44,351 | 44,794 | 44,277 | 44,820 | 44,568 | 44,012 | 44,266 | 44,784 | 44,608 | 44,330 | 43,900 |
| FeCO ₃ | 0,335 | 0,337 | 0,332 | 0,212 | 0,667 | 0,340 | 0,132 | 0,221 | 0,179 | 0,128 | 0,142 | 0,213 | 0,387 | 0,349 | 0,286 | 0,326 | 0,449 | 0,412 |
| MnCO ₃ | 0,033 | 0,048 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,041 | 0,061 | 0,000 | 0,071 | 0,000 | 0,086 | 0,073 | 0,000 | 0,000 |
| BaCO ₃ | 0,176 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,023 | 0,069 | 0,000 | 0,044 | 0,000 | 0,112 | 0,000 |
| SrCO ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,034 | 0,009 | 0,000 | 0,000 | 0,088 | 0,000 | 0,018 | 0,116 | 0,000 | 0,052 | 0,017 | 0,000 | 0,095 |
| CO ₂ | 1,434 | 1,431 | 1,426 | 1,435 | 1,423 | 1,437 | 1,427 | 1,413 | 1,431 | 1,422 | 1,429 | 1,416 | 1,409 | 1,420 | 1,428 | 1,430 | 1,429 | 1,417 |
| Total | 101,937 | 101,535 | 101,227 | 101,831 | 100,992 | 101,989 | 101,181 | 100,263 | 101,510 | 100,975 | 101,386 | 100,402 | 100,090 | 100,791 | 101,367 | 101,518 | 101,517 | 100,670 |
| Mg | 0,970 | 0,983 | 0,978 | 0,980 | 0,980 | 0,977 | 0,986 | 0,983 | 0,980 | 0,975 | 0,982 | 0,986 | 0,975 | 0,977 | 0,982 | 0,977 | 0,972 | 0,970 |
| Fe | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,003 | 0,011 | 0,005 | 0,002 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,006 | 0,006 | 0,005 | 0,005 | 0,007 | 0,007 |
| Mn | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Ba | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 1,023 | 1,008 | 1,017 | 1,017 | 1,009 | 1,017 | 1,012 | 1,014 | 1,016 | 1,021 | 1,014 | 1,009 | 1,008 | 1,018 | 1,011 | 1,016 | 1,020 | 1,021 |
| Sr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 |
| C | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,008 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 2,001 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 2,001 | 2,001 | 2,000 | 1,999 | 1,999 | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 1,999 |

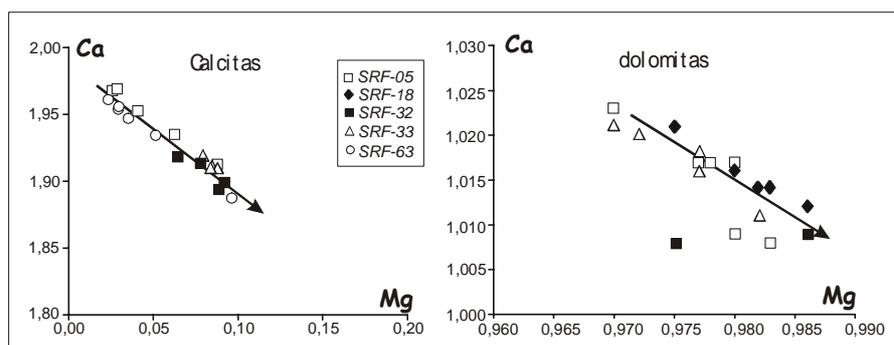


Figura 5.9 – Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) das calcitas e dolomitas do perfil São Rafael.

Os anfibólios do perfil São Rafael variam de tremolita, Mg-hornblenda e edenita (figura 5.10 e tabela 5.6). Apesar da composição dominante ser a tremolita, numa mesma amostra é possível encontrar os três tipos de anfibólio (amostra SRF-18, figura 5.10). O anfibólio ocorre como cristais tabulares, hidiomórficos, disperso na matriz da rocha, e na maioria dos casos associados à calcita. O tamanho dos cristais é variável, podendo ocorrer desde cristais maiores, destacados da matriz, a pequenos cristais intersticiais. A ocorrência do anfibólio no perfil também segue o exemplo das dolomitas, tornado-se mais escasso em direção ao topo do perfil (ausente a partir da amostra SRF-63). Em seção delgada não foi possível distingui-los com base em suas características texturais e óticas.

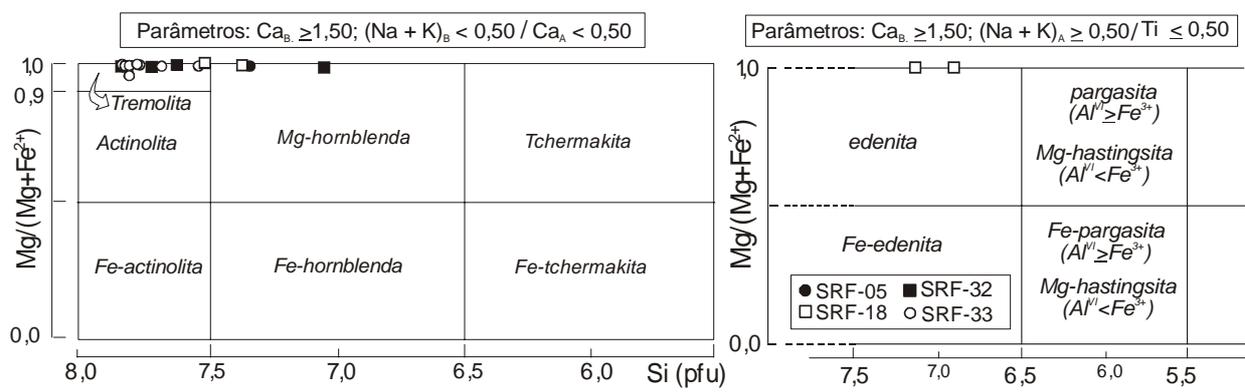


Figura 5.10 – Classificação dos anfibólios do perfil São Rafael, segundo Leake et al. (1997)

Através dos diagramas de variação composicionais dos anfibólios (figura 5.11A e B), conclui-se que não há vetores de substituição do tipo Fe-Mg e Ca-Mg, nem uma relação espacial entre as amostras e os teores de Mg, Ca e Fe, como é observado no perfil Jucurutu. O vetor de substituição pargassita (combinação linear dos vetores tchermaquita e edenita – figuras 5.11C e D), é responsável pela solução actinolita-hornblenda, e conseqüentemente pela distribuição horizontal das amostra na figura 5.10. A substituição do tipo glaucofana (ou jadeíta), resulta na solução sólida entre tremolita e glaucofana, nos anfibólios, e diopsídio-jadeíta nos piroxênios (Spear 1993). O re-alojamento de Na e Al é favorecido a alta pressão originando a glaucofana ou jadeíta, minerais índice do metamorfismo de alta pressão (Spear 1993). Na figura 5.9F, pode-se ver que há uma preferência do Ca+Mg em relação ao Si+Al^{VI} (figura 5.11E). Esse vetor, somado ao vetor plagioclásio (figura 5.11F), deixa claro as condições de baixa pressão atuantes durante o metamorfismo das rochas supracrustais da Faixa Seridó.

Tabela 5.6 – Análises químicas de anfibólios da lente São Rafael (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios),

| | SRF-5 | | SRF-18 | | | | SRF-32 | | | | SRF-33 | | | | VII | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|
| | I | II | I | II | III | IV | I | II | III | IV | V | I | II | III | | IV | V | VI |
| SiO ₂ | 56,060 | 53,295 | 54,371 | 50,071 | 55,123 | 52,257 | 57,572 | 57,846 | 55,381 | 51,465 | 56,315 | 55,128 | 57,237 | 58,070 | 57,324 | 57,008 | 57,148 | 55,795 |
| TiO ₂ | 0,158 | 0,175 | 0,214 | 0,128 | 0,181 | 0,353 | 0,038 | 0,092 | 0,078 | 0,682 | 0,155 | 0,221 | 0,059 | 0,126 | 0,050 | 0,040 | 0,056 | 0,277 |
| Al ₂ O ₃ | 3,727 | 5,225 | 5,396 | 10,331 | 4,329 | 8,158 | 1,915 | 2,097 | 3,298 | 8,285 | 2,487 | 4,003 | 1,511 | 1,845 | 2,192 | 1,864 | 1,493 | 2,356 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,007 | 0,026 | 0,042 | 0,065 | 0,000 | 0,000 | 0,039 | 0,023 | 0,012 | 0,042 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,027 | 0,008 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| MgO | 23,515 | 23,250 | 23,114 | 21,737 | 23,259 | 22,576 | 24,223 | 23,907 | 23,316 | 22,233 | 23,914 | 23,430 | 24,166 | 23,864 | 23,878 | 24,150 | 24,150 | 24,059 |
| CaO | 13,188 | 13,532 | 13,643 | 12,561 | 13,254 | 12,854 | 12,728 | 12,812 | 13,360 | 12,110 | 12,594 | 13,262 | 13,860 | 13,813 | 13,552 | 13,479 | 13,314 | 13,141 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,012 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,037 | 0,016 | 0,001 | 0,011 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 0,201 | 0,254 | 0,147 | 0,181 | 0,077 | 0,144 | 0,279 | 0,269 | 0,371 | 0,312 | 0,332 | 0,433 | 0,280 | 0,268 | 0,211 | 0,320 | 0,303 | 0,312 |
| Na ₂ O | 0,791 | 1,128 | 1,691 | 3,101 | 1,594 | 2,708 | 0,718 | 0,728 | 0,847 | 2,384 | 1,012 | 0,820 | 0,319 | 0,329 | 0,498 | 0,405 | 0,427 | 0,538 |
| K ₂ O | 0,109 | 0,109 | 0,080 | 0,155 | 0,082 | 0,134 | 0,072 | 0,078 | 0,097 | 0,150 | 0,092 | 0,166 | 0,086 | 0,096 | 0,115 | 0,115 | 0,078 | 0,189 |
| BaO | 0,117 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,103 | 0,052 | 0,017 | 0,000 | 0,223 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,034 | 0,101 | 0,000 | 0,068 |
| F | 0,568 | 0,699 | 0,629 | 0,968 | 0,634 | 0,526 | 0,651 | 0,374 | 0,524 | 0,863 | 0,577 | 0,368 | 0,273 | 0,274 | 0,225 | 0,607 | 0,515 | 0,531 |
| Cl | 0,005 | 0,033 | 0,009 | 0,020 | 0,015 | 0,017 | 0,022 | 0,048 | 0,009 | 0,034 | 0,009 | 0,004 | 0,004 | 0,029 | 0,011 | 0,007 | 0,000 | 0,000 |
| H ₂ O | 1,923 | 4,172 | 1,896 | 1,703 | 1,882 | 1,948 | 1,880 | 2,017 | 1,916 | 1,748 | 1,899 | 2,008 | 2,063 | 2,081 | 2,095 | 1,895 | 1,935 | 1,915 |
| Total | 100,369 | 101,898 | 101,244 | 101,021 | 100,430 | 101,778 | 100,192 | 100,308 | 99,246 | 100,547 | 99,387 | 99,854 | 99,858 | 100,822 | 100,193 | 99,991 | 99,419 | 99,181 |
| O = F | -0,239 | -0,294 | -0,265 | -0,408 | -0,267 | -0,222 | -0,274 | -0,158 | -0,221 | -0,364 | -0,243 | -0,155 | -0,115 | -0,115 | -0,095 | -0,256 | -0,217 | -0,224 |
| O = Cl | -0,001 | -0,007 | -0,002 | -0,005 | -0,003 | -0,004 | -0,005 | -0,011 | -0,002 | -0,008 | -0,002 | -0,001 | -0,001 | -0,007 | -0,003 | -0,002 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 100,129 | 101,597 | 100,977 | 100,609 | 100,160 | 101,553 | 99,913 | 100,140 | 99,023 | 100,176 | 99,142 | 99,698 | 99,742 | 100,700 | 100,096 | 99,734 | 99,202 | 98,957 |
| Si | 7,621 | 7,355 | 7,376 | 6,863 | 7,515 | 7,080 | 7,818 | 7,830 | 7,627 | 7,065 | 7,723 | 7,544 | 7,804 | 7,829 | 7,780 | 7,778 | 7,824 | 7,683 |
| Al ^{IV} | 0,379 | 0,645 | 0,624 | 1,137 | 0,485 | 0,920 | 0,182 | 0,170 | 0,373 | 0,935 | 0,277 | 0,456 | 0,196 | 0,171 | 0,220 | 0,222 | 0,176 | 0,317 |
| Al ^{VI} | 0,219 | 0,206 | 0,239 | 0,533 | 0,211 | 0,383 | 0,125 | 0,165 | 0,162 | 0,406 | 0,125 | 0,190 | 0,046 | 0,122 | 0,131 | 0,078 | 0,065 | 0,065 |
| Ti | 0,016 | 0,018 | 0,022 | 0,013 | 0,019 | 0,036 | 0,004 | 0,009 | 0,008 | 0,070 | 0,016 | 0,023 | 0,006 | 0,013 | 0,005 | 0,004 | 0,006 | 0,029 |
| Cr | 0,001 | 0,003 | 0,005 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,002 | 0,001 | 0,005 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mg | 4,764 | 4,782 | 4,673 | 4,441 | 4,726 | 4,558 | 4,902 | 4,823 | 4,785 | 4,549 | 4,888 | 4,779 | 4,910 | 4,795 | 4,830 | 4,910 | 4,928 | 4,937 |
| Ca | 1,921 | 2,001 | 1,983 | 1,845 | 1,936 | 1,866 | 1,852 | 1,858 | 1,971 | 1,781 | 1,851 | 1,945 | 2,025 | 1,995 | 1,971 | 1,970 | 1,953 | 1,939 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe | 0,023 | 0,029 | 0,017 | 0,021 | 0,009 | 0,016 | 0,032 | 0,030 | 0,043 | 0,036 | 0,038 | 0,050 | 0,032 | 0,030 | 0,024 | 0,037 | 0,035 | 0,036 |
| Na | 0,209 | 0,302 | 0,445 | 0,824 | 0,421 | 0,711 | 0,189 | 0,191 | 0,226 | 0,635 | 0,269 | 0,218 | 0,084 | 0,086 | 0,131 | 0,107 | 0,113 | 0,144 |
| K | 0,019 | 0,019 | 0,014 | 0,027 | 0,014 | 0,023 | 0,012 | 0,013 | 0,017 | 0,026 | 0,016 | 0,029 | 0,015 | 0,017 | 0,020 | 0,020 | 0,014 | 0,033 |
| Total | 15,171 | 15,360 | 15,398 | 15,711 | 15,336 | 15,594 | 15,121 | 15,093 | 15,218 | 15,510 | 15,203 | 15,233 | 15,119 | 15,061 | 15,113 | 15,126 | 15,113 | 15,182 |
| Mg/(Mg+Fe) | 0,995 | 0,994 | 0,996 | 0,997 | 1,000 | 1,000 | 0,994 | 0,994 | 0,999 | 0,992 | 0,992 | 0,991 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 0,994 | 0,993 | 0,993 |
| (Na+K) _A | 0,171 | 0,321 | 0,459 | 0,711 | 0,372 | 0,601 | 0,120 | 0,093 | 0,218 | 0,510 | 0,203 | 0,233 | 0,099 | 0,098 | 0,122 | 0,126 | 0,113 | 0,177 |
| Ca _B | 1,921 | 1,962 | 1,983 | 1,845 | 1,936 | 1,866 | 1,852 | 1,858 | 1,971 | 1,781 | 1,851 | 1,945 | 2,000 | 1,995 | 1,971 | 1,970 | 1,953 | 1,933 |
| Ca _A | 0,000 | 0,039 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,025 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,005 |
| Ti | 0,016 | 0,018 | 0,022 | 0,013 | 0,019 | 0,036 | 0,004 | 0,009 | 0,008 | 0,070 | 0,016 | 0,023 | 0,006 | 0,013 | 0,005 | 0,004 | 0,006 | 0,029 |
| Si | 7,621 | 7,355 | 7,376 | 6,863 | 7,515 | 7,080 | 7,818 | 7,830 | 7,627 | 7,065 | 7,723 | 7,544 | 7,804 | 7,829 | 7,780 | 7,778 | 7,824 | 7,683 |

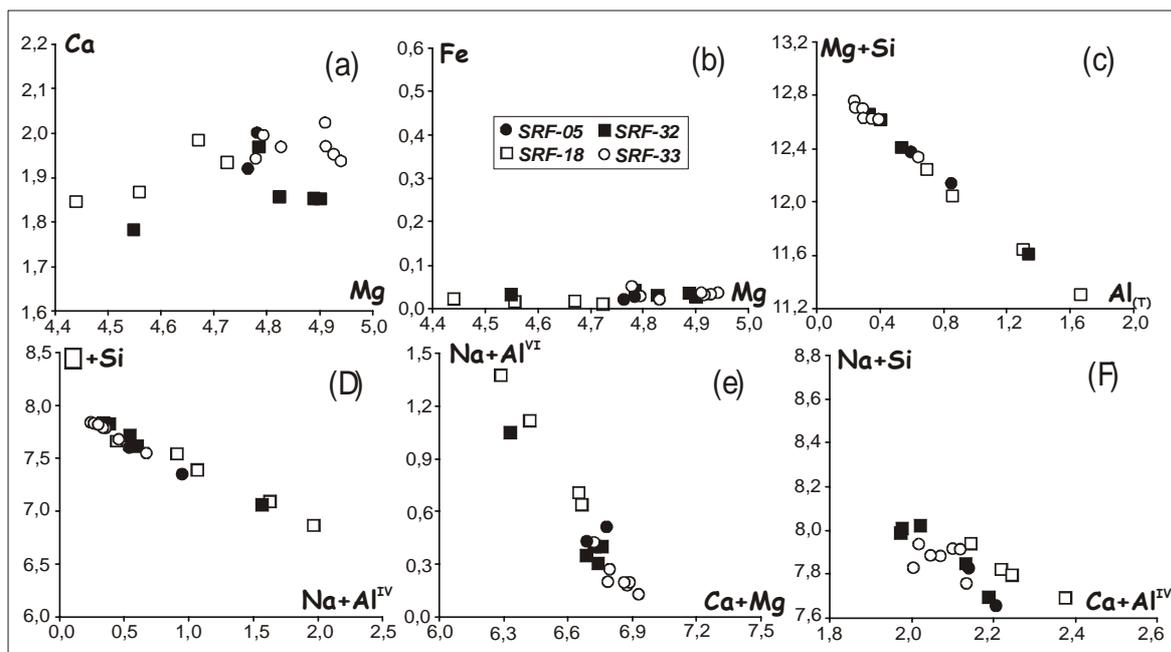


Figura 5.11 – Diagrama de variação composicional (pfu) para os anfibólios do perfil São Rafael.

As micas do perfil São Rafael são do tipo flogopita (figura 5.12 e tabela 5.7) e ocorrem como pequenos cristais tabulares, orientados, definindo a foliação da rocha. Dois vetores de substituição foram identificados nas flogopitas: o vetor edenita e o plagioclásio (figura 5.13).

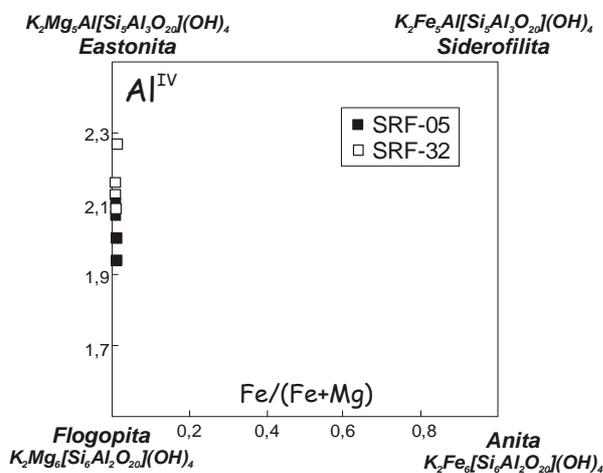


Figura 5.12 – Composição das micas do perfil São Rafael. Modificado de Deer et al. 1966.

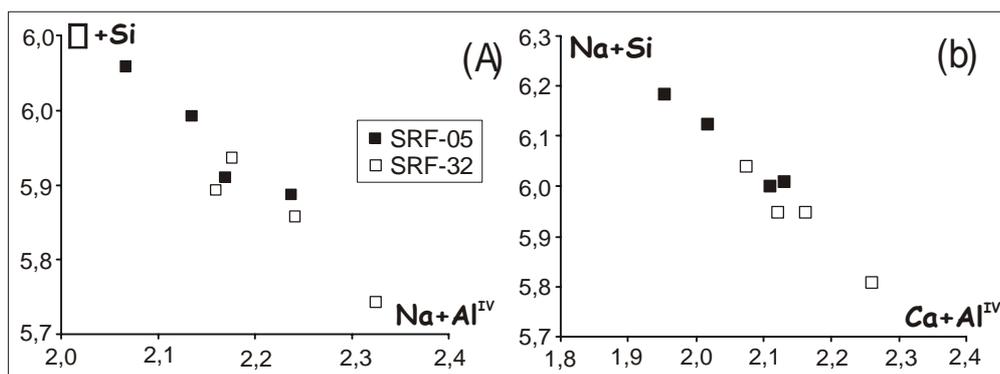


Figura 5.13 – Diagrama de variação composicional (pfu) para as micas do perfil São Rafael.

Tabela 5.7 – Análises químicas de micas da lente São Rafael (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).

| SÃO RAFAEL - MICAS | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|--------|--------|--------|
| | SRF-5 | | | | SRF-32 | | | | SRF-33 |
| | I | II | III | IV | I | II | III | IV | I |
| SiO ₂ | 43,528 | 42,189 | 41,362 | 41,577 | 39,381 | 41,682 | 41,535 | 40,581 | 39,480 |
| TiO ₂ | 0,448 | 0,485 | 0,501 | 0,424 | 0,888 | 0,764 | 0,762 | 0,794 | 0,660 |
| Al ₂ O ₃ | 15,231 | 15,965 | 15,363 | 15,814 | 15,433 | 15,369 | 14,630 | 14,898 | 15,069 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,048 | 0,022 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,058 | 0,043 | 0,027 | 0,019 |
| MgO | 26,629 | 25,475 | 26,880 | 26,565 | 26,053 | 25,915 | 26,181 | 26,203 | 25,849 |
| CaO | 0,116 | 0,096 | 0,108 | 0,157 | 0,034 | 0,100 | 0,041 | 0,129 | 0,196 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,014 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| NiO | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,006 | 0,031 | 0,013 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 0,282 | 0,371 | 0,385 | 0,305 | 0,558 | 0,553 | 0,458 | 0,501 | 0,816 |
| Na ₂ O | 0,466 | 0,467 | 0,438 | 0,305 | 0,230 | 0,198 | 0,377 | 0,343 | 0,288 |
| K ₂ O | 9,788 | 9,630 | 9,796 | 9,841 | 9,836 | 9,958 | 9,098 | 9,164 | 5,611 |
| BaO | 0,132 | 0,000 | 0,132 | 0,100 | 0,479 | 0,620 | 1,152 | 0,922 | 0,000 |
| F | 2,176 | 2,202 | 2,085 | 2,365 | 1,608 | 1,353 | 1,344 | 1,496 | 1,379 |
| Cl | 0,014 | 0,018 | 0,014 | 0,000 | 0,020 | 0,007 | 0,011 | 0,024 | 0,051 |
| H | 3,273 | 3,172 | 3,221 | 3,094 | 3,345 | 3,598 | 3,559 | 3,441 | 3,358 |
| Total | 102,131 | 100,092 | 100,291 | 100,553 | 97,910 | 100,188 | 99,191 | 98,523 | 92,776 |
| Si | 6,059 | 5,994 | 5,887 | 5,915 | 5,742 | 5,893 | 5,931 | 5,855 | 5,882 |
| Al ^{IV} | 1,941 | 2,006 | 2,113 | 2,085 | 2,258 | 2,107 | 2,069 | 2,145 | 2,118 |
| Al ^{VI} | 0,558 | 0,667 | 0,464 | 0,567 | 0,394 | 0,454 | 0,393 | 0,388 | 0,528 |
| Ti | 0,047 | 0,052 | 0,054 | 0,045 | 0,097 | 0,081 | 0,082 | 0,086 | 0,074 |
| Cr | 0,005 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,005 | 0,003 | 0,002 |
| MgO | 5,525 | 5,395 | 5,703 | 5,633 | 5,662 | 5,461 | 5,572 | 5,635 | 5,740 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ni | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,004 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe | 0,033 | 0,044 | 0,046 | 0,036 | 0,068 | 0,065 | 0,055 | 0,060 | 0,102 |
| Ca | 0,017 | 0,015 | 0,017 | 0,024 | 0,005 | 0,015 | 0,006 | 0,020 | 0,031 |
| Na | 0,126 | 0,129 | 0,121 | 0,084 | 0,065 | 0,054 | 0,105 | 0,096 | 0,083 |
| K | 1,738 | 1,745 | 1,779 | 1,786 | 1,830 | 1,796 | 1,657 | 1,687 | 1,066 |
| Ba | 0,007 | 0,000 | 0,007 | 0,006 | 0,027 | 0,034 | 0,064 | 0,052 | 0,000 |
| F | -0,916 | -0,927 | -0,878 | -0,996 | -0,677 | -0,570 | -0,566 | -0,630 | -0,581 |
| Cl | -0,003 | -0,004 | -0,003 | 0,000 | -0,005 | -0,002 | -0,003 | -0,005 | -0,012 |
| Total | 15,137 | 15,118 | 15,311 | 15,186 | 15,472 | 15,395 | 15,370 | 15,392 | 15,033 |
| Fe/(Fe+Mg) | 0,006 | 0,008 | 0,008 | 0,006 | 0,012 | 0,012 | 0,010 | 0,011 | 0,017 |

O vetor de substituição edenita é responsável pela distribuição das amostras segundo o eixo Y na figura 5.13A (solução sólida eastonita-flogopita), em consequência ao aumento dos teores de Al^{IV} e diminuição de Si na estrutura do mineral. O vetor plagioclásio (figura 5.13B), como já discutidos para as micas e anfibólios, é o reflexo do metamorfismo de baixa pressão a que foi submetido os mármore.

Em termos de composição de rocha total, o perfil São Rafael é caracterizado por patamares definidos em termos de CaO, MgO e SiO₂ (figura 5.14 e tabela 5.8). O primeiro patamar é observado da amostra SRF-01 a amostra SRF-20, com CaO \cong 35%, MgO entre 18 a 20% e SiO₂ com valores muito baixos na faixa de 0,0 a 1,12%. O valor de SiO₂ parece extremamente baixo quando comparado com a mineralogia das amostras. Um exemplo é a amostra SRF-05 que comprovadamente apresenta minerais silicáticos e tem SiO₂ = 0% (tabelas 5.5, 5.6 e 5.7). A ausência de sílica nesta amostra está relacionada à distribuição não homogênea de silicatos na rocha, bem como a sua pequena percentagem (minerais traços). O primeiro patamar representaria então as amostras sem silicatos (ou com uma pequena percentagem), e com calcita e dolomitas aproximadamente na mesma proporção.

Tabela 5.8 – Análise de elementos maiores e alguns traços para os mármore do perfil São Rafael

| | SAO RAFAEL | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------|----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--|--|
| | SRF-1 | SRF-5 | SRF-10 | SRF-11 | SRF-12 | SRF-14 | SRF-18 | SRF-20 | SRF-26 | SRF-27 | SRF-29 | SRF-30 | SRF-32 | SRF-33 | SRF-36 | | |
| SiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.99 | 0.74 | 1.01 | 1.12 | 0.67 | 0.13 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 2.03 | 4.10 | 2.55 | | |
| Al ₂ O ₃ | 0.04 | 0.06 | 0.09 | 0.53 | 0.27 | 0.60 | 0.33 | 0.30 | 0.03 | 0.09 | 0.11 | 0.03 | 0.52 | 0.45 | 0.50 | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0.10 | 0.10 | 0.12 | 0.21 | 0.16 | 0.25 | 0.16 | 0.20 | 0.05 | 0.08 | 0.13 | 0.06 | 0.26 | 0.35 | 0.27 | | |
| MgO | 18.58 | 18.52 | 20.22 | 17.59 | 19.95 | 17.08 | 18.46 | 17.91 | 7.23 | 12.76 | 6.72 | 5.52 | 4.75 | 15.12 | 9.70 | | |
| CaO | 35.60 | 35.67 | 33.60 | 35.72 | 33.55 | 35.95 | 34.94 | 33.92 | 48.14 | 41.75 | 48.60 | 49.57 | 48.72 | 36.60 | 43.12 | | |
| Na ₂ O | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.07 | 0.02 | 0.20 | 0.05 | 0.06 | | |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | | |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | | |
| P ₂ O ₅ | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.08 | 0.08 | 0.05 | | |
| MnO | 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 | 0.02 | 0.03 | | |
| Total | 54.42 | 54.40 | 54.16 | 55.13 | 54.75 | 55.01 | 55.12 | 53.11 | 55.64 | 54.82 | 55.67 | 55.23 | 56.67 | 56.79 | 56.30 | | |
| Ca (%) | 25.49 | 25.54 | 24.07 | 25.60 | 24.02 | 25.82 | 25.04 | 24.27 | 34.46 | 29.97 | 34.91 | 35.53 | 34.93 | 26.23 | 30.88 | | |
| Mg (%) | 11.31 | 11.24 | 12.23 | 10.69 | 12.07 | 10.31 | 11.17 | 10.86 | 4.46 | 7.79 | 4.20 | 3.44 | 2.95 | 9.26 | 5.95 | | |
| Si (ppm) | 0.00 | 0.00 | 445 | 4718 | 3446 | 4658 | 5227 | 3136 | 637 | 292 | 0.00 | 0.00 | 9377 | 19049 | 11898 | | |
| Mn (ppm) | 9.00 | 14.00 | 20.00 | 31.00 | 43.00 | 59.00 | 20.00 | 41.00 | 5.00 | 21.00 | 10.00 | 8.00 | 27.00 | 77.00 | 229.00 | | |
| Sr (ppm) | 285 | 290 | 176 | 197 | 174 | 210 | 193 | 200 | 864 | 381 | 274 | 382 | 1143 | 251 | 179 | | |
| Rb (ppm) | 3.00 | 0.00 | 1.00 | 1.00 | 3.00 | 1.00 | 1.00 | 4.00 | 1.00 | 2.00 | 1.00 | 3.00 | 4.00 | 3.00 | 2.00 | | |
| Fe (ppm) | 653 | 681 | 768 | 1408 | 1074 | 1663 | 1060 | 1313 | 318 | 526 | 729 | 392 | 1708 | 2321 | 1807 | | |
| Ba (ppm) | 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 | | |
| Mg/Ca | 0.44 | 0.44 | 0.51 | 0.42 | 0.50 | 0.40 | 0.45 | 0.45 | 0.13 | 0.26 | 0.12 | 0.10 | 0.08 | 0.35 | 0.19 | | |
| | SRF-38 | SRF-40 | SRF-42 | SRF-43 | SRF-44 | SRF-45 | SRF-49 | SRF-51 | SRF-52A | SRF-52B | SRF-55 | SRF-60 | SRF-63 | SRF-67 | SRF-69 | | |
| SiO ₂ | 0.48 | 1.43 | 1.19 | 0.92 | 0.77 | 0.15 | 0.22 | 1.10 | 0.29 | 1.67 | 0.35 | 0.25 | 0.40 | 0.00 | 0.80 | | |
| Al ₂ O ₃ | 0.23 | 0.30 | 0.62 | 0.25 | 0.23 | 0.12 | 0.15 | 0.27 | 0.16 | 0.66 | 0.12 | 0.13 | 0.11 | 0.02 | 0.25 | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0.14 | 0.30 | 0.22 | 0.17 | 0.14 | 0.10 | 0.11 | 0.16 | 0.08 | 0.22 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.03 | 0.11 | | |
| MgO | 16.54 | 16.38 | 16.59 | 18.20 | 18.66 | 19.27 | 18.78 | 16.31 | 3.45 | 8.88 | 3.18 | 2.53 | 1.36 | 1.17 | 2.26 | | |
| CaO | 37.28 | 36.74 | 36.63 | 35.44 | 34.92 | 34.67 | 34.72 | 36.85 | 51.55 | 44.51 | 52.30 | 53.07 | 54.37 | 54.66 | 52.90 | | |
| Na ₂ O | 0.03 | 0.27 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.03 | 0.10 | 0.06 | 0.03 | 0.12 | 0.06 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.25 | | |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.16 | | |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | | |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | | |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | | |
| Total | 54.77 | 55.47 | 55.36 | 55.08 | 54.82 | 54.38 | 54.14 | 54.82 | 55.63 | 56.14 | 56.10 | 56.12 | 56.43 | 55.97 | 56.79 | | |
| Ca (%) | 26.69 | 26.34 | 26.25 | 25.39 | 24.98 | 24.93 | 24.84 | 26.43 | 37.02 | 31.97 | 37.43 | 38.09 | 38.95 | 39.15 | 37.90 | | |
| Mg (%) | 10.06 | 9.94 | 10.06 | 11.02 | 11.34 | 11.62 | 11.46 | 9.90 | 2.18 | 5.44 | 2.02 | 1.63 | 0.93 | 0.84 | 1.45 | | |
| Si (ppm) | 2229 | 6675 | 5555 | 4233 | 3567 | 780 | 1048 | 5170 | 1390 | 7836 | 1590 | 1169 | 1898 | 0.00 | 3768 | | |
| Mn (ppm) | 53.00 | 62.00 | 36.00 | 39.00 | 32.00 | 20.00 | 23.00 | 110.00 | 20.00 | 60.00 | 4.00 | 8.00 | 4.00 | 1.00 | 16.00 | | |
| Sr (ppm) | 219 | 225 | 234 | 227 | 226 | 231 | 243 | 258 | 121 | 152 | 335 | 237 | 382 | 2682 | 372 | | |
| Rb (ppm) | 2.00 | 0.00 | 1.00 | 1.00 | 0.00 | 3.00 | 2.00 | 2.00 | 0.00 | 0.00 | 2.00 | 3.00 | 2.00 | 0.00 | 3.00 | | |
| Fe (ppm) | 924 | 1983 | 1474 | 1148 | 900 | 650 | 710 | 1073 | 492 | 1437 | 405 | 392 | 429 | 214 | 703 | | |
| Ba (ppm) | 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 | | |
| Mg/Ca | 0.38 | 0.38 | 0.38 | 0.43 | 0.45 | 0.47 | 0.46 | 0.38 | 0.06 | 0.17 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | | |

O segundo patamar, compreendido entre as amostras SRF-21 a SRF-33 (ver tabela 5.8 e figura 5.14), é caracterizado por uma tendência geral do aumento dos teores de CaO (48 a 49,5%) e diminuição dos teores de MgO (4,75 a 7,23%) com $\text{SiO}_2 \cong 0$. Oscilações nesta tendência são marcadas pelas amostras SRF-27 (CaO = 41,75% e MgO = 12,76%) e SRF-33 (CaO = 36,60%; MgO = 15,12% e $\text{SiO}_2 = 4,1\%$), devido a variações na relação calcita:dolomita da amostra. As amostras SRF-32 e SRF-33, destacam-se ainda pelo teor de SiO_2 relativamente elevado, mas de todas as seções delgadas estudadas, essas amostras foram a que apresentaram uma maior percentagem de silicatos (ver tabelas 5.5 a 5.7).

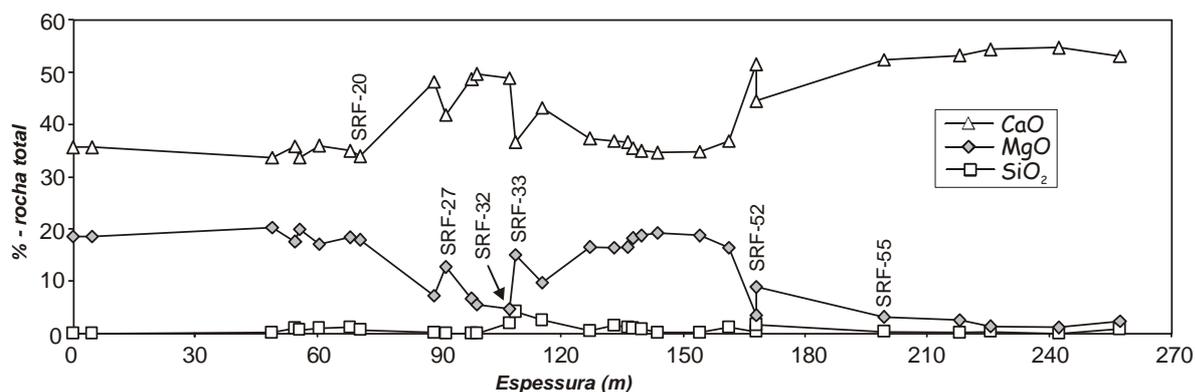


Figura 5.14 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármore do São Rafael.

A tendência geral do terceiro patamar (amostras SRF-36 a SRF-49 – figura 5.14) é um suave decréscimo nos teores de CaO (43,12 a 34,67%), conseqüentemente, um aumento do MgO (9,70 a 19,27%) e uma diminuição gradativa do SiO_2 (2,55 a 0,15%). A característica deste intervalo, é a regularidade dos silicatos (anfíbólio e mica), que estão presentes em todas as seções delgadas estudadas em proporções variáveis (amostras SRF-36, 38, 40, 42 e 43).

Por fim, no perfil São Rafael, se observa um aumento gradativo do CaO, onde este atinge seu valor máximo (55,66% - ver tabela 5.8), decréscimo do MgO (de 16,31 para 1,17%) e valores variáveis de SiO_2 , porém predominando teores próximos a zero. A principal característica deste intervalo é a dominância da calcita que, na maioria dos casos, constitui mais de 99% da rocha. A dolomita gradativamente torna-se cada vez mais escassa até sua completa ausência a partir da amostra SRF-55 (ver curva do MgO – figura 5.14) e os minerais silicatos, quando presente, são extremamente raros.

Todas as oscilações vistas no perfil São Rafael, na composição química de rocha total e minerais, são reflexo da composição do sedimento carbonático original, e não resultado de trocas metamórficas e/ou metassomáticas pela percolação de fluidos. As variações observadas na proporção calcita/dolomita, provavelmente são decorrentes de modificações na razão CaO/MgO ao longo da deposição. A combinação de dolomita, calcita e silicatos, em proporções variadas geraram durante o metamorfismo os patamares observados.

5.1.3 - Perfil Caicó - Jardim do Seridó (CAIJAR)

O perfil CAIJAR, localiza-se às margens da BR-427, entre as cidades de Caicó e Jardim do Seridó, nas coordenadas UTM 24 725085 e M 9276836 (figura 5.15). Dezoito amostras foram coletadas, a intervalos centimétrico a métrico, num somatório de 60 metros, segundo a espessura aparente do

perfil. Dentre as 18 amostras, em sete foram realizados estudos petrográficos e química de rocha total, e em duas, estudo da química do mineral.

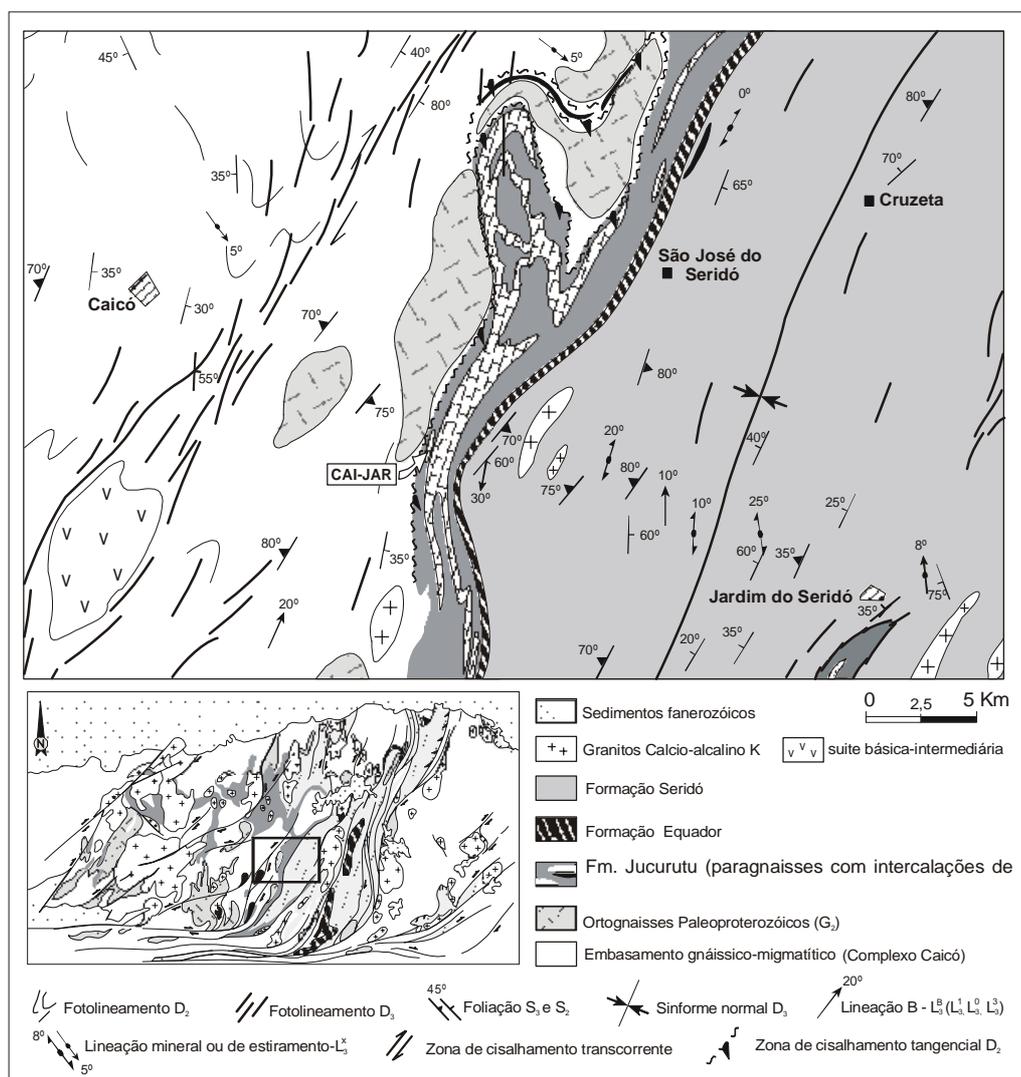


Figura 5.15 - Mapa simplificado da região de Caicó - Jardim do Seridó destacando a localização do perfil CAIJAR (modificado de Jardim de Sá 1994).

Os mármore do perfil CAIJAR assemelham-se texturalmente aos mármore do perfil JUC. Apresentam coloração cinza a esbranquiçada, textura grossa e foliação segundo 20° /sub vertical. Mineralogicamente é constituído por calcita, tendo como acessórios, mica, opacos e quartzo (foto 5.5).

A calcita ocorre como cristais hipidiomórficos, com tamanhos variáveis. Composicionalmente apresenta mais de 93% de CaCO_3 com MgCO_3 entre 1 a 3,8% (tabela 5.9). A exemplo do perfil Jucurutu, também foram observadas substituições de Ca por Mg, aparentemente relacionadas a trocas entre o mármore e o paragneisse encaixante (figura 5.16), ilustradas pelos teores mais elevados de Mg (pfu) na amostra CAIJAR-18, localizada próximo ao contato com o paragneisse.

A mica no perfil CAIJAR destaca-se das micas das outras lentes pela sua textura. Ocorre como (i) grandes cristais hipidiomórficos, intersticial, sem orientação preferencial, ou ainda como (ii) agregados de pequenos cristais xenomórficos orientados na rocha. Composicionalmente não foram observadas diferenças entre as micas do perfil CAIJAR com as micas dos outros perfil .

Os vetores de substituição identificados nas micas (figura 5.18), são os mesmo do perfil SRF, edenita (responsável pela solução sólida flogopita-eastonita) e o plagioclásio (reflexo da pressão da baixa pressão).

Tabela 5.9 – Análises de calcitas do perfil CAIJAR, realizadas por microsonda eletrônica na UnB.

| CAICÓ/JARDIM DO SERIDÓ - CALCITAS | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------------|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | CAIJAR-8 | | | | | | | CAIJAR-18 | | | | | | |
| | I | II | III | IV | VI | VII | VIII | I | II | III | IV | V | VI | VII |
| CaCO ₃ | 97,480 | 97,640 | 96,435 | 97,862 | 94,726 | 97,166 | 98,364 | 94,769 | 96,101 | 93,211 | 94,603 | 95,002 | 95,411 | 95,245 |
| MgCO ₃ | 1,004 | 1,170 | 1,036 | 1,143 | 2,794 | 2,281 | 1,154 | 3,923 | 3,479 | 3,774 | 3,872 | 3,899 | 3,804 | 3,859 |
| FeCO ₃ | 0,138 | 0,009 | 0,106 | 0,183 | 0,533 | 0,466 | 0,181 | 0,372 | 0,269 | 0,364 | 0,162 | 0,383 | 0,329 | 0,500 |
| MnCO ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,074 | 0,079 | 0,000 | 0,000 | 0,045 | 0,000 | 0,047 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| BaCO ₃ | 0,045 | 0,000 | 0,045 | 0,022 | 0,022 | 0,000 | 0,000 | 0,196 | 0,000 | 0,240 | 0,153 | 0,241 | 0,066 | 0,000 |
| SrCO ₃ | 0,364 | 0,340 | 0,314 | 0,353 | 0,072 | 0,089 | 0,383 | 0,324 | 0,552 | 0,411 | 0,301 | 0,445 | 0,373 | 0,531 |
| CO ₂ | 1,307 | 1,310 | 1,293 | 1,315 | 1,302 | 1,325 | 1,322 | 1,321 | 1,331 | 1,299 | 1,315 | 1,325 | 1,326 | 1,328 |
| Total | 100,34 | 100,47 | 99,23 | 100,88 | 99,52 | 101,41 | 101,41 | 100,91 | 101,78 | 99,30 | 100,45 | 101,30 | 101,31 | 101,46 |
| Mg | 0,024 | 0,028 | 0,025 | 0,027 | 0,067 | 0,054 | 0,027 | 0,093 | 0,082 | 0,091 | 0,092 | 0,092 | 0,090 | 0,091 |
| Fe | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,003 | 0,009 | 0,008 | 0,003 | 0,006 | 0,005 | 0,006 | 0,003 | 0,007 | 0,006 | 0,009 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ba | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,000 |
| Ca | 1,968 | 1,967 | 1,968 | 1,965 | 1,921 | 1,935 | 1,964 | 1,894 | 1,902 | 1,891 | 1,896 | 1,891 | 1,897 | 1,891 |
| Sr | 0,005 | 0,005 | 0,004 | 0,005 | 0,001 | 0,001 | 0,005 | 0,004 | 0,007 | 0,006 | 0,004 | 0,006 | 0,005 | 0,007 |
| C | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,002 |
| Total | 1,999 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 1,999 | 1,999 | 1,999 | 1,999 | 2,001 | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 2,001 | 2,000 |

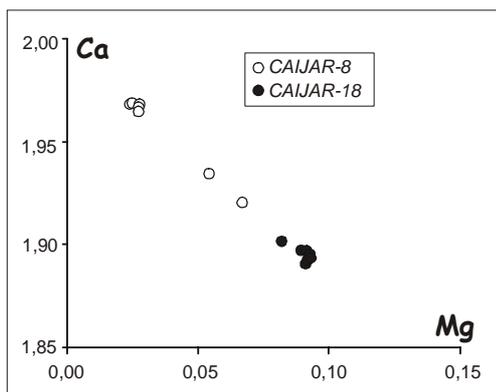


Figura 5.16 – Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) das calcitas do perfil CAIJAR.

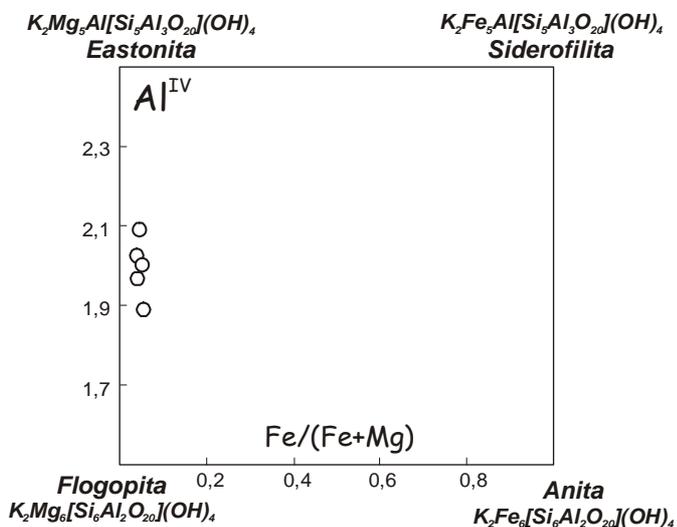


Figura 5.17 – Composição das micas do perfil CAIJAR. Modificado de Deer et al. 1966.

Tabela 5.10 – Análises químicas de micas da lente CAIJAR (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).

| CAICÓ - JARDIM DO SERIDÓ – MICAS | | | | | | | | | | | |
|----------------------------------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|------------------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|
| CAIJAR-18 | | | | | | | | | | | |
| crystal | tipo (i) | tipo (i) | tipo (ii) | tipo (ii) | tipo (ii) | crystal | tipo (i) | tipo (i) | tipo (ii) | tipo (ii) | tipo (ii) |
| SiO ₂ | 40,726 | 39,160 | 41,216 | 40,062 | 43,832 | Si | 5,978 | 5,911 | 6,029 | 6,002 | 6,113 |
| TiO ₂ | 0,787 | 0,480 | 0,759 | 0,700 | 0,625 | Al ^{IV} | 2,022 | 2,089 | 1,971 | 1,998 | 1,887 |
| Al ₂ O ₃ | 15,174 | 15,005 | 15,106 | 15,743 | 27,882 | Al ^{VI} | 0,603 | 0,580 | 0,633 | 0,782 | 2,696 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,033 | 0,000 | Ti | 0,087 | 0,055 | 0,084 | 0,079 | 0,066 |
| MgO | 24,349 | 23,112 | 24,368 | 22,779 | 9,231 | Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,000 |
| CaO | 0,090 | 2,107 | 0,077 | 0,425 | 0,012 | Mg | 5,327 | 5,200 | 5,313 | 5,087 | 1,919 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| NiO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,018 | Ni | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 |
| FeO | 1,960 | 2,063 | 1,924 | 2,317 | 0,976 | Fe | 0,241 | 0,260 | 0,235 | 0,290 | 0,114 |
| Na ₂ O | 0,177 | 0,111 | 0,184 | 0,191 | 0,237 | Ca | 0,014 | 0,341 | 0,012 | 0,068 | 0,002 |
| K ₂ O | 9,872 | 9,622 | 9,759 | 9,451 | 10,570 | Na | 0,050 | 0,032 | 0,052 | 0,056 | 0,064 |
| BaO | 0,033 | 0,244 | 0,292 | 0,196 | 0,180 | K | 1,849 | 1,853 | 1,821 | 1,806 | 1,880 |
| F | 2,582 | 2,892 | 2,764 | 3,037 | 1,112 | Ba | 0,002 | 0,014 | 0,017 | 0,011 | 0,010 |
| Cl | 0,012 | 0,032 | 0,058 | 0,044 | 0,032 | F | -1,087 | -1,218 | -1,164 | -1,279 | -0,468 |
| H | 2,858 | 2,594 | 2,774 | 2,552 | 3,765 | Cl | -0,003 | -0,007 | -0,013 | -0,010 | -0,007 |
| Total | 98,620 | 97,426 | 99,281 | 97,530 | 98,472 | Total | 6,480 | 6,530 | 6,357 | 6,112 | 3,582 |
| | | | | | | Fe/(Fe+Mg) | 0,043 | 0,048 | 0,042 | 0,054 | 0,056 |

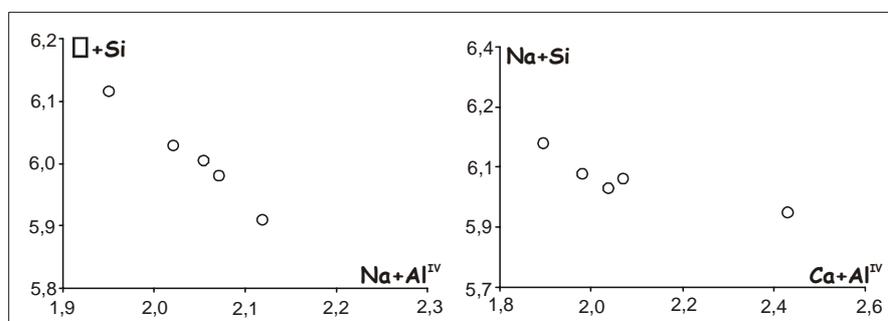


Figura 5.18 – Diagrama de variação composicional (pfu) para as micas do perfil CAIJAR.

Em termos de composição de rocha total, o perfil CAIJAR apresenta-se bastante homogêneo (ver tabela 5.11 e figura 5.19), com CaO variando entre 47 a 54%, MgO entre 0,20 a 2,81% e SiO₂ entre 1,0 a 5,3%. As variações observadas no perfil, ocorrem devido a variações nas percentagem de mica nas amostras. Amostras com teores mais elevados de flogopita apresentam aumento de SiO₂, MgO e Al₂O₃ e diminuição de CaO. Esta relação fica clara quando comparada as amostras CAIJAR-14 e CAIJAR-18 (maiores percentagem de mica) com a amostras CAIJAR-16 (flogopita menos abundante).

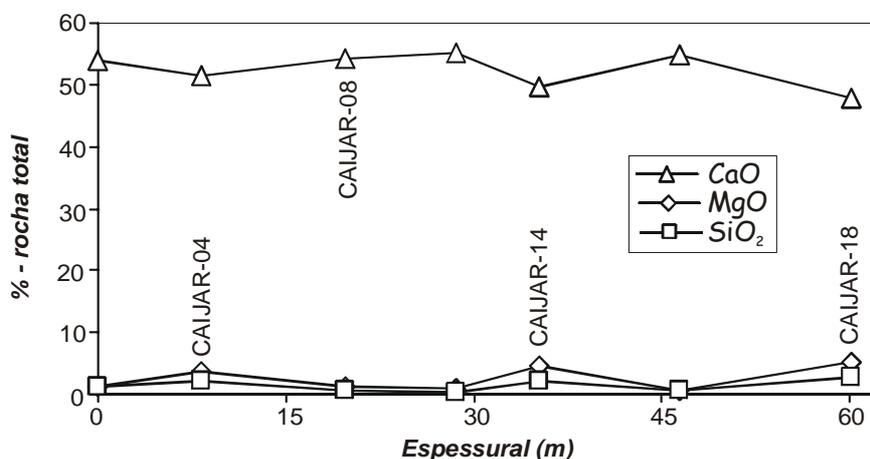


Figura 5.19 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármore do CAIJAR

Tabela 5.11 – Análise de elementos maiores (%) e alguns traços (ppm) dos mármore do perfil CAIJAR

| CAICÓ-JARDIM DO SERIDÓ | | | | | | | |
|--------------------------------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | CAIJAR-1 | CAIJAR-4 | CAIJAR-8 | CAIJAR-12 | CAIJAR-14 | CAIJAR-16 | CAIJAR-18 |
| SiO ₂ | 1,14 | 3,54 | 1,37 | 1,02 | 4,70 | 0,61 | 5,30 |
| Al ₂ O ₃ | 0,19 | 0,23 | 0,24 | 0,22 | 0,62 | 0,11 | 1,32 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,12 | 0,10 | 0,13 | 0,08 | 0,20 | 0,06 | 0,48 |
| MgO | 1,08 | 2,07 | 0,73 | 0,20 | 2,02 | 0,51 | 2,81 |
| CaO | 54,01 | 51,48 | 54,18 | 55,26 | 49,69 | 54,82 | 47,75 |
| Na ₂ O | 0,10 | 0,12 | 0,07 | 0,13 | 0,07 | 0,06 | 0,16 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,34 | 0,00 | 0,50 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,06 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,03 |
| MnO | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Total | 56,69 | 57,6 | 56,79 | 56,98 | 57,70 | 56,22 | 58,42 |
| Ca (%) | 38,53 | 36,81 | 38,77 | 39,44 | 35,60 | 39,29 | 34,02 |
| Mg (%) | 0,75 | 1,34 | 0,56 | 0,23 | 1,31 | 0,42 | 1,73 |
| Si (ppm) | 5173 | 16448 | 6368 | 4719 | 21936 | 2866 | 24642 |
| Mn (ppm) | 13,00 | 14,00 | 13,00 | 146,00 | 31,00 | 5,00 | 55,00 |
| Sr (ppm) | 1704 | 1749 | 2069 | 2272 | 2126 | 1884 | 2465 |
| Rb (ppm) | 0,00 | 2,00 | 2,00 | 4,00 | 12,00 | 0,00 | 19,00 |
| Fe (ppm) | 798 | 644 | 827 | 532 | 1326 | 411 | 3183 |
| Ba (ppm) | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg/Ca | 0,019 | 0,036 | 0,014 | 0,006 | 0,037 | 0,011 | 0,051 |

5.1.4 - Perfil Várzea – São João do Sabugi (VSJS)

Localizado entre as cidades de Várzea e São João do Sabugi, coordenadas 06°43,671'S e 37°06,466'W, o perfil VSJS foi realizado numa lente explorada economicamente (figura 5.20). Neste perfil, 16 amostra foram coletadas em num intervalo de 350 m de espessura aparente. Das amostras coletadas, em 11 foram confeccionadas seções delgadas e realizadas análise química de rocha total, e em 3 estudos de química mineral.

Os mármore do perfil VSJS apresentam-se foliado segundo 20°/65° NW, textura grossa e colorações variadas (branca, verde, cinza e rosa) que definem um bandamento composicional. Mineralogicamente é constituído por calcita e, subordinadamente, dolomita, anfibólio, mica, quartzo, opaco e epídoto (foto 5.6).

A calcita ocorre como grandes cristais hidiomórficos, com CaCO₃ entre 89 a 99% e MgO entre 0,5 e 7% (tabela 5.12). Os teores extremamente variáveis de MgO se devem a substituição do Mg pelo Ca na estrutura da calcita (figura 5.21). Essas substituições são mais atuantes nas calcitas das amostras VSJS-11 e VSJS-16 (ver variação de Mg pfu nas amostras - figura 5.21).

A dolomita é extremamente rara, tendo sido observada apenas na amostra VSJS-16. São pequenos cristais hipidiomórficos destacados da calcita pelo elevado relevo, com CaCO₃ \cong 54% e MgCO₃ em torno de 44% (tabela 5.12). Devido ao número reduzido de análise não foi possível investigar vetores de substituição.

A composição do anfibólio varia de acordo com a amostra. Na amostra VSJS-05 o anfibólio é mais abundante e varia de Mg-hornblenda a edenita, enquanto que na amostra VSJS-05 é do tipo tremolita (figuras 5.22 e tabela 5.13). Quando analisados os vetores de substituição observa-se a ausência de trocas simples envolvendo Fe, Ca e Mg e a presença de trocas duplas do tipo edenita e tschermaquita, resultando na variação entre Mg-hornblenda e edenita – figura 5.22, e glaucofana e pagioclásio em reposta as condições de pressão (figura 5.23).

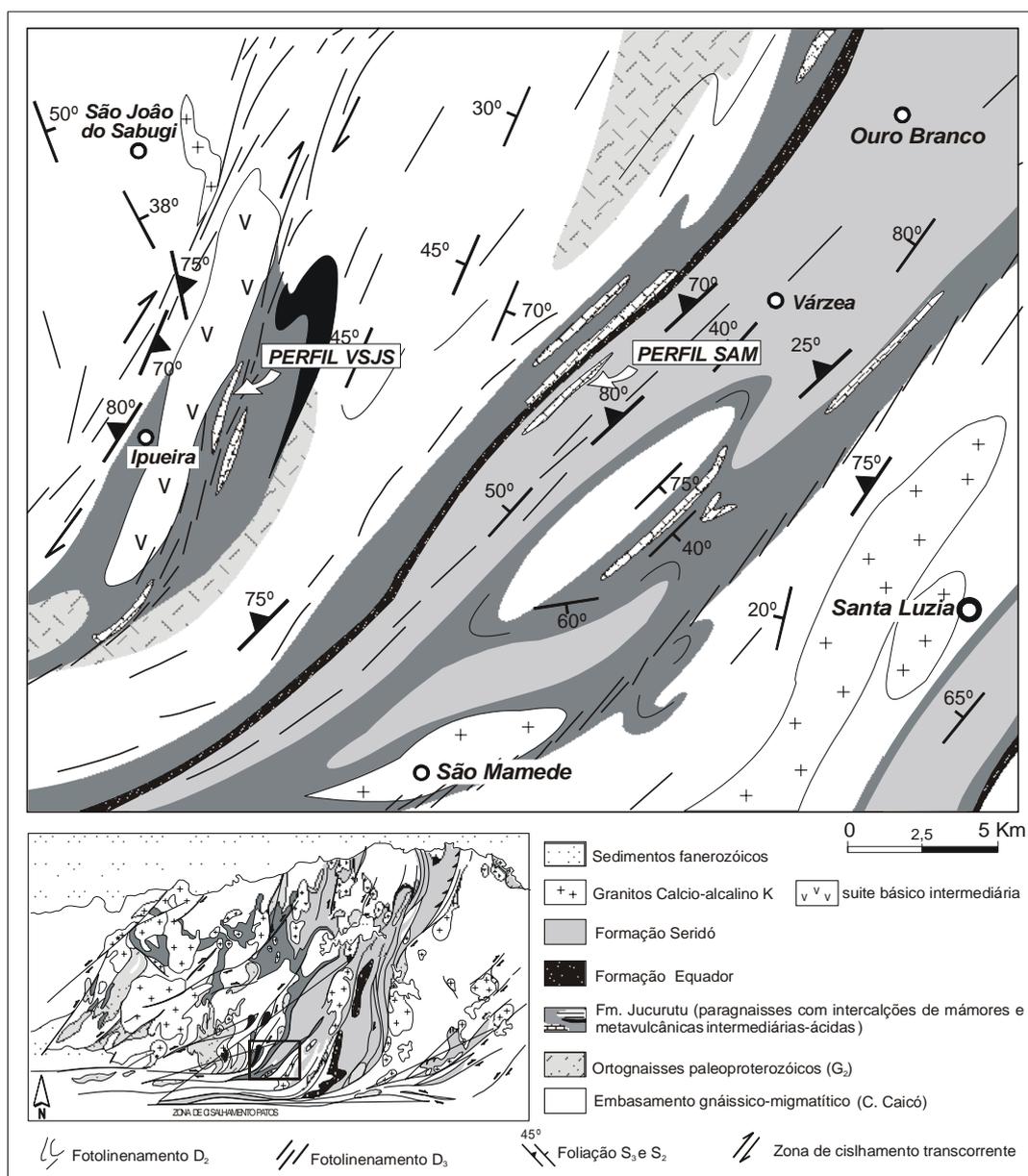


Figura 5.20 – Mapa simplificado da região de São João – Várzea – São Mamede, destacando a localização dos perfis VSJS (Várzea-São João do Sabugi), IP (Ipueira) e SAM (São Mamede)

De um modo geral as micas do perfil VSJS são classificadas como do tipo flogopita e exibem uma diminuição gradativa da razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ da amostra VSJS-05 para a VSJS-16, bem como diferenças no teor de Al^{IV} (tabela 5.14 e figura 5.24). O vetores observados são os mesmo presentes nas flogopitas do perfil Jucurutu: plagioclásio, em resposta ao metamorfismo de baixa pressão, e tschermaquita e edenita, responsáveis pelas variações de Al^{IV} (solução sólida flogopita-eastonita - figura 5.25). Todos os vetores são comuns a todas as amostra do perfil VSJS, contudo devido as diferenças composicionais originais das flogopitas, as amostras agrupam-se separadamente definindo vetores de trocas distintos, principalmente as amostras VSJS-05 e VSJS-16. As flogopitas da amostra VSJS-11, em muitos diagramas alinham-se com as flogopitas da amostra VSJS-05, todavia o número reduzido de micas na amostra VSJS-11 e o *gap* composicional entre as micas das diferentes amostras inviabiliza maiores especulações.

Tabela 5.12 – Análises de calcitas e dolomitas do perfil Várzea – São João do Sabugi.

| | VSJS-5 | | | | | | | VSJS-11 | | | | | | | | | |
|-------------------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X |
| CaCO ₃ | 97,260 | 97,416 | 95,822 | 97,972 | 96,593 | 95,641 | 96,953 | 94,434 | 94,742 | 97,508 | 95,875 | 94,613 | 95,218 | 95,875 | 96,806 | 98,253 | 99,200 |
| MgCO ₃ | 1,536 | 1,739 | 1,841 | 1,579 | 1,660 | 1,756 | 1,763 | 3,776 | 4,000 | 2,222 | 2,796 | 2,677 | 2,546 | 2,796 | 1,862 | 0,732 | 0,497 |
| FeCO ₃ | 0,629 | 0,552 | 0,696 | 0,598 | 0,589 | 0,588 | 0,593 | 0,275 | 0,055 | 0,503 | 0,521 | 0,528 | 0,462 | 0,521 | 0,368 | 0,245 | 0,252 |
| MnCO ₃ | 0,052 | 0,000 | 0,099 | 0,106 | 0,065 | 0,026 | 0,000 | 0,000 | 0,046 | 0,011 | 0,074 | 0,000 | 0,000 | 0,074 | 0,000 | 0,005 | 0,082 |
| BaCO ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,022 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,045 | 0,000 | 0,000 | 0,132 | 0,066 | 0,000 | 0,000 | 0,141 | 0,000 |
| SrCO ₃ | 0,071 | 0,127 | 0,064 | 0,119 | 0,000 | 0,056 | 0,040 | 0,000 | 0,073 | 0,000 | 0,128 | 0,071 | 0,103 | 0,128 | 0,199 | 0,110 | 0,050 |
| CO ₂ | 1,316 | 1,320 | 1,303 | 1,327 | 1,308 | 1,297 | 1,314 | 1,308 | 1,315 | 1,327 | 1,317 | 1,298 | 1,303 | 1,317 | 1,313 | 1,313 | 1,321 |
| Total | 100,864 | 101,154 | 99,825 | 101,701 | 100,237 | 99,364 | 100,663 | 99,793 | 100,276 | 101,571 | 100,711 | 99,319 | 99,698 | 100,711 | 100,548 | 100,799 | 101,402 |
| Mg | 0,036 | 0,041 | 0,044 | 0,037 | 0,040 | 0,042 | 0,042 | 0,090 | 0,095 | 0,052 | 0,066 | 0,064 | 0,061 | 0,066 | 0,044 | 0,017 | 0,012 |
| Fe | 0,011 | 0,010 | 0,012 | 0,010 | 0,010 | 0,010 | 0,010 | 0,005 | 0,001 | 0,009 | 0,009 | 0,009 | 0,008 | 0,009 | 0,006 | 0,004 | 0,004 |
| Mn | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Ba | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 |
| Ca | 1,944 | 1,941 | 1,934 | 1,948 | 1,948 | 1,944 | 1,945 | 1,905 | 1,902 | 1,939 | 1,918 | 1,920 | 1,925 | 1,918 | 1,943 | 1,975 | 1,982 |
| Sr | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,001 |
| C | 0,007 | 0,007 | 0,007 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 1,998 | 2,000 |

| | CALCITAS | | DOLOMITAS | |
|-------------------|----------|--------|-----------|---------|
| | VSJS-16 | | VSJS-11 | |
| | I | II | I | II |
| CaCO ₃ | 93,970 | 89,825 | 54,870 | 54,531 |
| MgCO ₃ | 2,512 | 7,069 | 44,251 | 44,289 |
| FeCO ₃ | 0,281 | 0,809 | 0,415 | 0,525 |
| MnCO ₃ | 0,114 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| BaCO ₃ | 0,090 | 0,000 | 0,088 | 0,000 |
| SrCO ₃ | 0,032 | 0,000 | 0,034 | 0,043 |
| CO ₂ | 1,285 | 1,305 | 1,423 | 1,420 |
| Total | 98,284 | 99,008 | 101,081 | 100,808 |
| Mg | 0,061 | 0,169 | 0,974 | 0,977 |
| Fe | 0,005 | 0,014 | 0,007 | 0,008 |
| Mn | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ba | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 |
| Ca | 1,922 | 1,809 | 1,018 | 1,014 |
| Sr | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 |
| C | 0,009 | 0,008 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |

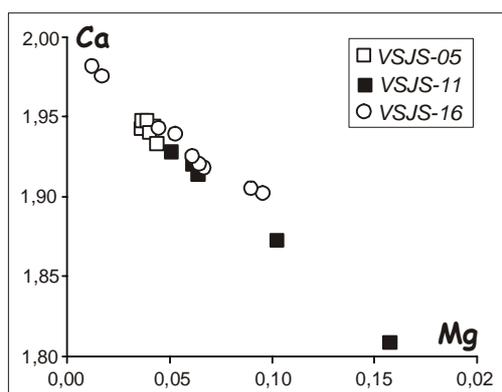


Figura 5.21 – Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) das calcitas do perfil VSJS.

Tabela 5.13 – Análises químicas de anfibólios da lente VSJS (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios e estimativa mínima de Fe^{3+} , segundo Leake et al. 1997).

| VÁRZEA – SÃO JOÃO DO SABUGI | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|
| | VSJS-05 | | | | | VSJS-11 | |
| | I | II | III | IV | V | I | II |
| SiO ₂ | 50,202 | 49,111 | 52,000 | 50,894 | 46,710 | 57,634 | 55,774 |
| TiO ₂ | 0,087 | 0,213 | 0,115 | 0,069 | 0,198 | 0,009 | 0,147 |
| Al ₂ O ₃ | 7,203 | 8,421 | 6,902 | 5,543 | 9,676 | 0,998 | 2,956 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,040 | 0,062 | 0,000 | 0,000 | 0,055 | 0,023 | 0,000 |
| MgO | 19,159 | 18,245 | 19,154 | 20,006 | 18,192 | 24,164 | 23,676 |
| CaO | 13,132 | 12,942 | 13,127 | 12,987 | 13,125 | 13,625 | 13,461 |
| MnO | 0,014 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 5,902 | 6,665 | 6,048 | 5,626 | 6,921 | 0,282 | 0,280 |
| Na ₂ O | 1,439 | 1,551 | 1,407 | 1,157 | 1,835 | 0,202 | 0,680 |
| K ₂ O | 0,561 | 0,618 | 0,433 | 0,480 | 0,545 | 0,050 | 0,190 |
| BaO | 0,000 | 0,000 | 0,065 | 0,000 | 0,000 | 0,067 | 0,000 |
| F | 1,552 | 1,687 | 1,106 | 1,452 | 1,603 | 0,257 | 0,496 |
| Cl | 0,016 | 0,000 | 0,011 | 0,018 | 0,000 | 0,025 | 0,024 |
| H ₂ O | 99,307 | 99,515 | 100,368 | 98,232 | 98,860 | 97,336 | 97,684 |
| Total | 100,875 | 101,202 | 101,485 | 99,702 | 100,463 | 97,618 | 98,204 |
| O = F | -0,654 | -0,710 | -0,466 | -0,611 | -0,675 | -0,108 | -0,209 |
| O = Cl | -0,004 | 0,000 | -0,002 | -0,004 | 0,000 | -0,006 | -0,005 |
| Total | 100,218 | 100,492 | 101,017 | 99,087 | 99,788 | 97,504 | 97,990 |
| Si | 7,080 | 6,957 | 7,217 | 7,207 | 6,655 | 7,882 | 7,648 |
| Al ^{IV} | 0,920 | 1,043 | 0,783 | 0,793 | 1,345 | 0,118 | 0,352 |
| Al ^{VI} | 0,277 | 0,364 | 0,347 | 0,133 | 0,281 | 0,043 | 0,126 |
| Ti | 0,009 | 0,023 | 0,012 | 0,007 | 0,021 | 0,001 | 0,015 |
| Fe ³⁺ | 0,571 | 0,701 | 0,695 | 0,425 | 0,414 | 0,000 | 0,000 |
| Cr | 0,004 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,002 | 0,000 |
| Mg | 4,027 | 3,852 | 3,962 | 4,222 | 3,863 | 4,925 | 4,839 |
| Mn | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe ²⁺ | 0,125 | 0,089 | 0,007 | 0,241 | 0,410 | 0,032 | 0,032 |
| Ca | 1,984 | 1,965 | 1,952 | 1,971 | 2,004 | 1,997 | 1,978 |
| Na | 0,393 | 0,426 | 0,379 | 0,318 | 0,507 | 0,054 | 0,181 |
| K | 0,101 | 0,112 | 0,077 | 0,087 | 0,099 | 0,009 | 0,033 |
| Total | 15,494 | 15,538 | 15,430 | 15,404 | 15,605 | 15,063 | 15,204 |
| Mg/(Mg+Fe) | 0,970 | 0,977 | 0,998 | 0,946 | 0,904 | 0,993 | 0,993 |
| (Na+K) _B | 0,494 | 0,538 | 0,431 | 0,404 | 0,606 | 0,062 | 0,214 |
| Ca _B | 1,984 | 1,965 | 1,952 | 1,971 | 2,000 | 1,996 | 1,978 |
| Ca _A | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,000 |

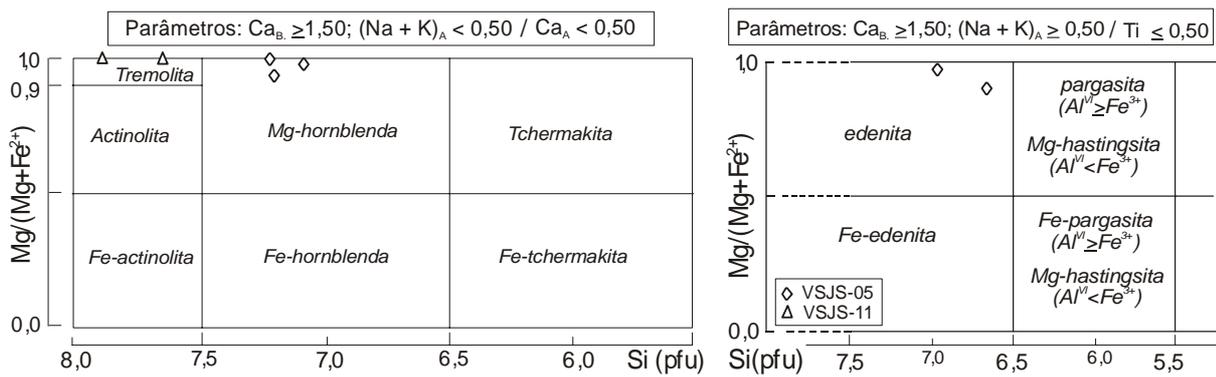


Figura 5.22 – Classificação dos anfibólios do perfil Várzea – São João do Sabugi segundo Leake et al. (1997)

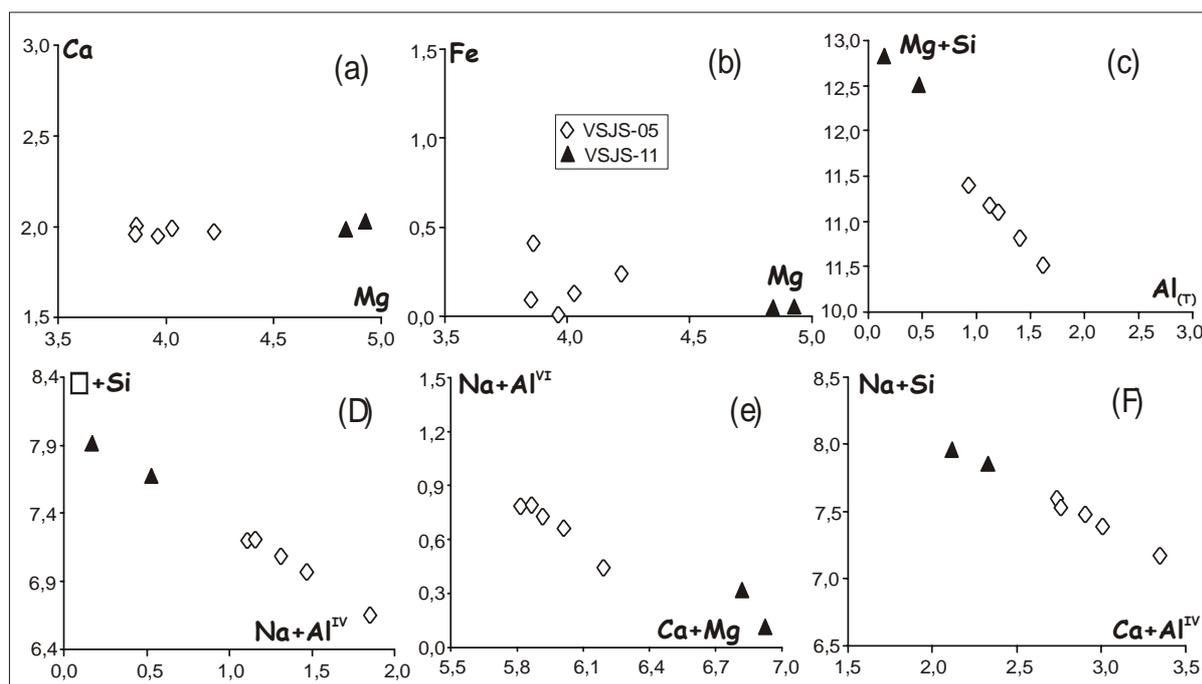


Figura 5.23 – Diagrama de variação composicional (pfu) para os anfibólios do perfil Várzea - São João do Sabugi

Tabela 5.14 – Análises químicas de micas da lente VSJS (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).

VÁRZEA – SÃO JOÃO DO SABUGI

| MICAS | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------|--------|--------|--------|--------|--------|----------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| VSJS-16 | | | | | | | | | | | | | |
| | % em óxido | | | | | | átomo por fórmula unitária | | | | | | |
| | I | II | III | IV | V | VI | I | II | III | IV | V | VI | |
| SiO ₂ | 40,561 | 39,443 | 42,218 | 43,120 | 40,998 | 40,118 | Si | 6,106 | 6,022 | 6,270 | 6,372 | 6,053 | 5,960 |
| TiO ₂ | 0,179 | 0,193 | 0,207 | 0,159 | 0,216 | 0,264 | Al ^{IV} | 1,894 | 1,978 | 1,730 | 1,628 | 1,947 | 2,040 |
| Al ₂ O ₃ | 14,706 | 15,467 | 14,003 | 13,181 | 15,840 | 16,010 | Al ^{VI} | 0,715 | 0,805 | 0,721 | 0,668 | 0,809 | 0,763 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,029 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,127 | 0,071 | Ti | 0,020 | 0,022 | 0,023 | 0,018 | 0,024 | 0,029 |
| MgO | 25,944 | 25,205 | 26,206 | 26,447 | 25,265 | 25,413 | Cr | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,015 | 0,008 |
| CaO | 0,073 | 0,065 | 0,160 | 0,026 | 0,083 | 0,054 | Mg | 5,821 | 5,736 | 5,801 | 5,825 | 5,560 | 5,628 |
| MnO | 0,000 | 0,020 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | Mn | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| NiO | 0,000 | 0,003 | 0,024 | 0,018 | 0,000 | 0,000 | Ni | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 2,173 | 2,206 | 2,380 | 1,928 | 2,158 | 2,207 | Fe | 0,274 | 0,282 | 0,296 | 0,238 | 0,267 | 0,274 |
| Na ₂ O | 0,901 | 1,116 | 0,783 | 0,703 | 1,196 | 1,177 | Ca | 0,012 | 0,011 | 0,025 | 0,004 | 0,013 | 0,009 |
| K ₂ O | 9,227 | 8,867 | 9,031 | 9,309 | 8,982 | 8,955 | Na | 0,263 | 0,330 | 0,226 | 0,201 | 0,342 | 0,339 |
| BaO | 0,995 | 0,678 | 0,649 | 0,580 | 1,281 | 0,847 | K | 1,772 | 1,727 | 1,711 | 1,755 | 1,692 | 1,697 |
| F | 5,680 | 5,635 | 5,923 | 5,580 | 5,316 | 4,993 | Ba | 0,059 | 0,041 | 0,038 | 0,034 | 0,074 | 0,049 |
| Cl | 0,009 | 0,016 | 0,009 | 0,002 | 0,013 | 0,018 | F | -2,392 | -2,373 | -2,494 | -2,350 | -2,238 | -2,102 |
| H | 1,289 | 1,252 | 1,228 | 1,412 | 1,538 | 1,664 | Cl | -0,002 | -0,004 | -0,002 | 0,000 | -0,003 | -0,004 |
| Total | 101,77 | 100,17 | 102,82 | 102,47 | 103,01 | 101,79 | Total | 14,545 | 14,580 | 14,348 | 14,395 | 14,555 | 14,690 |
| | | | | | | | Fe/(Fe+Mg) | 0,045 | 0,047 | 0,049 | 0,039 | 0,046 | 0,046 |

Um mineral importante no perfil VSJS é o epídoto. Menos abundante que anfibólio e mica, o epídoto foi identificado na amostra VSJS-11 e VSJS-16, sendo classificado como clinzoisita (ver tabela 5.15. Devido ao número reduzido de análises, resultado da abundância rara do epídoto, não foram investigadas vetores de substituição.

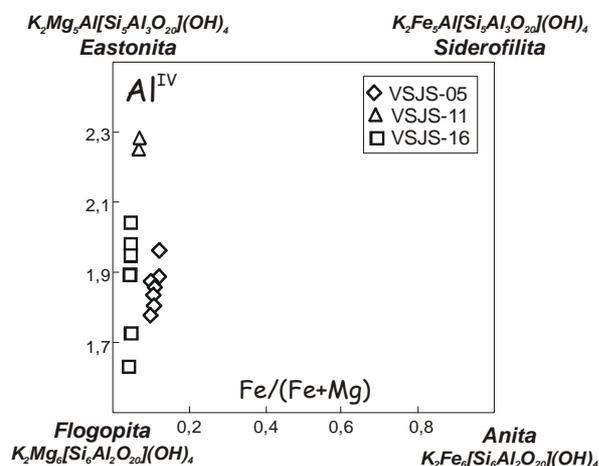


Figura 5.24 Composição das micas do perfil Várzea – São João do Sabugi. Modificado de Deer et al. 1966

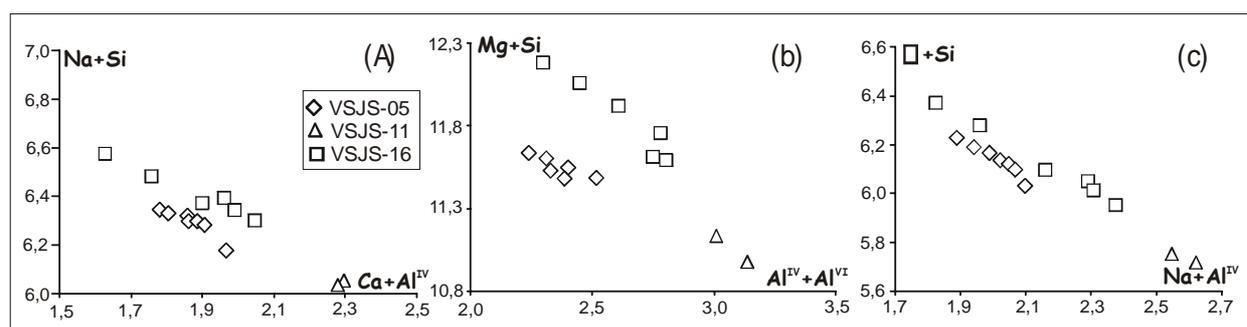


Figura 5.25– Diagrama de variação composicional (pfu) para as flogopitas do perfil Várzea - São João do Sabugi

Tabela 5.15 – Análises químicas de epídotos da lente VSJS.

| VÁRZEA – S. J. SABUGI - EPÍDOTOS | | | | | |
|----------------------------------|------------|--------|-----------|--------|--------|
| VSJS-16 | | | | | |
| | % em óxido | | átomo pfu | | |
| | I | II | I | II | |
| SiO ₂ | 43,940 | 43,080 | Na | 0,056 | 0,008 |
| TiO ₂ | 0,009 | 0,000 | Si | 6,336 | 6,255 |
| Al ₂ O ₃ | 36,057 | 36,361 | Ti | 0,001 | 0,000 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | Al | 6,128 | 6,222 |
| MnO | 0,000 | 0,015 | Fe | 0,000 | 0,000 |
| MgO | 0,000 | 0,000 | Mn | 0,000 | 0,002 |
| CaO | 20,104 | 20,248 | Mg | 0,000 | 0,000 |
| Na ₂ O | 0,200 | 0,028 | Ca | 3,106 | 3,150 |
| H ₂ O | 2,079 | 2,065 | H | 0,000 | 0,000 |
| Total | 102,34 | 101,80 | Total | 15,627 | 15,637 |

As variações a nível de rocha total, no perfil VSJS, parecem restritas as 5 primeiras amostras do perfil (VSJS-01 a VSJS-05 - tabela 5.16 e figura 5.26). Estas amostras diferenciam-se das demais essencialmente pelos elevados e oscilatórios teores de sílica (conseqüentemente menores teores de CaO) e um maior enriquecimento em Al₂O₃. Essas variações refletem a percentagem de minerais

silicáticos nos mármore, amostras mais enriquecidas em SiO_2 e Al_2O_3 e MgO são as amostras com maior percentagem de silicatos. Por outro lado, quando comparada a razão Fe/Mg da rocha com a razão Fe/Mg nas biotitas, observa-se uma correlação direta entre a composição do mineral e a composição da rocha total (tabela 5.16 - amostra VSJS-5 e VSJS-16).

Tabela 5.16 – Análise de elementos maiores (%) e alguns traços (ppm) dos mármore do perfil VSJS.

| VÁRZEA – SÃO JOÃO DO SABUGI | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | VSJS-1 | VSJS-2 | VSJS-3 | VSJS-4 | VSJS-5 | VSJS-6 | VSJS-9 | VSJS-10 | VSJS-12 | VSJS-15 | VSJS-16 |
| SiO_2 | 9,81 | 13,32 | 5,12 | 4,50 | 12,76 | 0,79 | 1,15 | 1,53 | 2,46 | 2,74 | 0,69 |
| Al_2O_3 | 0,97 | 3,61 | 1,07 | 1,23 | 2,70 | 0,53 | 0,73 | 0,36 | 1,28 | 0,34 | 0,56 |
| Fe_2O_3 | 0,39 | 1,06 | 0,69 | 0,66 | 1,08 | 0,61 | 0,53 | 0,37 | 0,45 | 0,40 | 0,30 |
| MgO | 0,97 | 1,27 | 1,30 | 1,50 | 1,89 | 1,10 | 1,22 | 1,25 | 1,80 | 2,33 | 1,29 |
| CaO | 47,70 | 43,35 | 50,27 | 50,43 | 43,59 | 53,85 | 53,59 | 53,48 | 51,48 | 51,61 | 53,94 |
| Na_2O | 0,19 | 0,25 | 0,12 | 0,23 | 0,63 | 0,18 | 0,18 | 0,12 | 0,22 | 0,17 | 0,17 |
| K_2O | 0,13 | 0,36 | 0,02 | 0,07 | 0,56 | 0,00 | 0,25 | 0,29 | 0,12 | 0,08 | 0,13 |
| TiO_2 | 0,04 | 0,17 | 0,04 | 0,06 | 0,08 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,02 |
| P_2O_5 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,04 | 0,06 |
| MnO | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,07 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| Total | 60,28 | 63,50 | 58,73 | 58,77 | 63,39 | 57,20 | 57,78 | 57,50 | 57,95 | 57,74 | 57,18 |
| Ca (%) | 34,10 | 30,93 | 35,87 | 36,06 | 30,96 | 38,35 | 38,25 | 38,15 | 36,74 | 36,79 | 38,51 |
| Mg (%) | 0,59 | 0,73 | 0,85 | 0,98 | 1,11 | 0,77 | 0,86 | 0,88 | 1,16 | 1,52 | 0,9 |
| Si (ppm) | 46093 | 62350 | 23919 | 21100 | 59083 | 3683 | 5357 | 7249 | 11387 | 12812 | 3276 |
| Mn (ppm) | 43 | 291,00 | 211 | 96 | 253 | 527 | 275 | 129 | 158 | 163 | 119 |
| Sr (ppm) | 1419 | 358 | 420 | 447 | 499 | 393 | 371 | 410 | 327 | 289 | 519 |
| Rb (ppm) | 7 | 15 | 4 | 3 | 15 | 1 | 9 | 11 | 6 | 5 | 6 |
| Fe (ppm) | 2576 | 7065 | 4590 | 4408 | 7182 | 4021 | 3542 | 2481 | 3015 | 2696 | 2023 |
| Ba (ppm) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mg/Ca | 0,017 | 0,023 | 0,024 | 0,027 | 0,036 | 0,02 | 0,022 | 0,023 | 0,032 | 0,041 | 0,023 |
| Fe/Mg | 0,402 | 0,835 | 0,531 | 0,440 | 0,571 | 0,555 | 0,434 | 0,296 | 0,250 | 0,172 | 0,233 |

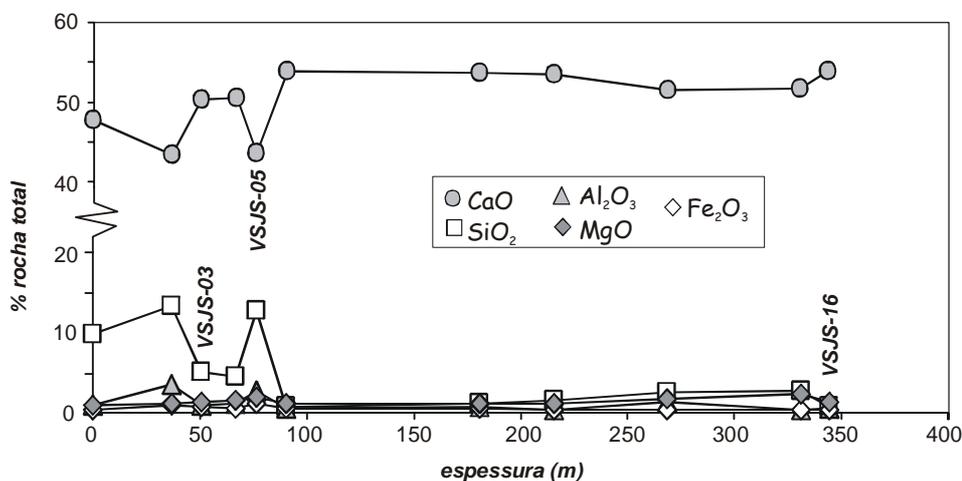


Figura 5.26 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármore do VSJS.

5.1.5 - Perfil Ipueira (IP)

Localizado numa pedreira na saída da cidade de Ipueira (coordenadas $6^\circ 50,674'$ S e $37^\circ 11,745'$ W), o perfil homônimo diferencia-se dos perfis até então estudados pelo desenvolvimento de uma foliação de baixo ângulo segundo $20^\circ/29^\circ$ NW. Por tratar-se de camadas de mergulho suave, e a amostragem ter sido realizada segundo a parede da pedreira, a espessura aparente medida encontra-se muito próxima da real. No total foram coletadas 9 amostras, em aproximadamente 6,5 m, das quais 5

foram selecionadas para estudos petrográficos, 2 para estudos de química mineral e 7 para estudos de rocha total.

A mineralogia dos mármore Ipueira é variável ao longo do perfil e acompanha as variações texturais (alternância de camadas bandadas e camadas maciças). As camadas maciças são constituída essencialmente de calcita, tendo como acessórios eventuais: anfibólio, mica, opacos, quartzo e ocasionalmente olivina. Nas camadas bandadas, além da mineralogia citada, com exceção à olivina, soma-se o clinopiroxênio (foto 5.7).

A composição da calcita não varia muito entre o mármore maciço (IP-01) e o bandado (IP-05' – tabela 5.17). De uma forma geral, o CaCO_3 é superior a 96%, $\text{MgCO}_3 < 2,3\%$ e $\text{FeCO}_3 < 0,23\%$. Apesar de uma composição pouco variável, as calcitas da amostra IP-01 apresentam teores mais elevados de $\text{MgCO}_3 (> 2\%)$ e teores mais homogêneos de $\text{CaCO}_3 (\approx 97\%)$. O vetor de substituição $\text{Ca} - \text{Mg}_{-1}$, embora presente nas duas amostras, é melhor definido na amostra IP-05' (figura 5.27).

Tabela 5.17– Análises químicas de calcitas da lente Ipueira (fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios).

| IPUEIRA – CALCITA | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------|-------------------|-------------------|--------------------|------------|-----------|------------|-------------|-----------|
| IP-1 (Mármore maciço) | | | | | | | | | |
| | <i>I</i> | <i>II (borda)</i> | <i>II (borda)</i> | <i>II (centro)</i> | <i>III</i> | <i>IV</i> | <i>V</i> | <i>VI</i> | |
| CaCO_3 | 97,272 | 97,214 | 97,253 | 97,396 | 97,480 | 97,135 | 97,540 | 97,260 | |
| MgCO_3 | 2,314 | 2,213 | 2,201 | 2,266 | 2,155 | 2,239 | 2,090 | 2,151 | |
| FeCO_3 | 0,178 | 0,160 | 0,233 | 0,078 | 0,168 | 0,185 | 0,146 | 0,196 | |
| MnCO_3 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,020 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | |
| BaCO_3 | 0,044 | 0,067 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,068 | 0,000 | 0,000 | |
| SrCO_3 | 0,273 | 0,425 | 0,394 | 0,322 | 0,279 | 0,456 | 0,305 | 0,474 | |
| CO_2 | 1,325 | 1,324 | 1,324 | 1,325 | 1,325 | 1,324 | 1,324 | 1,324 | |
| Total | 101,406 | 101,405 | 101,405 | 101,407 | 101,407 | 101,407 | 101,405 | 101,405 | |
| Mg | 0,055 | 0,052 | 0,052 | 0,054 | 0,051 | 0,053 | 0,049 | 0,051 | |
| Fe | 0,003 | 0,003 | 0,004 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | |
| Ba | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | |
| Ca | 1,938 | 1,938 | 1,939 | 1,940 | 1,942 | 1,937 | 1,944 | 1,939 | |
| Sr | 0,004 | 0,006 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,006 | 0,004 | 0,006 | |
| C | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | |
| Total | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 1,999 | |
| IP-5' (Mármore bandado) | | | | | | | | | |
| | <i>I</i> | <i>II</i> | <i>III</i> | <i>IV</i> | <i>V</i> | <i>VI</i> | <i>VII</i> | <i>VIII</i> | <i>IX</i> |
| CaCO_3 | 96,671 | 98,069 | 97,139 | 96,901 | 97,733 | 96,382 | 97,196 | 97,400 | 97,062 |
| MgCO_3 | 1,882 | 1,660 | 1,784 | 1,667 | 1,784 | 1,951 | 1,996 | 2,023 | 2,111 |
| FeCO_3 | 0,192 | 0,114 | 0,101 | 0,177 | 0,154 | 0,200 | 0,152 | 0,169 | 0,152 |
| MnCO_3 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,035 | 0,057 | 0,000 | 0,000 |
| BaCO_3 | 0,000 | 0,112 | 0,312 | 0,044 | 0,155 | 0,244 | 0,000 | 0,000 | 0,045 |
| SrCO_3 | 0,681 | 0,675 | 0,538 | 0,723 | 0,636 | 0,607 | 0,680 | 0,489 | 0,712 |
| CO_2 | 1,314 | 1,328 | 1,318 | 1,314 | 1,326 | 1,312 | 1,322 | 1,323 | 1,322 |
| Total | 100,784 | 101,958 | 101,192 | 100,826 | 101,788 | 100,731 | 101,403 | 101,404 | 101,404 |
| Mg | 0,045 | 0,039 | 0,042 | 0,040 | 0,042 | 0,047 | 0,047 | 0,048 | 0,050 |
| Fe | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,003 |
| Mn | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Ba | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 1,942 | 1,948 | 1,945 | 1,947 | 1,945 | 1,939 | 1,940 | 1,943 | 1,937 |
| Sr | 0,009 | 0,009 | 0,007 | 0,010 | 0,009 | 0,008 | 0,009 | 0,007 | 0,010 |
| C | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 2,000 | 1,999 | 1,999 | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 2,000 | 2,001 | 2,000 |

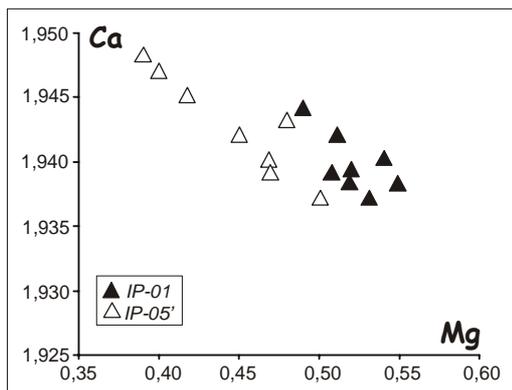


Figura 5.27– Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) das calcitas do perfil Ipueira.

Os anfibólios, classificados como do tipo edenita e subordinadamente tremolita, caracterizam-se por uma razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ bastante homogênea e valores de Si (pfu) bastante variáveis, com a amostra IP-01 com as menores razões (figura 5.28 e tabela 5.18). Os teores de Ca e Fe (pfu), poucos variáveis, são atribuídos a ausência de vetores de substituição simples envolvendo esses elementos (figura 5.29A e B). Os teores variáveis de Si (pfu) estão associados as substituições do tipo edenita e tschermakita (figura 5.27C e D). Os vetores de substituição glaucofana e plagioclásio, pela sua configuração (preferência do Ca, Mg e Al^{IV} – figura 5.29E e F), refletem o metamorfismo de baixa pressão atuante na região.

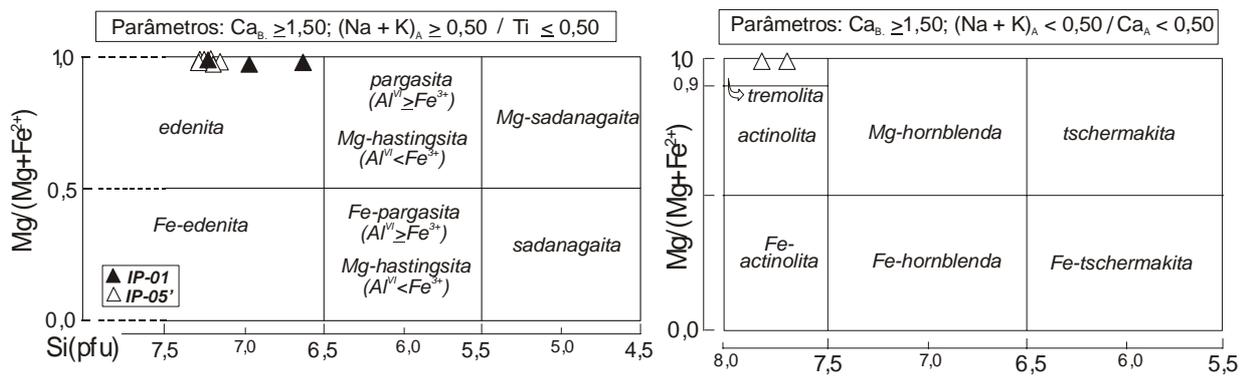


Figura 5.28 –Classificação dos anfibólios da lente Ipueira, segundo Leake et al. (1997)

O piroxênio do tipo QUAD, mais especificamente diopsídio (figura 5.30 e tabela 5.19), é restrito aos mármore bandedo. Texturalmente é bastante similar ao anfibólio, ocorre como cristais hidiomórficos, em geral associados ao anfibólio e/ou a outros cristais de diopsídio. Embora no anfibólio vários vetores de trocas tenham sido identificados (muitos deles comuns aos piroxênios), no diopsídio apenas o vetor do tipo plagioclásio se faz presente (figura 5.31). Isso sugere uma estabilidade química da rocha após a formação do diopsídio, uma vez que o vetor em questão encontra-se mais relacionado às condições de pressão.

Dos minerais acessórios a mica e a olivina são os menos abundantes. A mica foi identificada nas duas amostras analisadas, enquanto que a olivina, do tipo forsterita (tabela 5.20), encontra-se restrita à amostra IP-01. A flogopita apresenta razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \cong 0,2$, e teores variáveis de Al^{IV} , entre 1,9 a 2,1 pfu (figura 5.32). A variação do Al^{IV} ocorre devido a substituições do tipo edenita, contudo o número de análises, somado a similaridade entre a composição dos cristais I e II (tabela 5.20), não permitiram as investigações de vetores de substituição

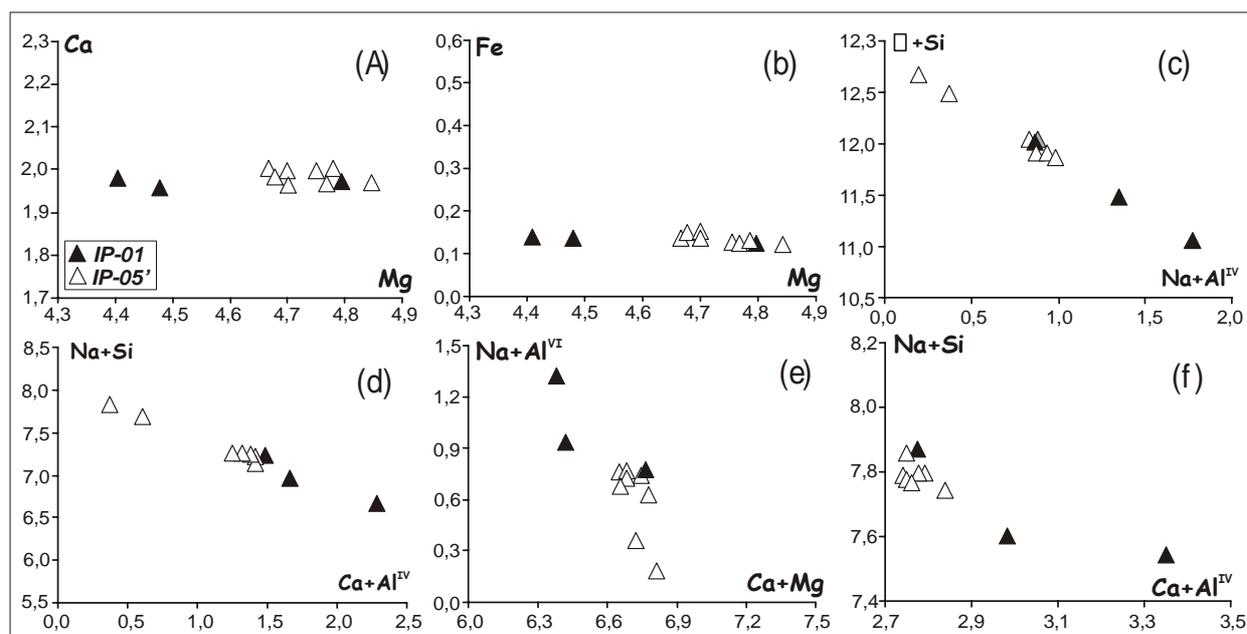


Figura 5.29 – Diagrama de variação composicional (pfu) para os anfibólios da lente Ipueira

Tabela 5.18 – Análises químicas dos anfibólios da lente Ipueira (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios).

| IPUEIRA – ANFIBÓLIOS | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|
| | IP-1 | | | IP-5 | | | | | | | |
| | I | II | III | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII |
| SiO ₂ | 52,309 | 47,714 | 50,654 | 52,460 | 51,903 | 51,826 | 51,639 | 51,639 | 56,342 | 52,217 | 57,199 |
| TiO ₂ | 0,258 | 0,456 | 0,579 | 0,321 | 0,308 | 0,250 | 0,292 | 0,287 | 0,184 | 0,146 | 0,361 |
| Al ₂ O ₃ | 5,471 | 10,763 | 8,276 | 5,403 | 5,777 | 6,016 | 5,060 | 5,801 | 2,379 | 5,289 | 1,208 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,022 | 0,000 | 0,008 | 0,000 | 0,022 | 0,000 | 0,007 | 0,000 | 0,000 |
| MgO | 23,375 | 21,281 | 21,840 | 22,664 | 22,668 | 22,866 | 22,930 | 22,687 | 23,479 | 23,008 | 23,820 |
| CaO | 13,354 | 13,270 | 13,222 | 13,506 | 13,322 | 13,472 | 13,319 | 13,171 | 13,390 | 13,387 | 13,453 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,019 | 0,000 | 0,057 | 0,000 | 0,000 | 0,021 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 1,031 | 1,164 | 1,147 | 1,162 | 1,249 | 1,284 | 1,105 | 1,125 | 1,070 | 1,045 | 0,952 |
| Na ₂ O | 2,498 | 3,367 | 2,338 | 1,985 | 2,240 | 2,177 | 1,985 | 2,247 | 1,088 | 2,242 | 0,680 |
| K ₂ O | 0,150 | 0,298 | 0,511 | 0,429 | 0,414 | 0,434 | 0,376 | 0,405 | 0,165 | 0,210 | 0,059 |
| BaO | 0,000 | 0,033 | 0,167 | 0,084 | 0,000 | 0,017 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| F | 1,392 | 1,041 | 0,866 | 1,208 | 1,241 | 1,056 | 0,967 | 1,290 | 0,886 | 1,121 | 0,868 |
| Cl | 0,000 | 0,040 | 0,004 | 0,024 | 0,033 | 0,018 | 0,039 | 0,020 | 0,029 | 0,060 | 0,000 |
| H ₂ O | 1,491 | 1,632 | 1,750 | 1,566 | 1,542 | 1,645 | 1,652 | 1,511 | 1,752 | 1,591 | 1,767 |
| Total | 101,329 | 101,059 | 101,395 | 100,812 | 100,762 | 101,061 | 99,386 | 100,204 | 100,771 | 100,316 | 100,367 |
| O = F | -0,586 | -0,439 | -0,365 | -0,509 | -0,523 | -0,445 | -0,407 | -0,543 | -0,373 | -0,472 | -0,365 |
| O = Cl | 0,000 | -0,009 | -0,001 | -0,005 | -0,007 | -0,004 | -0,009 | -0,004 | -0,007 | -0,014 | 0,000 |
| Total | 100,743 | 100,612 | 101,030 | 100,298 | 100,232 | 100,612 | 98,970 | 99,656 | 100,392 | 99,830 | 100,002 |
| Si | 7,195 | 6,630 | 6,968 | 7,251 | 7,188 | 7,153 | 7,232 | 7,186 | 7,687 | 7,243 | 7,808 |
| Al ^{IV} | 0,805 | 1,370 | 1,032 | 0,749 | 0,812 | 0,847 | 0,768 | 0,814 | 0,313 | 0,757 | 0,192 |
| Al ^{VI} | 0,083 | 0,393 | 0,311 | 0,131 | 0,131 | 0,132 | 0,068 | 0,137 | 0,070 | 0,108 | 0,003 |
| Ti | 0,027 | 0,048 | 0,060 | 0,033 | 0,032 | 0,026 | 0,031 | 0,030 | 0,019 | 0,015 | 0,037 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Mg | 4,792 | 4,407 | 4,478 | 4,668 | 4,678 | 4,703 | 4,786 | 4,705 | 4,774 | 4,756 | 4,846 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe | 0,119 | 0,135 | 0,132 | 0,134 | 0,145 | 0,148 | 0,129 | 0,131 | 0,122 | 0,121 | 0,109 |
| Ca | 1,968 | 1,976 | 1,949 | 2,000 | 1,977 | 1,992 | 1,999 | 1,964 | 1,958 | 1,990 | 1,968 |
| Na | 0,666 | 0,907 | 0,624 | 0,532 | 0,601 | 0,583 | 0,539 | 0,606 | 0,288 | 0,603 | 0,180 |
| K | 0,026 | 0,053 | 0,090 | 0,076 | 0,073 | 0,076 | 0,067 | 0,072 | 0,029 | 0,037 | 0,010 |
| Total | 15,681 | 15,919 | 15,647 | 15,575 | 15,645 | 15,660 | 15,621 | 15,648 | 15,260 | 15,630 | 15,153 |
| Mg/(Mg+Fe) | 0,976 | 0,970 | 0,971 | 0,972 | 0,970 | 0,969 | 0,974 | 0,973 | 0,975 | 0,975 | 0,978 |
| (Na+K)B | 0,681 | 0,936 | 0,662 | 0,608 | 0,651 | 0,659 | 0,606 | 0,648 | 0,274 | 0,630 | 0,158 |
| CaB | 1,968 | 1,976 | 1,949 | 2,000 | 1,977 | 1,992 | 1,984 | 1,964 | 1,958 | 1,990 | 1,968 |
| CaA | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,027 | 0,048 | 0,060 | 0,033 | 0,032 | 0,026 | 0,031 | 0,030 | 0,019 | 0,015 | 0,037 |
| Si | 7,195 | 6,630 | 6,968 | 7,251 | 7,188 | 7,153 | 7,232 | 7,186 | 7,687 | 7,243 | 7,808 |

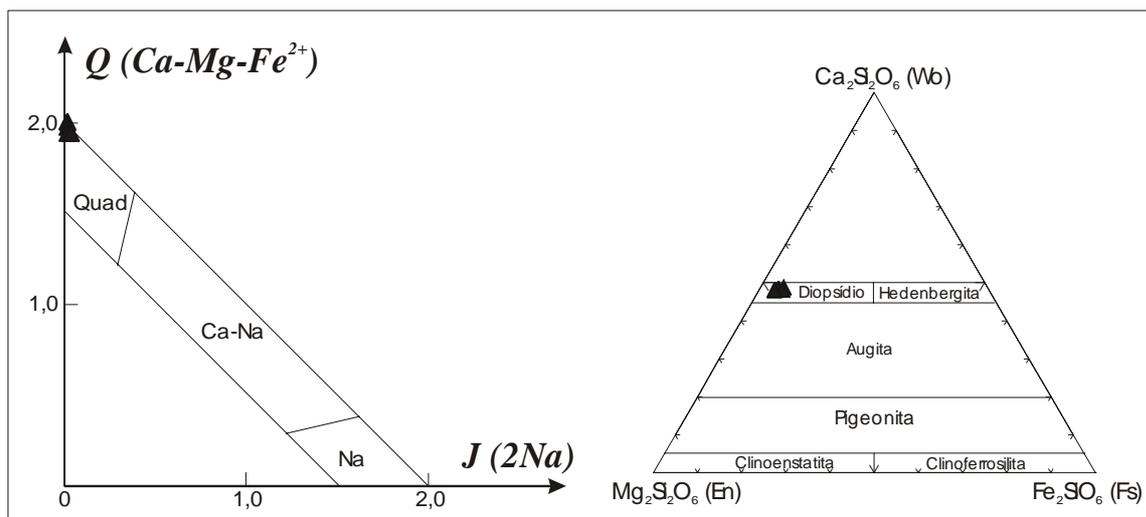


Figura 5.30 – Classificação dos clinopiroxênios da lente Ipueira segundo Morimoto (1988)

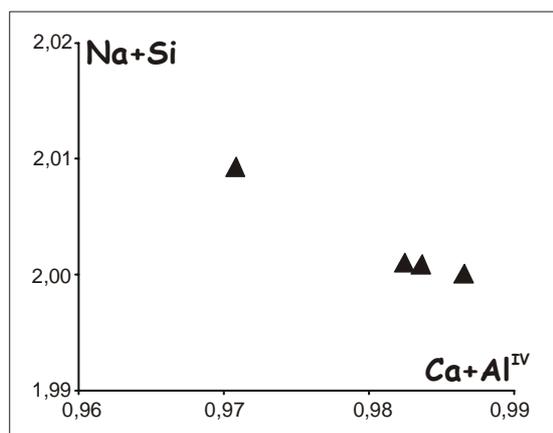


Figura 5.31 – Diagrama de variação composicional (pfu) para os piroxênio da lente Ipueira.

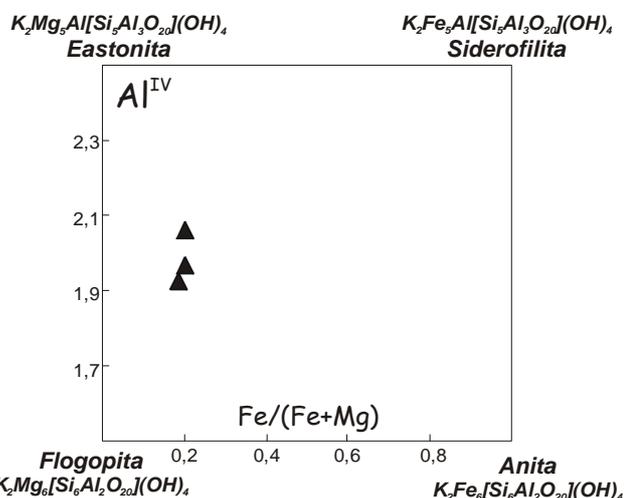


Figura 5.32 – Composição das micas da lente Ipueira. Modificado de Deer et al. 1966

Tabela 5.19 – Análises químicas dos piroxênios da lente Ipueira (fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios).

| IPUEIRA - PIROXÊNIOS | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------|---------|---------|---------|------------------|-------|-------|-------|-------|
| IP-5 | | | | | | | | | |
| | % em óxido | | | | átomo pfu | | | | |
| | I | II | III | IV | I | II | III | IV | |
| SiO ₂ | 55,393 | 56,497 | 55,439 | 55,865 | Si | 1,997 | 2,006 | 1,992 | 1,993 |
| TiO ₂ | 0,059 | 0,026 | 0,070 | 0,079 | Al ^{IV} | 0,003 | 0,000 | 0,008 | 0,007 |
| Al ₂ O ₃ | 0,245 | 0,311 | 0,337 | 0,316 | Al ^{VI} | 0,007 | 0,013 | 0,006 | 0,007 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,038 | 0,079 | 0,007 | Fe ³⁺ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | Ti | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,002 |
| MgO | 18,271 | 18,359 | 18,444 | 18,400 | Cr | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,000 |
| CaO | 25,376 | 25,515 | 25,303 | 25,631 | Mg | 0,981 | 0,971 | 0,987 | 0,979 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,008 | Fe ²⁺ | 0,024 | 0,022 | 0,022 | 0,027 |
| FeO | 0,792 | 0,744 | 0,739 | 0,896 | Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Na ₂ O | 0,064 | 0,043 | 0,127 | 0,089 | Ca | 0,980 | 0,971 | 0,974 | 0,980 |
| K ₂ O | 0,013 | 0,000 | 0,004 | 0,000 | Na | 0,004 | 0,003 | 0,009 | 0,006 |
| BaO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | K | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 100,213 | 101,533 | 100,542 | 101,291 | Total | 3,999 | 3,988 | 4,003 | 4,001 |
| | | | | | Wo | 49,36 | 49,42 | 49,10 | 49,36 |
| | | | | | En | 49,43 | 49,46 | 49,78 | 49,29 |
| | | | | | Fs | 1,20 | 1,12 | 1,12 | 1,35 |

Tabela 5.20 – Análises químicas de micas e olivinas da lente Ipueira.

| IPUEIRA | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|-----------|------------------|--------|------------|--------|--------------------------------|-----------|--------|------------------|------------|
| MICAS | | | | | | OLIVINAS | | | | | | |
| IP-1 | | | | | | IP-1 | | | | | | |
| % em óxido | | | átomo pfu | | | % em óxido | | | átomo pfu | | | |
| cristal | I | II | III | cristal | I | II | III | I | II | I | II | |
| SiO ₂ | 42,240 | 42,593 | 42,065 | Si | 6,046 | 6,078 | 5,943 | SiO ₂ | 39,140 | 38,752 | Si | 0,9340,933 |
| TiO ₂ | 0,211 | 0,093 | 0,199 | Al ^{IV} | 1,954 | 1,922 | 2,057 | TiO ₂ | 0,372 | 0,412 | Al | 0,0010,001 |
| Al ₂ O ₃ | 12,387 | 12,634 | 13,920 | Al ^{VI} | 0,136 | 0,203 | 0,261 | Al ₂ O ₃ | 0,028 | 0,037 | Ti | 0,0070,007 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,030 | 0,004 | 0,000 | Ti | 0,023 | 0,010 | 0,021 | Fe ₂ O ₃ | 0,350 | 0,260 | Fe ³⁺ | 0,0060,005 |
| MgO | 28,188 | 28,067 | 27,917 | Cr | 0,003 | 0,000 | 0,000 | FeO | 3,365 | 2,932 | Mg | 1,9802,007 |
| CaO | 0,167 | 0,089 | 0,027 | Mg | 6,014 | 5,970 | 5,879 | MnO | 0,016 | 0,013 | Fe ²⁺ | 0,0670,059 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | MgO | 55,671 | 55,897 | Mn | 0,0000,000 |
| NiO | 0,000 | 0,018 | 0,000 | Ni | 0,000 | 0,002 | 0,000 | CaO | 0,061 | 0,029 | Ca | 0,0020,001 |
| FeO | 1,016 | 0,932 | 1,027 | Fe | 0,122 | 0,111 | 0,121 | NaO | 0,021 | 0,000 | Total | 2,9983,014 |
| Na ₂ O | 0,957 | 0,873 | 0,929 | Ca | 0,026 | 0,014 | 0,004 | K ₂ O | 0,010 | 0,014 | | |
| K ₂ O | 8,740 | 8,988 | 9,158 | Na | 0,266 | 0,242 | 0,254 | H ₂ O | 0,720 | 0,528 | Fo | 96,4296,92 |
| BaO | 0,331 | 0,348 | 0,397 | K | 1,596 | 1,636 | 1,650 | Total | 99,754 | 98,874 | Fa | 3,58 3,08 |
| F | 1,685 | 1,843 | 1,699 | Ba | 0,019 | 0,019 | 0,022 | | | | | |
| Cl | 0,049 | 0,036 | 0,034 | F | -0,710 | -0,776 | -0,715 | | | | | |
| H | 3,378 | 3,319 | 3,430 | Cl | -0,011 | -0,008 | -0,008 | | | | | |
| Total | 99,379 | 99,837 | 100,802 | Total | 15,484 | 15,423 | 15,489 | | | | | |
| | | | | Fe/(Fe+Mg) | 0,020 | 0,018 | 0,020 | | | | | |

O contraste entre o mármore bandado e maciço é muito claro quando analisada a química de rocha total. Na figura 5.33, observa-se fortes oscilações em termos de SiO₂, MgO e CaO ao longo do perfil (ver também tabela 5.21). As amostras com sílica extremamente elevada, alto MgO e baixo CaO, representam os mármore bandado, que comparativamente ao mármore maciço, têm alta percentagem de minerais silicáticos (principalmente anfibólio e clinopiroxênio). O mármore maciço, devido a sua composição essencialmente calcítica é representado na figura 5.33 pelas amostras mais enriquecidas em CaO. Desta forma, é possível, através da química de rocha total, mapear as variações texturais e composicionais da lente Ipueira.

Tabela 5.21 – Análise de elementos maiores (%) e alguns traços (ppm) dos mármore do perfil Ipueira.

| IPUEIRA | | | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| | IP-1 | IP-2 | IP-3 | IP-4 | IP-5 | IP-7 | IP-8 |
| SiO ₂ | 3,00 | 18,99 | 16,26 | 0,63 | 25,06 | 1,41 | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 0,42 | 2,63 | 2,24 | 0,24 | 1,41 | 0,52 | 0,04 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,17 | 1,04 | 1,13 | 0,14 | 0,64 | 0,19 | 0,04 |
| MgO | 2,43 | 13,24 | 18,18 | 0,38 | 10,71 | 0,38 | 0,40 |
| CaO | 50,24 | 30,26 | 26,55 | 50,32 | 31,95 | 52,06 | 51,09 |
| Na ₂ O | 0,38 | 1,01 | 0,51 | 0,19 | 0,59 | 0,26 | 0,10 |
| K ₂ O | 0,12 | 0,34 | 0,38 | 0,03 | 0,11 | 0,20 | 0,00 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,13 | 0,11 | 0,02 | 0,07 | 0,02 | 0,01 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,03 |
| MnO | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Total | 56,79 | 67,70 | 65,41 | 52,01 | 70,58 | 55,09 | 51,75 |
| Ca (%) | 36,1 | 21,46 | 18,83 | 35,77 | 22,71 | 37,13 | 36,59 |
| Mg (%) | 1,51 | 7,87 | 10,86 | 0,27 | 6,4 | 0,3 | 0,29 |
| Si (ppm) | 14085 | 87762 | 75356 | 2899 | 116947 | 6553 | 94 |
| Mn (ppm) | 17 | 88 | 127 | 34 | 64 | 45 | 0 |
| Sr (ppm) | 2030 | 1408 | 1271 | 2402 | 2016 | 2400 | 2240 |
| Rb (ppm) | 6 | 15 | 18 | 3 | 4 | 5 | 4 |
| Fe (ppm) | 1150 | 6878 | 7528 | 934 | 4269 | 1242 | 258 |
| Ba (ppm) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mg/Ca | 0,042 | 0,367 | 0,577 | 0,007 | 0,282 | 0,008 | 0,008 |

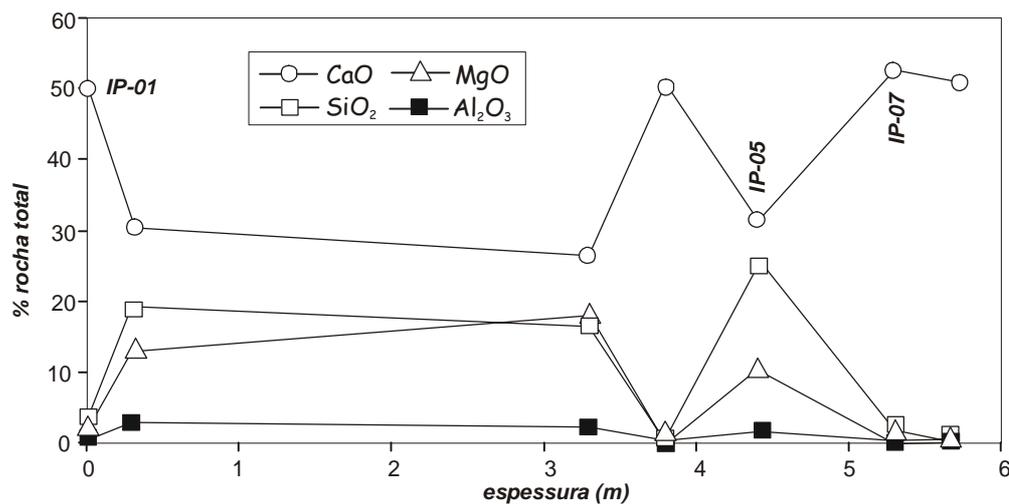


Figura 5.33 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármore do Ipueira.

5.1.6 - Perfil Almino Afonso

Localizada no oeste da Faixa Seridó, nas coordenadas geográficas $06^{\circ} 09,263' \text{ S}$ e $37^{\circ} 45,647' \text{ W}$, a lente de Messias Targino (figura 5.34) aflora como um serrote na entrada da cidade homônima (sentido Patu), intercalado em gnaisses Jucurutu. Próximo ao contato com o paragneisse é comum a presença de rochas calciossilicáticas, bem como, finos veios de pegmatitos e quartzo. Variações granulométricas são constantes no perfil (granulometria média a grossa), que em comum com o perfil Ipueira, exibe uma foliação de baixo ângulo segundo $100^{\circ}/20^{\circ} \text{ NE}$.

Treze amostras foram coletadas no intervalo aproximado de 65 m, das quais 6 foram utilizadas nos estudos petrográficos, 7 para geoquímica de rocha total e 2 para estudos de química mineral.

Basicamente os mármore de Almino Afonso são constituídos por calcita, tendo como acessórios anfibólio, mica, clinopiroxênio, opaco e quartzo (foto 5.8). As calcitas apresentam CaCO_3 superior a 97% e valores de MgCO_3 bastantes baixos $< 0,6\%$ (tabela 5.22). Dentre as duas amostras analisadas, as calcitas da amostra AF-10 apresentam uma composição mais homogênea, sem grandes variações no teor de Ca e Mg pfu (figura 5.35). Por outro lado, as variações observadas na composição das calcitas da amostra AF-07 podem ser resultado de problemas analíticos que observados num fechamento elevado das análises e num *plot* diferenciado para as mesmas (figura 5.35, cristais I e II – AF-07 - tabela 5.22). Desprezando as duas amostras com química destoante, é possível observar a substituição do Mg pelo Ca na estrutura das calcitas, constante em todas as calcita dos perfis analisados.

O anfibólio, identificado apenas na amostra AF-07, é do tipo de tremolita (figura 5.36 e tabela 5.23), ocorre como cristais hipidiomórficos, sperso na rocha orientados segundo a foliação. Apresenta em sua estrutura substituições do tipo edenita (responsável pela variação de Si pfu nos anfibólios – figura 5.37), glaucofana e plagioclásio (estas duas últimas em resposta ao metamorfismo de baixa pressão da Faixa Seridó - figura 5.37).

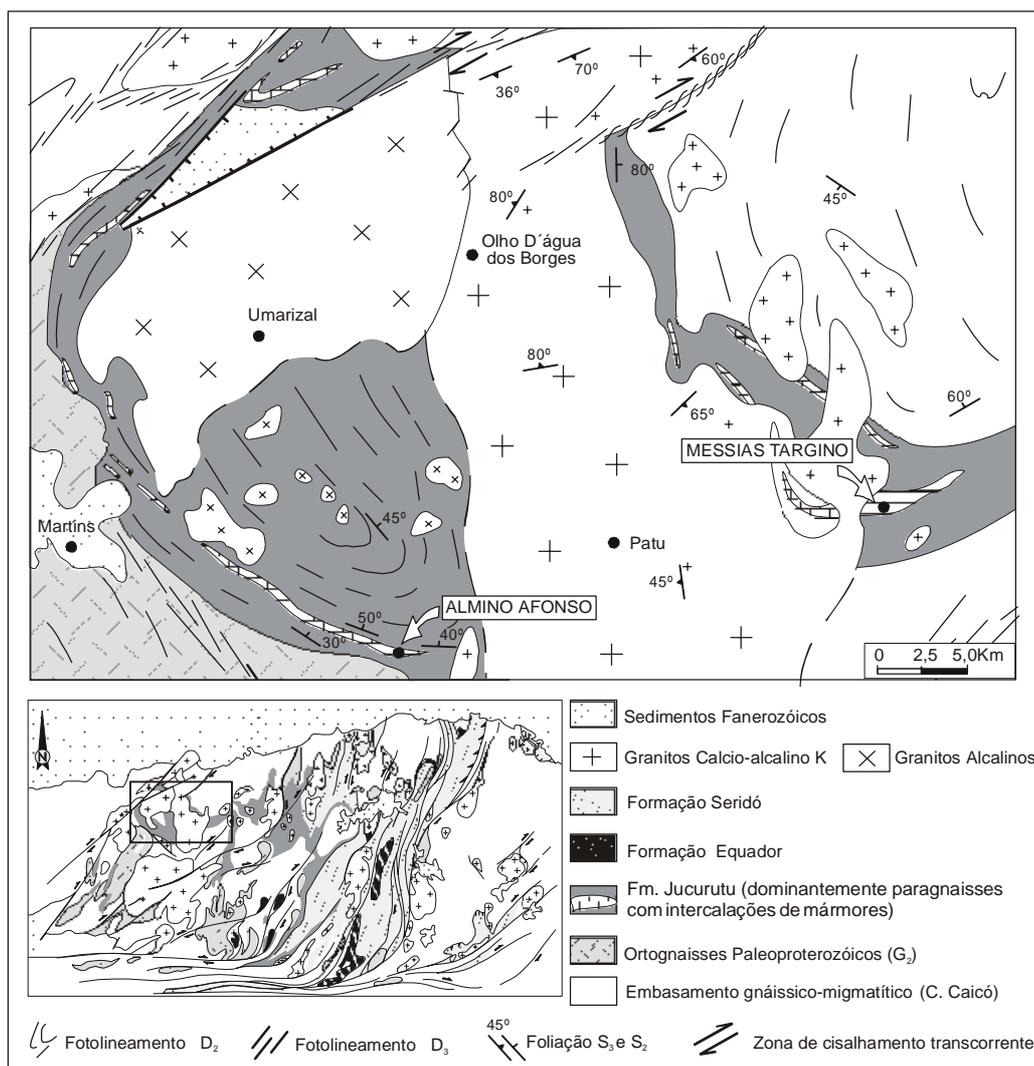


Figura 5.34 - Mapa simplificado da região de Almino Afonso, com destaque aos perfis MT (Messias Targino) e AF (Almino Afonso). Modificado de Jardim de Sá (1994).

Tabela 5.22 – Análises químicas de calcitas da lente Almino Afonso (fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios).

| ALMINO AFONSO – CALCITAS | | | | | | | | | |
|--------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|---------|
| | AF-7 | | | | | AF-10A | | | |
| | I | II | III | IV | V | I | II | III | IV |
| CaCO ₃ | 100,763 | 100,813 | 98,698 | 99,201 | 99,554 | 97,643 | 97,415 | 97,558 | 97,773 |
| MgCO ₃ | 0,324 | 0,389 | 0,622 | 0,459 | 0,542 | 0,078 | 0,000 | 0,000 | 0,086 |
| FeCO ₃ | 0,000 | 0,013 | 0,000 | 0,059 | 0,086 | 0,090 | 0,076 | 0,062 | 0,005 |
| MnCO ₃ | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| BaCO ₃ | 0,153 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,176 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,070 |
| SrCO ₃ | 0,540 | 0,588 | 0,496 | 0,537 | 0,434 | 0,642 | 0,673 | 0,805 | 0,874 |
| CO ₂ | 1,341 | 1,342 | 1,317 | 1,322 | 1,328 | 1,297 | 1,292 | 1,295 | 1,300 |
| Total | 103,136 | 103,145 | 101,133 | 101,578 | 102,120 | 99,750 | 99,456 | 99,720 | 100,108 |
| Mg | 0,008 | 0,009 | 0,015 | 0,011 | 0,013 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,002 |
| Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,000 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ba | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Ca | 1,982 | 1,981 | 1,975 | 1,952 | 1,949 | 1,987 | 1,988 | 1,987 | 1,984 |
| Sr | 0,007 | 0,008 | 0,007 | 0,007 | 0,006 | 0,009 | 0,009 | 0,011 | 0,012 |
| C | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,029 | 0,029 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Total | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,001 | 1,999 | 2,000 | 2,000 |

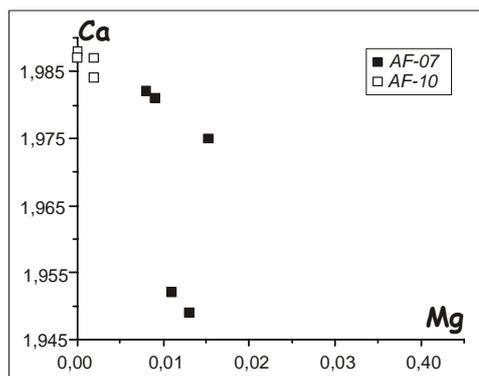


Figura 5.35 – Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) das calcitas da lente Almino Afonso.

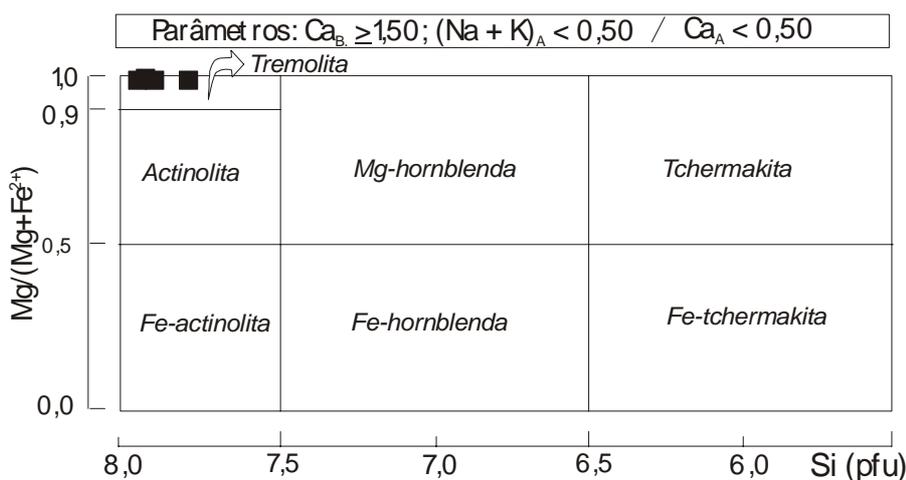


Figura 5.36 – Classificação dos anfibólios da Almino Afonso, segundo Leake et al. (1997)

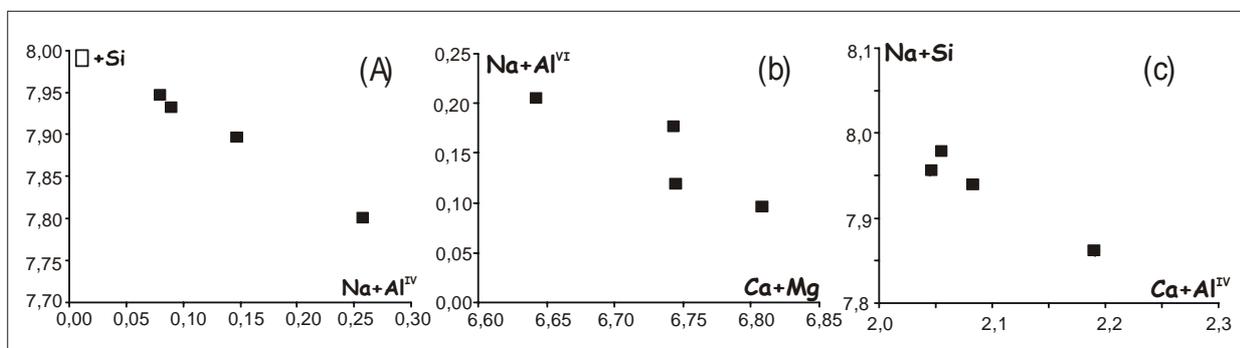


Figura 5.37 – Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) dos anfibólios da lente Almino Afonso.

A composição e abundância relativa do clinopiroxênio varia de acordo com a paragênese da rocha. De um modo geral o clinopiroxênio é classificado como wollastonita (figura 5.38). Na presença da edenita e flogopita (amostra AF-07) o cpx é notadamente mais enriquecido em Mg, com uma composição próxima a do diopsídio (48% da molécula de enstatita e 50% de wollastonita), e abundância bastante limitada (tabela 5.23). Na amostra AF-10, a mica e o anfibólio estão ausentes, o cpx é notadamente mais abundante, e sua composição é essencialmente cálcica (mais de 99% da molécula de wollastonita – tabela 5.23 e figura 5.38). Quando investigados a presença de substituições, tais como nos piroxênios do perfil Ipueira, apenas o vetor plagioclásio foi identificado (figura 5.39). Apesar da diferença na composição dos piroxênios do perfil AF e IP (diopsídio), as mesmas considerações sobre a estabilidade química da rocha podem ser aplicadas as wollastonitas da amostra AF-10.

A mica é do tipo flogopita (figura 5.40 e tabela 5.24), e devido a sua ocorrência rara, restrita a amostra AF-07, não possível maiores investigações além da classificação do mineral.

Tabela 5.23 – Análises químicas de anfibólios e clinopiroxênios da lente Almino Afonso (fórmula estrutural calculada para 23 e 6 oxigênios, respectivamente).

| ALMINO AFONSO | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|--------------------------------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
| ANFIBÓLIOS | | | | | CLINOPIROXÊNIOS | | | | | | |
| AF-7 | | | | | AF-10 | | | | | | |
| | I | II | III | IV | | I | II | III | IV | V | |
| SiO ₂ | 58,877 | 57,479 | 59,153 | 59,424 | SiO ₂ | 55,768 | 50,604 | 51,590 | 51,125 | 50,412 | 51,668 |
| TiO ₂ | 0,029 | 0,043 | 0,010 | 0,025 | TiO ₂ | 0,010 | 0,000 | 0,010 | 0,007 | 0,000 | 0,022 |
| Al ₂ O ₃ | 1,684 | 1,972 | 0,872 | 0,905 | Al ₂ O ₃ | 0,420 | 0,018 | 0,000 | 0,009 | 0,009 | 0,030 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,011 | 0,030 | Cr ₂ O ₃ | 0,052 | 0,000 | 0,019 | 0,035 | 0,000 | 0,000 |
| MgO | 23,328 | 23,494 | 24,175 | 23,790 | Fe ₂ O ₃ | 0,000 | 0,206 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| CaO | 13,773 | 13,695 | 13,757 | 13,970 | MgO | 18,106 | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,045 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | CaO | 25,861 | 47,219 | 47,537 | 47,442 | 46,363 | 47,661 |
| FeO | 1,099 | 1,091 | 0,853 | 1,020 | MnO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,008 |
| Na ₂ O | 0,169 | 0,224 | 0,086 | 0,112 | FeO | 0,798 | 0,000 | 0,090 | 0,127 | 0,065 | 0,087 |
| K ₂ O | 0,153 | 0,160 | 0,039 | 0,087 | Na ₂ O | 0,078 | 0,024 | 0,009 | 0,005 | 0,000 | 0,050 |
| BaO | 0,000 | 0,114 | 0,115 | 0,000 | K ₂ O | 0,000 | 0,000 | 0,034 | 0,000 | 0,016 | 0,021 |
| F | 0,871 | 1,349 | 1,168 | 1,140 | BaO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,087 | 0,088 | 0,140 |
| Cl | 0,023 | 0,012 | 0,000 | 0,000 | Total | 101,093 | 98,086 | 99,255 | 98,750 | 96,849 | 99,571 |
| H ₂ O | 1,799 | 1,539 | 1,658 | 1,678 | Si | 1,994 | 1,996 | 2,007 | 2,001 | 2,008 | 2,003 |
| Total | 101,805 | 101,172 | 101,898 | 102,181 | Al ^{IV} | 0,006 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| O = F | -0,367 | -0,568 | -0,492 | -0,480 | Al ^{VI} | 0,012 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| O = Cl | -0,005 | -0,003 | 0,000 | 0,000 | Fe ³⁺ | 0,000 | 0,006 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 101,433 | 100,601 | 101,406 | 101,701 | Ti | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Si | 7,897 | 7,801 | 7,932 | 7,948 | Cr | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Al ^{IV} | 0,103 | 0,199 | 0,068 | 0,052 | Mg | 0,965 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 |
| Al ^{VI} | 0,163 | 0,116 | 0,070 | 0,091 | Fe ²⁺ | 0,024 | 0,000 | 0,003 | 0,004 | 0,002 | 0,003 |
| Ti | 0,003 | 0,004 | 0,001 | 0,003 | Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | Ca | 0,991 | 1,996 | 1,981 | 1,990 | 1,979 | 1,979 |
| Mg | 4,663 | 4,752 | 4,831 | 4,742 | Na | 0,005 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,004 |
| Ca | 1,979 | 1,991 | 1,977 | 2,002 | K | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,001 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | Total | 3,981 | 4,001 | 3,995 | 3,996 | 3,990 | 3,994 |
| Fe | 0,123 | 0,124 | 0,096 | 0,114 | Wo | 50,05 | 99,96 | 99,85 | 99,79 | 99,89 | 99,71 |
| Na | 0,044 | 0,059 | 0,022 | 0,029 | En | 48,74 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,13 |
| K | 0,026 | 0,028 | 0,007 | 0,015 | Fs | 1,21 | 0,00 | 0,15 | 0,21 | 0,11 | 0,16 |
| Total | 15,002 | 15,074 | 15,006 | 14,999 | | | | | | | |
| Mg/(Mg+Fe) | 0,974 | 0,975 | 0,981 | 0,977 | | | | | | | |
| (Na+K)A | 0,050 | 0,078 | 0,029 | 0,044 | | | | | | | |
| CaB | 1,979 | 1,991 | 1,977 | 2,000 | | | | | | | |
| CaA | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | | | | | | | |
| Ti | 0,003 | 0,004 | 0,001 | 0,003 | | | | | | | |
| Si | 7,897 | 7,801 | 7,932 | 7,948 | | | | | | | |

Em termos da composição de rocha total, o perfil Almino Afonso apresenta oscilações nos óxidos de Si, Al, e Fe (figura 5.41 - tabela 5.25). Os teores da amostra AF-01 são compatíveis com as relações observadas no campo, uma forte integração entre mármore e o paragnaisse encaixante, observada pelo desenvolvimento de vários níveis de rochas calciossilicáticas, e veios de quartzo e pegmatitos. As mesmas considerações são aplicadas a amostra AF-3B, em contato com uma rocha calciossilicática (amostra AF-3A) e cortada por um dique de quartzo. O elevado teor de SiO₂ na amostra AF-10, constituída essencialmente por calcita e subordinadamente clinopiroxênio, é atribuído a proximidade com veios de quartzo e nódulos de rochas calciossilicáticas (amostra AF-10').

Aparentemente as amostras AF-5, AF-7, AF-8 e AF-12, são as únicas que refletem a composição do mármore, sem os efeitos metamossomáticos de trocas com o paragnaisse. Nestas amostras, além da calcita, podem ser encontrados como acessórios raros anfibólio, clinopiroxênio, mica e opaco.

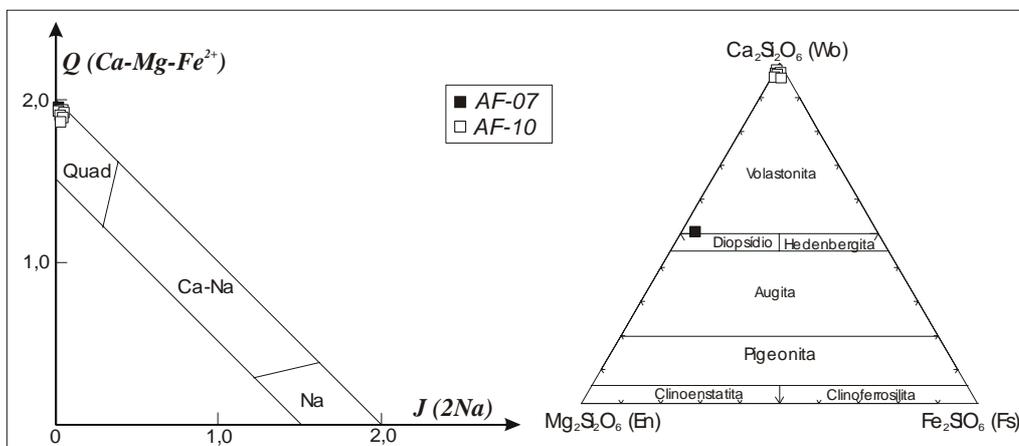


Figura 5.38 – Classificação dos clinopiroxênios da lente Almimo Afonso, segundo Morimoto (1988).

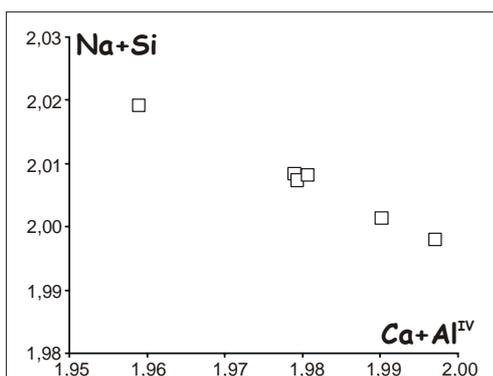


Figura 5.39 – Diagrama de variação de elementos por formula unitária (pfu) dos piroxênios da lente Almimo Afonso.

Tabela 5.24 – Análises químicas de micas da lente AF.

| ALMIMO AFONSO AF-10 | | | | | |
|--------------------------------|------------|---------|------------------|-----------|--------|
| | % em óxido | | | átomo pfu | |
| | I | II | | I | II |
| SiO ₂ | 41.971 | 42.140 | Si | 6.196 | 6.210 |
| TiO ₂ | 0.225 | 0.163 | Al ^{IV} | 1.804 | 1.790 |
| Al ₂ O ₃ | 13.712 | 13.525 | Al ^{IV} | 0.582 | 0.559 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.044 | 0.026 | Ti | 0.025 | 0.018 |
| MgO | 26.647 | 26.363 | Cr | 0.005 | 0.003 |
| CaO | 0.000 | 0.004 | Mg | 5.864 | 5.791 |
| MnO | 0.014 | 0.000 | Mn | 0.002 | 0.000 |
| NiO | 0.000 | 0.030 | Ni | 0.000 | 0.004 |
| FeO | 0.929 | 1.035 | Fe | 0.115 | 0.128 |
| Na ₂ O | 0.087 | 0.076 | Ca | 0.000 | 0.001 |
| K ₂ O | 10.630 | 10.919 | Na | 0.025 | 0.022 |
| BaO | 0.260 | 0.408 | K | 2.002 | 2.053 |
| F | 4.426 | 4.128 | Ba | 0.015 | 0.024 |
| Cl | 0.034 | 0.035 | Total | 14.763 | 14.857 |
| H | 1.955 | 2.103 | | | |
| Total | 100.934 | 100.955 | Fe/(Fe+Mg) | 0.019 | 0.022 |

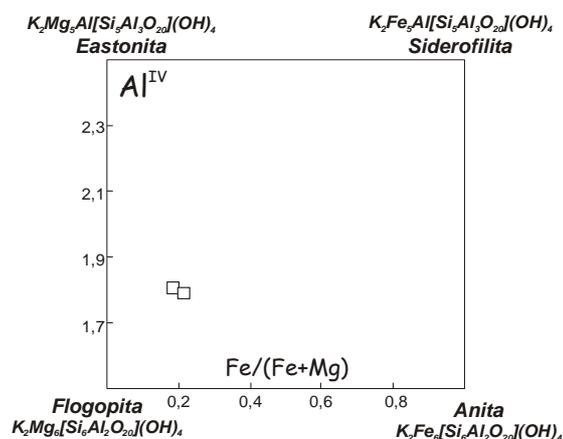
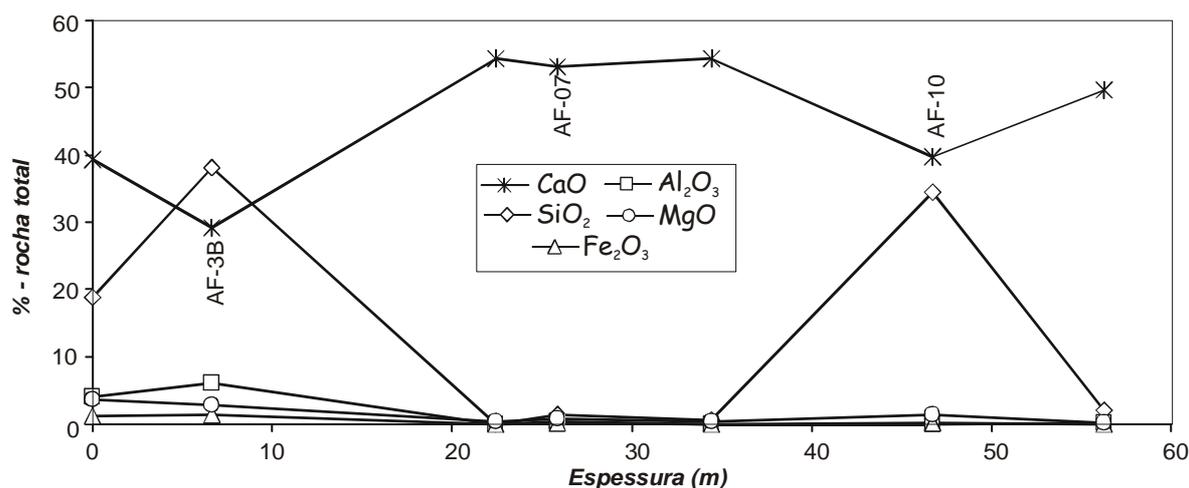


Figura 5.40 – Composição das micas da lente Almimo Afonso. Modificado de Deer et al. 1966.

Tabela 5.25 – Análises de elementos maiores (%) e alguns traços (ppm) do mármore do perfil Almino Afonso

| ALMINO AFONSO | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| | AF-1 | AF-3B | AF-5 | AF-7 | AF-8 | AF-10 | AF-12 |
| SiO ₂ | 18,95 | 38,09 | 0,03 | 1,47 | 0,56 | 34,56 | 2,03 |
| Al ₂ O ₃ | 4,11 | 6,16 | 0,07 | 0,34 | 0,05 | 0,03 | 0,13 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,25 | 1,32 | 0,06 | 0,16 | 0,04 | 0,20 | 0,04 |
| MgO | 3,58 | 2,88 | 0,32 | 0,74 | 0,37 | 1,49 | 0,29 |
| CaO | 39,27 | 29,14 | 54,32 | 53,19 | 54,28 | 39,83 | 49,64 |
| Na ₂ O | 0,21 | 0,40 | 0,22 | 0,10 | 0,11 | 0,17 | 0,47 |
| K ₂ O | 0,78 | 0,90 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 |
| TiO ₂ | 0,15 | 0,13 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,05 | 0,09 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,12 |
| MnO | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Total | 68,41 | 79,11 | 55,13 | 56,06 | 55,46 | 76,33 | 52,76 |
| Ca (%) | 28,02 | 20,78 | 38,79 | 38,00 | 38,69 | 28,43 | 35,38 |
| Mg (%) | 2,09 | 1,51 | 0,30 | 0,53 | 0,32 | 0,82 | 0,21 |
| Si (ppm) | 88765 | 177753 | 179 | 6903 | 2645 | 161280 | 9465 |
| Mn (ppm) | 277,00 | 270,00 | 6,00 | 10,00 | 2,00 | 29,00 | 0,00 |
| Sr (ppm) | 318 | 216 | 3072 | 2864 | 2911 | 1629 | 3597 |
| Rb (ppm) | 26,00 | 35,00 | 2,00 | 3,00 | 0,00 | 0,00 | 4,00 |
| Fe (ppm) | 8338 | 8809 | 405 | 1054 | 278 | 1295 | 264 |
| Ba (ppm) | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg/Ca | 0,075 | 0,073 | 0,008 | 0,014 | 0,008 | 0,029 | 0,006 |

**Figura 5.41** – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármore da lente Almino Afonso.

5.1.7 - Perfil Messias Targino

Localizado próximo a cidade de Messias Targino, coordenadas 24 667470 e M 9327763, a lente amostrada possui direção E-W, espessura decamétrica e encontra-se dobrada suavemente (figura 5.34). Não foi possível executar um perfil transversal completo na lente, tendo sido amostrada apenas a sua parte central, onde funcionava uma pedreira. Apesar de não ter sido observado os contatos, a lente Almino Afonso está intercalada em paragnaisse Jucurutu.

A porção da lente amostrada é texturalmente bastante homogênea, constituída por mármore de coloração esbranquiçada e textura média a grossa, constituídos por calcita, cpx, opacos e/ou quartzo. (foto 5.9)

A calcita ocorre como cristais hidiomórficos, com tamanhos variados e contatos irregulares, chegando em algumas amostras a constituir 100% da mineralogia. Pequenas variações composicionais

foram observadas de uma amostra para a outra. Na amostra AF-01, $\text{CaCO}_3 > 99\%$ e $\text{MgCO}_3 \cong 0$, enquanto que na amostra AF-12 CaCO_3 varia de 97,3 a 98,9% e MgCO_3 entre 0,15 a 0,26% (tabela 5.26). A amostra AF-01 é constituída essencialmente por calcita, e na amostra AF-12 além da calcita, tem-se o clinopiroxênio, opacos e eventualmente quartzo.

Tabela 5.26 – Análises químicas de calcitas da lente Messias Targino.

| MESSIAS TARGINO - CALCITAS | | | | | | | | |
|----------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| MT-1 | | | | | | | | |
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII |
| CaCO_3 | 99,312 | 99,454 | 99,515 | 99,667 | 98,491 | 100,311 | 99,297 | 100,443 |
| MgCO_3 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,037 | 0,051 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeCO_3 | 0,031 | 0,022 | 0,049 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,045 |
| MnCO_3 | 0,000 | 0,021 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,024 |
| BaCO_3 | 0,000 | 0,153 | 0,240 | 0,000 | 0,109 | 0,109 | 0,000 | 0,153 |
| SrCO_3 | 0,471 | 0,362 | 0,510 | 0,548 | 0,540 | 0,447 | 0,503 | 0,471 |
| CO_2 | 1,315 | 1,317 | 1,320 | 1,321 | 1,306 | 1,328 | 1,315 | 1,332 |
| Total | 101,129 | 101,329 | 101,634 | 101,573 | 100,497 | 102,195 | 101,115 | 102,468 |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ba | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,002 |
| Ca | 1,993 | 1,993 | 1,990 | 1,992 | 1,990 | 1,993 | 1,993 | 1,991 |
| Sr | 0,006 | 0,005 | 0,007 | 0,007 | 0,007 | 0,006 | 0,007 | 0,006 |
| C | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| MT-12 | | | | | | | | |
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII |
| CaCO_3 | 98,311 | 98,283 | 98,489 | 97,386 | 98,554 | 98,463 | 97,631 | 98,933 |
| MgCO_3 | 0,221 | 0,150 | 0,228 | 0,232 | 0,236 | 0,261 | 0,173 | 0,121 |
| FeCO_3 | 0,000 | 0,000 | 0,046 | 0,051 | 0,110 | 0,138 | 0,009 | 0,084 |
| MnCO_3 | 0,009 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| BaCO_3 | 0,000 | 0,045 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,068 |
| SrCO_3 | 0,324 | 0,372 | 0,443 | 0,474 | 0,370 | 0,347 | 0,372 | 0,441 |
| CO_2 | 1,304 | 1,303 | 1,308 | 1,294 | 1,309 | 1,308 | 1,295 | 1,313 |
| Total | 100,169 | 100,153 | 100,514 | 99,437 | 100,579 | 100,517 | 99,480 | 100,960 |
| Mg | 0,005 | 0,004 | 0,005 | 0,006 | 0,006 | 0,006 | 0,004 | 0,003 |
| Fe | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,001 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ba | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Ca | 1,979 | 1,980 | 1,977 | 1,976 | 1,976 | 1,987 | 1,991 | 1,989 |
| Sr | 0,004 | 0,005 | 0,006 | 0,007 | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,006 |
| C | 0,011 | 0,011 | 0,011 | 0,011 | 0,011 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |

O clinopiroxênio é classificado como wollastonita, porém com uma composição bem próxima do diopsídio (tabela 5.27 e figura 5.42). Nos clinopiroxênios das lentes de Ipueira e Almino Afonso, observou-se apenas o vetor troca plagioclásio (como reflexo da pressão de metamorfismo), mostrando uma certa estabilidade química da rocha total após a formação do cpx. Nas wollastonitas do perfil Messias Targino, além do vetor plagioclásio, são também observados os vetores tschermaquita e jadeíta (figura 5.43A, B e C). O vetor jadeíta (figura 5.43B) é o responsável pela solução sólida diopsídio-jadeíta, e reflete a baixa pressão de metamorfismo. O vetor tschermaquita é comum aos piroxênios cálcicos, sendo responsável pela introdução de $\text{Al}_{(\text{T})}$ em sua estrutura.

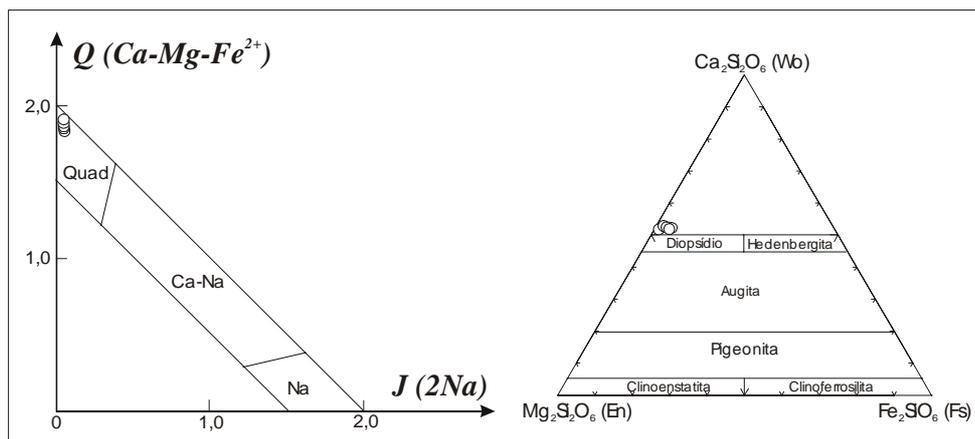


Figura 5.42 – Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) dos piroxênios da lente Messias Targino.

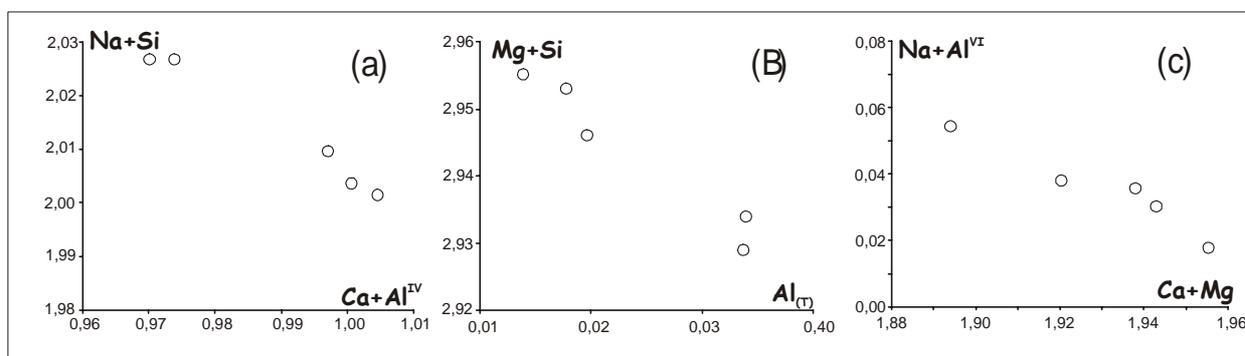


Figura 5.43 – Diagramas de variação composicional (pfu) para os clinopiroxênios da lente Messias Targino.

A composição dos mármore (rocha total) é aproximadamente constante ao longo do perfil, salvos pequenas variações de MgO. No intervalo entre as amostras MT-1 a MT-10, o mármore é constituído essencialmente por CaO, com demais óxidos somando menos de 5% da amostra. A mineralogia das amostras nesse intervalo é essencialmente calcita (figura 5.44 e tabela 5.28). A partir da amostra MT-12, há um ligeiro aumento do SiO_2 e sutilmente do MgO (figura 5.44) devido ao aparecimento do clinopiroxênio. Desta forma, o perfil pode ser sub-divido em calcita mármore (amostra MT-1 a MT-10) e calcita mármore com wollastonita (a partir da MT-10).

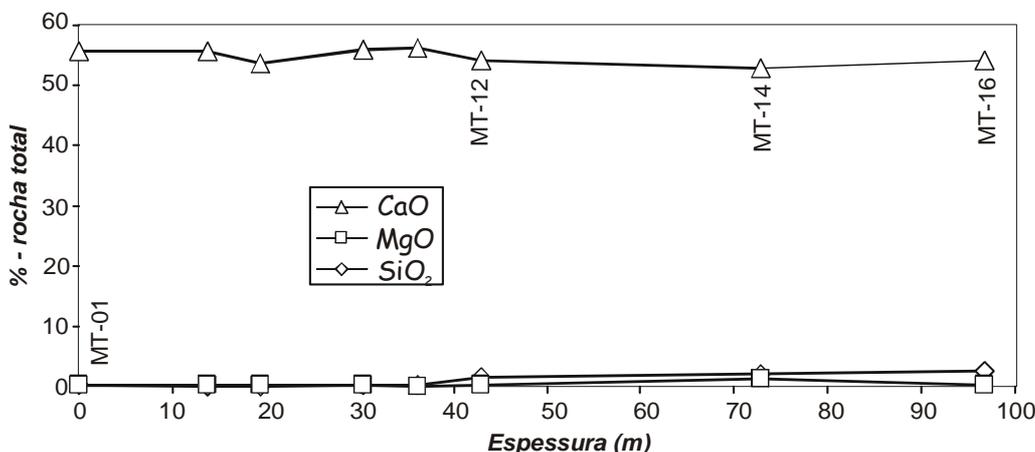


Figura 5.44 – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármore da lente Messias Targino.

Tabela 5.27 – Análises químicas de clinopiroxênios da lente Messias Targino.

| MESSIAS TARGINO – CPX | | | | | |
|--------------------------------|----------|-----------|------------|-----------|----------|
| MT-12 | | | | | |
| | <i>I</i> | <i>II</i> | <i>III</i> | <i>IV</i> | <i>V</i> |
| SiO ₂ | 55,872 | 56,521 | 56,530 | 55,584 | 55,452 |
| TiO ₂ | 0,055 | 0,070 | 0,000 | 0,015 | 0,014 |
| Al ₂ O ₃ | 0,476 | 0,811 | 0,423 | 0,807 | 0,335 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,045 | 0,061 | 0,000 | 0,049 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,516 | 0,000 | 0,000 | 0,539 | 0,927 |
| MgO | 17,983 | 17,455 | 17,872 | 17,848 | 18,143 |
| CaO | 25,887 | 25,525 | 25,605 | 25,828 | 25,699 |
| MnO | 0,000 | 0,043 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 0,364 | 0,796 | 0,845 | 0,349 | 0,000 |
| Na ₂ O | 0,269 | 0,305 | 0,284 | 0,255 | 0,266 |
| K ₂ O | 0,011 | 0,018 | 0,000 | 0,021 | 0,006 |
| BaO | 0,000 | 0,169 | 0,102 | 0,068 | 0,000 |
| Total | 101,422 | 101,571 | 101,620 | 101,225 | 100,885 |
| Si | 1,991 | 2,006 | 2,007 | 1,984 | 1,986 |
| Al ^{IV} | 0,009 | 0,000 | 0,000 | 0,016 | 0,014 |
| Al ^{VI} | 0,011 | 0,034 | 0,018 | 0,018 | 0,000 |
| Fe ³⁺ | 0,014 | 0,000 | 0,000 | 0,014 | 0,025 |
| Ti | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Cr | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,001 |
| Mg | 0,955 | 0,923 | 0,946 | 0,950 | 0,969 |
| Fe | 0,011 | 0,024 | 0,025 | 0,010 | 0,000 |
| Mn | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 0,988 | 0,970 | 0,974 | 0,988 | 0,986 |
| Na | 0,019 | 0,021 | 0,020 | 0,018 | 0,018 |
| K | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Wo | 50,57 | 50,58 | 50,08 | 50,71 | 50,45 |
| En | 48,87 | 48,12 | 48,63 | 48,75 | 49,55 |
| Fs | 0,55 | 1,30 | 1,29 | 0,54 | 0,00 |

Tabela 5.28 – Análises de elementos maiores (%) e alguns traços (ppm) dos mármore da lente Messias Targino.

| MESSIAS TARGINO | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | MT-1 | MT-3 | MT-5 | MT-8 | MT-10 | MT-12 | MT-14 | MT-16 |
| SiO ₂ | 0,28 | 0,01 | 0,06 | 0,15 | 0,14 | 1,49 | 2,10 | 2,43 |
| Al ₂ O ₃ | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,10 | 0,02 | 0,04 | 0,47 | 0,41 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,04 | 0,04 | 0,06 | 0,08 | 0,04 | 0,07 | 0,28 | 0,16 |
| MgO | 0,13 | 0,19 | 0,34 | 0,24 | 0,09 | 0,30 | 1,23 | 0,26 |
| CaO | 55,72 | 55,58 | 53,63 | 56,03 | 56,26 | 54,15 | 52,86 | 54,18 |
| Na ₂ O | 0,01 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,07 | 0,07 | 0,06 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,15 | 0,16 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,02 |
| MnO | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| Total | 56,25 | 55,93 | 54,26 | 56,71 | 56,62 | 56,18 | 57,25 | 57,71 |
| Ca (%) | 39,73 | 39,54 | 38,22 | 39,90 | 40,04 | 38,58 | 37,43 | 38,60 |
| Mg (%) | 0,19 | 0,21 | 0,28 | 0,26 | 0,16 | 0,26 | 0,84 | 0,25 |
| Si (ppm) | 1273,00 | 32,00 | 322,00 | 661,00 | 692,00 | 6901,00 | 9819 | 11292,00 |
| Mn (ppm) | 5,00 | 4,00 | 7,00 | 4,00 | 15,00 | 16,00 | 106 | 33,00 |
| Sr (ppm) | 2773,00 | 2670,00 | 2564,00 | 2703,00 | 2366,00 | 2508,00 | 2491 | 2397,00 |
| Rb (ppm) | 3,00 | 0,00 | 1,00 | 2,00 | 2,00 | 1,00 | 7,00 | 5,00 |
| Fe (ppm) | 251,00 | 212,00 | 356,00 | 217,00 | 268,00 | 427,00 | 1800 | 1040,00 |
| Ba (ppm) | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg/Ca | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,023 | 0,007 |

5.2 - MÁRMORES DA FORMAÇÃO SERIDÓ

Devido ao contexto geotectônico em que depositaram-se os sedimentos da Formação Seridó (inversão da bacia), lentes de mármore são extremamente raras, ocorrendo apenas como finas intercalações na base da formação, encaixadas em micaxistos. Com a escassez de lentes, apenas três perfis foram realizados, localizados na porção central e centro-sul da Faixa Seridó (figura 5.1).

5.2.1 – Perfil São Mamede (SAM)

A lente SAM localiza-se a norte da cidade de São Mamede, coordenadas UTM 714014 e M 9250738 (figura 5.20), com orientação NE-SW, alguns quilômetros de comprimento e espessura de algumas centenas de metros. Os mármore têm bandamento composicional (definido pela alternância de camadas brancas e cinzas) e encontra-se dobrado (dobras apertadas e assimétricas em “S” segundo NE-SW - indicando antiforme a E), com plano axial segundo $20^{\circ}/68^{\circ}$ SE (foto 5.10). No total foram coletadas 15 amostras em 57 m de seção aflorante, com 11 utilizadas para estudos petrográficos, 8 para análise química de rocha total e 4 para análises de minerais.

Os mármore São Mamede são constituídos por calcita tendo como acessórios, anfibólio, mica, opacos e quartzo (foto 5.11). Próximo ao contato com o xisto, o mármore apresenta, além dos minerais citados, silimanita (fibrolita) orientada segundo o plano axial das dobras.

A calcita ocorre como: (i) cristais hidiomórficos a hipidiomórficos de tamanhos variados e com relevo baixo e (ii) como cristais hipidiomórficos com clivagens e relevo mais elevado. Não foram observadas diferenças composicionais entre os cristais, o que se observou foram diferenças no teor de MgCO_3 de acordo com a amostra (tabela 5.29). Os teores mais elevados foram observados na amostra SAM-5 (MgCO_3 entre 3,8 a 4,7% e CaCO_3 entre 92,5 a 94,7%), e os menores teores na amostra SAM-9 ($\text{MgCO}_3 > 0,69$ $\text{CaCO}_3 \approx 97,2$ a 98,9%). As outras duas amostras, SAM-6 ($\text{MgCO}_3 \approx 2,5$ a 2,9%; $\text{CaCO}_3 \approx 94,7$ a 95,8%) e SAM-1 ($\text{MgCO}_3 \approx 0,9$ a 1,8%; $\text{CaCO}_3 \approx 96,8$ a 98,3%) mostram valores intermediários (tabela 5.29).

Na figura 5.45 encontra-se ilustrado a composição de Ca vs Mg (pfu) das calcitas do perfil São Mamede. Diferentemente das calcitas de todos os perfis estudados, aparentemente não se observa a presença de vetores de substituição Ca-Mg, apesar de diferentes intervalos na composição destes elementos (figura 5.45A). A amostra SAM-3 tem as menores concentrações de Ca e Mg e a amostra SAM-5, proporcionalmente, é a mais enriquecida. Contudo, na figura 5.45B, com as escalas X e Y no mesmo intervalo de variação, dois vetores de substituição paralelos são observados, um mais enriquecido em Ca, definido pelas amostras SAM-9 e SAM-5, e o segundo com teores intermediários de Ca, definido pelas amostra SAM-5 e SAM-3.

O anfibólio ocorre como cristais hidiomórficos isolados, ou como agregados na rocha, orientado segundo a foliação. Composicionalmente trata-se de tremolita (figura 5.46 e tabela 5.30) e apresentam os vetores de substituição edenita e plagioclásio (figura 5.47). O vetor edenita é responsável pela diminuição de Si (pfu), resultando nas variações observadas na figura 5.46 (solução sólida tremolita – Mg-Horblenda) e o vetor plagioclásio, como resultado do metamorfismo de baixa pressão da Faixa Seridó.

Tabela 5.29 – Análises de calcitas do perfis São Mamede.

| | SAO MAMEDE - CALCITAS | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|-----------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|
| | SAM-3 | | | SAM-5 | | | | | | | | | | |
| | I | II | III | IV | V | VII | VII | | | | | | | |
| CaCO ₃ | 96,785 | 98,292 | 98,885 | 97,509 | 96,871 | 98,357 | 99,729 | 94,516 | 92,591 | 92,635 | 92,921 | 93,167 | 94,715 | 93,238 |
| MgCO ₃ | 1,171 | 1,269 | 0,901 | 1,008 | 1,722 | 1,789 | 0,001 | 4,113 | 4,269 | 4,041 | 3,878 | 4,729 | 4,163 | 4,051 |
| FeCO ₃ | 0,199 | 0,319 | 0,165 | 0,233 | 0,208 | 0,230 | 0,000 | 0,443 | 0,497 | 0,538 | 0,470 | 0,389 | 0,439 | 0,376 |
| MnCO ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,019 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| BaCO ₃ | 0,086 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,132 | 0,000 | 0,088 | 0,242 | 0,176 | 0,242 | 0,022 | 0,044 | 0,110 |
| SrCO ₃ | 0,326 | 0,327 | 0,383 | 0,188 | 0,182 | 0,229 | 0,351 | 0,318 | 0,223 | 0,191 | 0,311 | 0,382 | 0,319 | 0,215 |
| CO ₂ | 1,301 | 1,324 | 1,324 | 1,307 | 1,309 | 1,332 | 1,319 | 1,320 | 1,298 | 1,295 | 1,297 | 1,312 | 1,323 | 1,301 |
| Total | 99,868 | 101,531 | 101,658 | 100,245 | 100,292 | 102,088 | 101,400 | 100,798 | 99,120 | 98,876 | 99,119 | 100,001 | 101,003 | 99,291 |
| Mg | 0,014 | 0,015 | 0,010 | 0,012 | 0,033 | 0,034 | 0,000 | 0,097 | 0,103 | 0,079 | 0,075 | 0,091 | 0,099 | 0,098 |
| Fe | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,000 | 0,008 | 0,009 | 0,008 | 0,007 | 0,005 | 0,008 | 0,007 |
| Mn | 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 |
| Ba | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Ca | 0,946 | 0,953 | 0,959 | 0,951 | 1,583 | 1,586 | 1,995 | 1,887 | 1,882 | 1,518 | 1,521 | 1,511 | 1,889 | 1,892 |
| Sr | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,005 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,004 | 0,004 | 0,003 |
| C | 1,036 | 1,027 | 1,027 | 1,034 | 0,378 | 0,373 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,392 | 0,391 | 0,388 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 1,999 | 1,999 | 2,000 | 1,999 | 1,999 | 2,000 | 2,001 |

| | SAM-6 | | | | | | | SAM-9 | | | | | | |
|-------------------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|
| | I | II | III | IV | V | V | V | I | II | III | IV | V | V | VI |
| CaCO ₃ | 95,383 | 94,931 | 94,716 | 94,977 | 95,894 | 95,894 | 95,894 | 98,796 | 98,855 | 98,929 | 98,699 | 97,212 | 98,717 | 98,717 |
| MgCO ₃ | 2,921 | 2,568 | 2,780 | 2,805 | 2,651 | 2,651 | 2,651 | 0,633 | 0,558 | 0,671 | 0,681 | 0,520 | 0,598 | 0,598 |
| FeCO ₃ | 0,140 | 0,113 | 0,271 | 0,375 | 0,253 | 0,253 | 0,253 | 0,066 | 0,099 | 0,091 | 0,095 | 0,075 | 0,098 | 0,098 |
| MnCO ₃ | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| BaCO ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,110 | 0,110 | 0,110 | 0,000 | 0,023 | 0,023 | 0,000 | 0,000 | 0,136 | 0,136 |
| SrCO ₃ | 0,230 | 0,356 | 0,238 | 0,151 | 0,325 | 0,325 | 0,325 | 0,586 | 0,547 | 0,368 | 0,607 | 0,662 | 0,566 | 0,566 |
| CO ₂ | 1,308 | 1,297 | 1,299 | 1,303 | 1,314 | 1,314 | 1,314 | 1,320 | 1,319 | 1,321 | 1,320 | 1,298 | 1,319 | 1,319 |
| Total | 99,982 | 99,267 | 99,304 | 99,611 | 100,560 | 100,560 | 100,560 | 101,401 | 101,401 | 101,403 | 101,402 | 99,767 | 101,424 | 101,424 |
| Mg | 0,070 | 0,062 | 0,067 | 0,067 | 0,063 | 0,063 | 0,063 | 0,015 | 0,013 | 0,016 | 0,016 | 0,012 | 0,014 | 0,014 |
| Fe | 0,002 | 0,002 | 0,005 | 0,007 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,002 |
| Mn | 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 |
| Ba | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 |
| Ca | 1,916 | 1,921 | 1,915 | 1,914 | 1,917 | 1,917 | 1,917 | 1,975 | 1,977 | 1,976 | 1,962 | 1,964 | 1,963 | 1,963 |
| Sr | 0,003 | 0,005 | 0,003 | 0,002 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,008 | 0,007 | 0,005 | 0,008 | 0,009 | 0,007 | 0,007 |
| C | 0,009 | 0,010 | 0,010 | 0,010 | 0,010 | 0,010 | 0,010 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | 0,013 |
| Total | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 1,999 | 1,999 | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,001 | 1,999 | 2,000 | 2,000 |

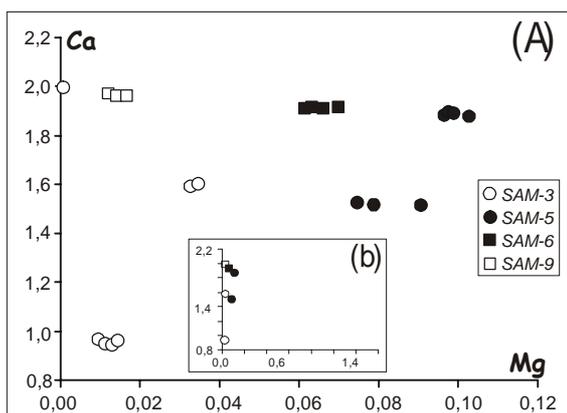


Figura 5.45 - Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) das calcitas da lente SAM.

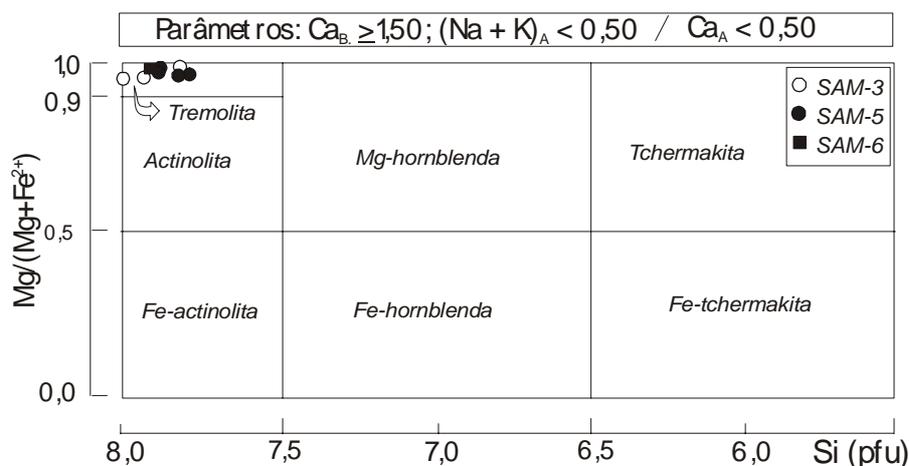


Figura 5.46 - Classificação dos anfibólios da lente SAM, segundo Leake et al. (1997)

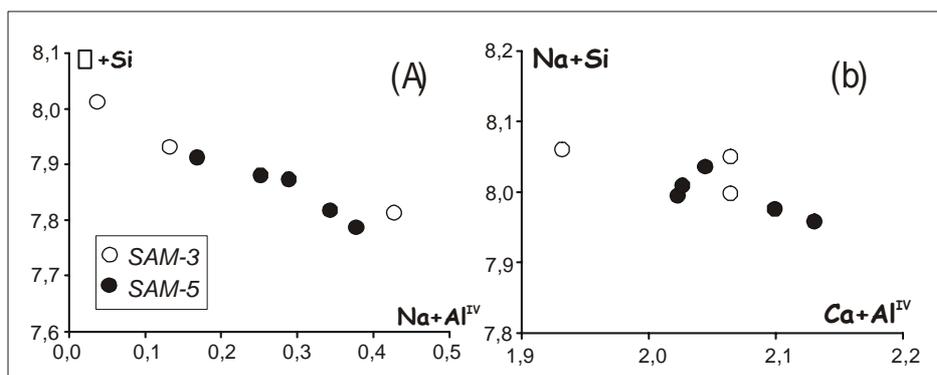


Figura 5.47 - Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) dos anfibólios da lente SAM.

A mica do perfil SAM é menos abundante que o anfibólio e ocorre como cristais hipidiomórficos, orientados segundo a foliação, sendo do tipo flogopita (figura 5.48 e tabela 5.31). Destaca-se das demais micas pelas variações na razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, com a amostra SAM-3 apresentando as maiores razões. Essas variações ocorrem devido ao vetor troca tchermaquita e edenita (figura 5.49A e B). Outro vetor presente nas flogopitas é o vetor de troca plagioclásio (figura 5.49C) relacionado a pressão de metamorfismo dos mármore.

Tabela 5.30 – Análises químicas de anfibólios da lente SAM.

| | SAM-3 | | | SAM-5 | | | | SAM-6 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | I | II | III | I | II | III | IV | I |
| SiO ₂ | 58,316 | 59,604 | 58,496 | 56,991 | 58,153 | 58,366 | 57,510 | 58,739 |
| TiO ₂ | 0,031 | 0,008 | 0,047 | 0,122 | 0,058 | 0,122 | 0,028 | 0,053 |
| Al ₂ O ₃ | 2,365 | 0,426 | 0,716 | 1,883 | 1,622 | 1,606 | 1,910 | 1,164 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,011 | 0,052 | 0,004 | 0,045 | 0,056 |
| MgO | 23,740 | 23,593 | 23,304 | 23,319 | 23,441 | 23,315 | 23,188 | 23,872 |
| CaO | 13,071 | 13,491 | 13,736 | 13,122 | 13,221 | 13,176 | 13,158 | 13,411 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,009 | 0,000 | 0,000 | 0,064 | 0,000 |
| FeO | 0,576 | 1,555 | 1,868 | 1,498 | 0,952 | 1,419 | 1,631 | 0,923 |
| Na ₂ O | 0,918 | 0,188 | 0,241 | 0,632 | 0,614 | 0,502 | 0,605 | 0,313 |
| K ₂ O | 0,110 | 0,046 | 0,034 | 0,077 | 0,109 | 0,027 | 0,085 | 0,049 |
| BaO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,033 | 0,017 | 0,083 | 0,000 | 0,000 |
| F | 0,587 | 0,418 | 0,249 | 0,606 | 0,641 | 0,589 | 0,250 | 0,361 |
| Cl | 0,004 | 0,013 | 0,016 | 0,000 | 0,007 | 0,018 | 0,011 | 0,002 |
| H ₂ O | 1,947 | 2,020 | 2,084 | 1,894 | 1,896 | 1,924 | 2,079 | 2,047 |
| Total | 101,669 | 101,366 | 100,796 | 100,197 | 100,783 | 101,151 | 100,564 | 100,990 |
| O = F | -0,247 | -0,176 | -0,105 | -0,255 | -0,270 | -0,248 | -0,105 | -0,152 |
| O = Cl | -0,001 | -0,003 | -0,004 | 0,000 | -0,002 | -0,004 | -0,002 | 0,000 |
| Total | 101,421 | 101,187 | 100,688 | 99,942 | 100,512 | 100,899 | 100,456 | 100,838 |
| Si | 7,812 | 8,012 | 7,933 | 7,790 | 7,873 | 7,880 | 7,817 | 7,913 |
| Al ^{IV} | 0,188 | 0,000 | 0,067 | 0,210 | 0,127 | 0,120 | 0,183 | 0,087 |
| Al ^{VI} | 0,185 | 0,068 | 0,047 | 0,094 | 0,132 | 0,136 | 0,123 | 0,098 |
| Ti | 0,003 | 0,001 | 0,005 | 0,013 | 0,006 | 0,012 | 0,003 | 0,005 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,006 | 0,000 | 0,005 | 0,006 |
| Mg | 4,740 | 4,726 | 4,710 | 4,751 | 4,729 | 4,691 | 4,697 | 4,793 |
| Ca | 1,876 | 1,943 | 1,996 | 1,922 | 1,918 | 1,906 | 1,916 | 1,936 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,007 | 0,000 |
| Fe | 0,065 | 0,175 | 0,212 | 0,171 | 0,108 | 0,160 | 0,185 | 0,104 |
| Na | 0,238 | 0,049 | 0,063 | 0,168 | 0,161 | 0,131 | 0,159 | 0,082 |
| K | 0,019 | 0,008 | 0,006 | 0,013 | 0,019 | 0,005 | 0,015 | 0,008 |
| Total | 15,127 | 14,982 | 15,040 | 15,133 | 15,078 | 15,043 | 15,112 | 14,847 |
| Mg/(Mg+Fe) | 0,987 | 0,964 | 0,957 | 0,965 | 0,978 | 0,967 | 0,962 | 0,962 |
| (Na+K) _B | 0,133 | 0,008 | 0,065 | 0,133 | 0,098 | 0,043 | 0,112 | 0,112 |
| Ca _B | 1,876 | 1,943 | 1,996 | 1,922 | 1,918 | 1,906 | 1,916 | 1,916 |
| Ca _A | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,003 | 0,001 | 0,005 | 0,013 | 0,006 | 0,012 | 0,003 | 0,003 |
| Si | 7,812 | 8,012 | 7,933 | 7,790 | 7,873 | 7,880 | 7,817 | 7,817 |

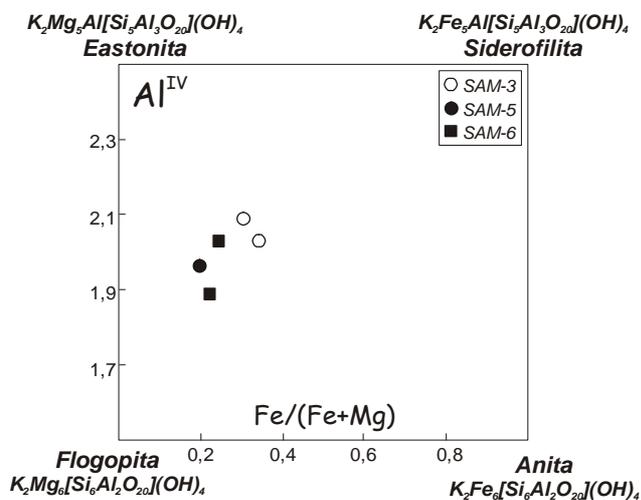


Figura 5.48 - Composição das micas da lente Almino Afonso. Modificado de Deer et al. 1966.

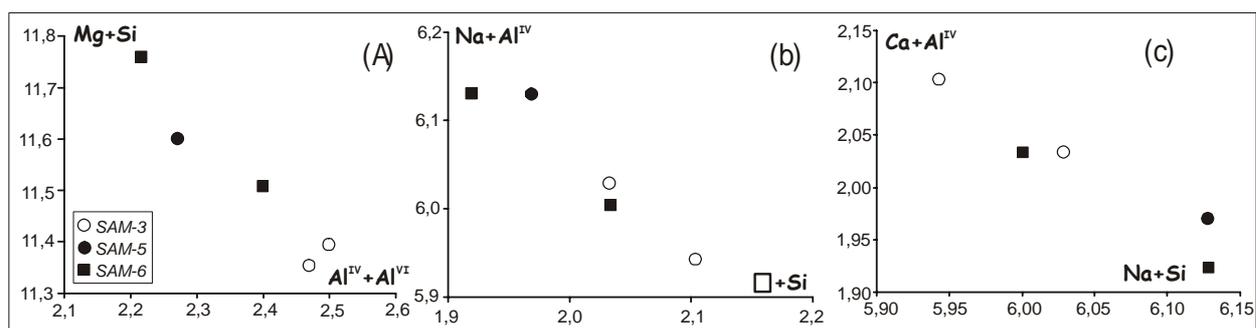


Figura 5.49 - Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) das flogopitas da lente SAM.

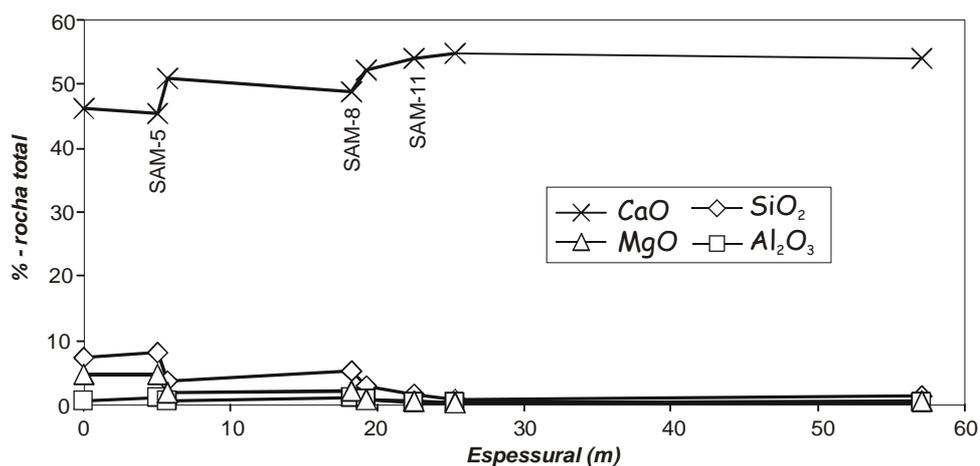
Tabela 5.31 – Análises químicas de flogopitas da lente SAM.

| PERFIL SÃO MAMEDE – MICAS | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|--------|---------|---------|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SAM-3 | | SAM-5 | | SAM-6 | | SAM-3 | | SAM-5 | | SAM-6 | |
| I | II | I | I | II | I | II | I | I | II | I | II |
| SiO ₂ | 42,496 | 41,518 | 42,058 | 43,161 | 42,411 | Si | 5,970 | 5,913 | 6,037 | 6,115 | 5,974 |
| TiO ₂ | 0,724 | 0,702 | 0,758 | 0,829 | 0,871 | Al ^{IV} | 2,030 | 2,087 | 1,963 | 1,885 | 2,026 |
| Al ₂ O ₃ | 14,898 | 14,854 | 13,411 | 13,278 | 14,444 | Al ^{VI} | 0,437 | 0,406 | 0,306 | 0,332 | 0,372 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,004 | 0,036 | 0,029 | 0,018 | 0,070 | Ti | 0,076 | 0,075 | 0,082 | 0,088 | 0,092 |
| MgO | 25,686 | 25,818 | 26,017 | 26,729 | 26,369 | Cr | 0,000 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,008 |
| CaO | 0,023 | 0,098 | 0,045 | 0,223 | 0,055 | Mg | 5,379 | 5,481 | 5,566 | 5,644 | 5,536 |
| MnO | 0,014 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | Mn | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| NiO | 0,032 | 0,041 | 0,000 | 0,027 | 0,000 | Ni | 0,004 | 0,005 | 0,000 | 0,003 | 0,000 |
| FeO | 1,611 | 1,455 | 2,212 | 1,087 | 1,203 | Fe | 0,189 | 0,173 | 0,266 | 0,129 | 0,142 |
| Na ₂ O | 0,209 | 0,106 | 0,335 | 0,048 | 0,111 | Ca | 0,003 | 0,015 | 0,007 | 0,034 | 0,008 |
| K ₂ O | 9,828 | 10,303 | 9,371 | 10,132 | 10,129 | Na | 0,057 | 0,029 | 0,093 | 0,013 | 0,030 |
| BaO | 0,405 | 0,535 | 0,181 | 0,657 | 0,750 | K | 1,761 | 1,872 | 1,716 | 1,831 | 1,820 |
| F | 1,349 | 1,654 | 1,754 | 2,221 | 1,763 | Ba | 0,022 | 0,030 | 0,010 | 0,036 | 0,041 |
| Cl | 0,021 | 0,041 | 0,000 | 0,046 | 0,000 | F | -0,568 | -0,696 | -0,739 | -0,935 | -0,743 |
| H | 3,623 | 3,416 | 3,346 | 3,168 | 3,421 | Cl | -0,005 | -0,009 | 0,000 | -0,010 | 0,000 |
| Total | 100,923 | 100,577 | 99,517 | 101,624 | 101,597 | Total | 15,357 | 15,385 | 15,310 | 15,167 | 15,306 |
| | | | | | | Fe/(Fe+Mg) | 0,034 | 0,031 | 0,046 | 0,022 | 0,025 |

A configuração do perfil, à nível de rocha total, é caracterizada por um aumento gradativo dos teores de CaO (SAM-1 a SAM-9) até atingir uma estabilidade a partir da amostra SAM-11 (tabela 5.32 e figura 5.50). Acompanhando o aumento de CaO, tem-se uma diminuição de SiO₂, MgO e Al₂O₃. As variações destes óxidos refletem a mineralogia silicática dos mármore, representada principalmente por flogopita e tremolita, bem como a maior abundância desses minerais próximo ao contato. Nos minerais não se observa uma relação clara entre a composição (pfu) e a proximidade do contato, como é observado no perfil Jucurutu. Contudo, a composição da rocha total parece influenciada pelas trocas químicas entre o micaxisto encaixante e o mármore, resultando numa maior abundância de minerais silicáticos, entre eles silimanita, próximo ao contato com o micaxisto.

Tabela 5.32 – Análises químicas de elementos maiores e alguns traços dos mármore da lente SAM.

| SÃO MAMEDE – ROCHA TOTAL | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | SAM-1 | SAM-5 | SAM-6 | SAM-8 | SAM-9 | SAM-11 | SAM-13 | SAM-15 |
| SiO ₂ | 7,24 | 8,08 | 3,77 | 5,34 | 2,74 | 1,54 | 0,76 | 1,31 |
| Al ₂ O ₃ | 0,64 | 1,08 | 0,56 | 1,08 | 0,69 | 0,29 | 0,21 | 0,34 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,42 | 0,52 | 0,22 | 0,42 | 0,26 | 0,13 | 0,1 | 0,12 |
| MgO | 4,62 | 4,66 | 1,76 | 2,04 | 0,74 | 0,53 | 0,32 | 0,4 |
| CaO | 46,27 | 45,34 | 50,98 | 48,87 | 52,16 | 54,1 | 54,9 | 54,02 |
| Na ₂ O | 0,22 | 0,37 | 0,31 | 0,27 | 0,24 | 0,08 | 0,07 | 0,15 |
| K ₂ O | 0,02 | 0,14 | 0,04 | 0,43 | 0,21 | 0,02 | 0,02 | 0 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| MnO | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Total | 59,5 | 60,27 | 57,7 | 58,54 | 57,14 | 56,73 | 56,42 | 56,38 |
| Ca (%) | 33,28 | 32,6 | 36,35 | 35,17 | 37,24 | 38,87 | 39,48 | 38,57 |
| Mg (%) | 2,83 | 2,84 | 1,15 | 1,27 | 0,51 | 0,43 | 0,3 | 0,34 |
| Si (ppm) | 33685 | 37763 | 17603 | 24835 | 12724 | 7211 | 3540 | 6057 |
| Mn (ppm) | 119 | 147 | 24 | 72 | 20 | 12 | 4 | 18 |
| Sr (ppm) | 1513 | 1549 | 1635 | 2957 | 2973 | 2863 | 2676 | 3328 |
| Rb (ppm) | 4,00 | 11,00 | 5,00 | 19,00 | 9,00 | 3,00 | 1,00 | 4,00 |
| Fe (ppm) | 2760 | 3477 | 1465 | 2808 | 1761 | 880 | 664 | 782 |
| Ba (ppm) | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg/Ca | 0,085 | 0,087 | 0,032 | 0,036 | 0,014 | 0,011 | 0,008 | 0,009 |

**Figura 5.50** – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármore da lente SAM.

5.2.2 – Perfis Serra do Cruzeiro da Maniçoba (CM e SCM)

Próximo a cidade de Currais Novos, vizinho a Serra do Cruzeiro da Maniçoba, foram realizados dois perfis em mármore intercalados em micaxistos (figura 5.51). O primeiro perfil denominado de CM (Cruzeiro da Maniçoba), localiza-se nas coordenadas 06° 14,182' S e 36° 26,346' W, numa pequena estrada com o mármore aflorando no assoalho da mesma. A espessura da lente não foi possível determinar, uma vez que os mármore afloravam apenas na estrada. Devido ao grau de intemperismo das amostras e a dificuldade de coleta apenas 5 amostras coletadas.

O segundo perfil encontra-se localizado na figura 5.46, é representado por uma pequena lente localizada nas coordenadas 06° 15,213' S e 36° 27,160' W. Em campo, constitui um pequeno serrote com vegetação bastante densa e de difícil acesso. Por estes motivos, não foi possível amostrar a lente como um todo, tendo sido coletada 7 amostra na parte central e porção mais elevada do serrote.

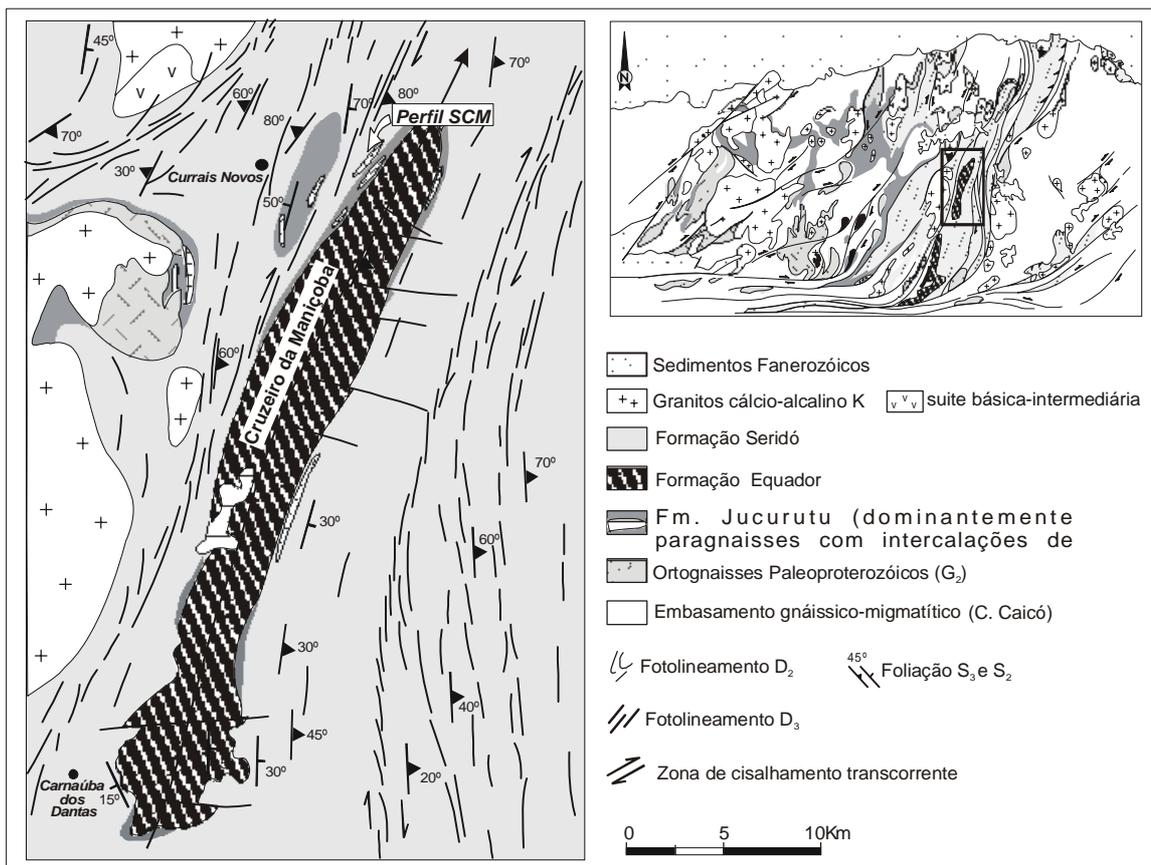


Figura 5.51 - Mapa simplificado da região da Serra do Cruzeiro da Maniçob, com a localização do perfil SCM (modificado de Jardim de Sá, 1994).

As lentes apresentam foliação segundo N40°E/sub vertical, coloração cinza e textura média a grossa. Mineralogicamente são constituídas essencialmente por calcitas, eventualmente dolomita e mica, quartzo e opacos como acessórios (foto 5.12). Devido a similaridade entre as lentes, as mesmas serão descritas em conjunto.

As calcitas de ambos os perfil apresentam CaCO_3 acima de 97%, MgCO_3 entre 0,0 a 1,4% no perfil CM, e entre 1 a 1,8% no perfil SCM. Desvio destes valores foi observado num cristal da amostra CM-1, onde $\text{CaCO}_3 = 83,5\%$ e $\text{MgCO}_3 = 13\%$. A dolomita é restrita ao perfil CM e diferencia-se da calcita pelo relevo elevado. Sua composição é CaCO_3 entre 54 a 55% e $\text{MgCO}_3 \cong 44\%$ (tabela 5.33). Nas calcitas do perfil CM, não foi observado o vetor de substituição CaMg_{-1} , este vetor se faz presente apenas nas dolomitas e calcitas do perfil SCM (figura 5.52).

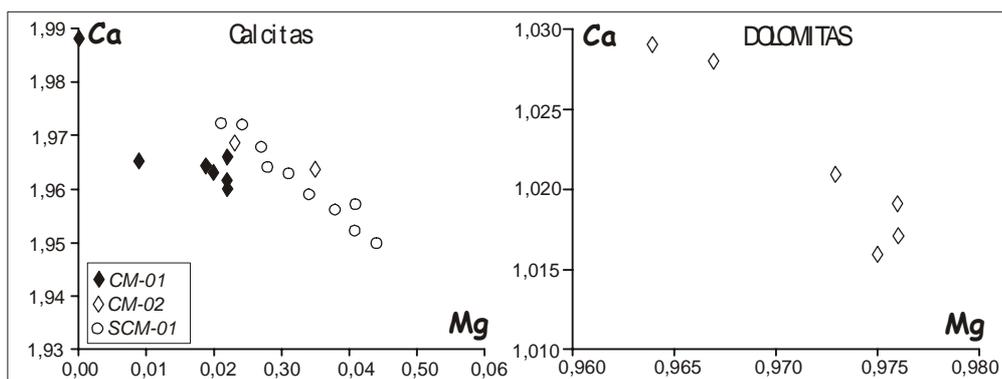


Figura 5.52 - Diagrama de variação de elementos por fórmula unitária (pfu) das calcitas da lente SCM e CM.

Tabela 5.33 – Análises de calcitas e dolomitas do perfis Cruzeiro da Maniçoba e Serra do Cruzeiro da Maniçoba.

| | CRUZEIRO DA MANICOBA | | | | | | | | | | SERRA DO CRUZEIRO DA MANICOBA- CALCITAS | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|----------------------|---------|---------|---------|---------|-----------|---------|--------|--------|---------|---|---------|---------|---------|---------|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | CALCITAS | | | | | DOLOMITAS | | | | | CALCITAS | | | | | DOLOMITAS | | | | | | | | | | | | |
| | CM-1 | | | | | CM-2 | | | | | CM-1 | | | | | CM-2 | | | | | | | | | | | | |
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | I | II | III | IV | V | VI | I | II | III | IV | V | VI | I | II | III | IV | V | VI | | |
| CaCO ₃ | 98,111 | 98,441 | 98,567 | 83,576 | 97,378 | 98,433 | 97,858 | 92,889 | 96,989 | 99,397 | 54,819 | 55,195 | 55,517 | 54,886 | 54,819 | 55,195 | 55,517 | 54,886 | 54,819 | 55,195 | 55,517 | 54,819 | 55,195 | 55,517 | 54,886 | 54,819 | 55,195 | 55,517 |
| MgCO ₃ | 0,912 | 0,928 | 0,836 | 13,026 | 0,812 | 0,021 | 0,939 | 0,363 | 1,452 | 0,990 | 44,230 | 44,651 | 44,578 | 44,363 | 44,230 | 44,651 | 44,578 | 44,363 | 44,230 | 44,651 | 44,578 | 44,230 | 44,651 | 44,578 | 44,363 | 44,230 | 44,651 | 44,578 |
| FeCO ₃ | 0,247 | 0,308 | 0,267 | 2,005 | 0,287 | 0,108 | 0,284 | 0,480 | 0,009 | 0,096 | 0,188 | 0,331 | 0,414 | 0,216 | 0,188 | 0,331 | 0,414 | 0,216 | 0,188 | 0,331 | 0,414 | 0,188 | 0,331 | 0,414 | 0,216 | 0,188 | 0,331 | 0,414 |
| MnCO ₃ | 0,064 | 0,004 | 0,071 | 0,148 | 0,032 | 0,054 | 0,039 | 0,195 | 0,000 | 0,057 | 0,000 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,044 | 0,000 |
| BaCO ₃ | 0,219 | 0,066 | 0,110 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,044 | 0,000 | 0,312 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,286 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,286 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,286 | 0,044 | 0,000 | 0,000 |
| SrCO ₃ | 0,204 | 0,334 | 0,230 | 0,504 | 0,283 | 0,118 | 0,237 | 0,346 | 0,064 | 0,144 | 0,137 | 0,069 | 0,000 | 0,086 | 0,137 | 0,069 | 0,000 | 0,086 | 0,137 | 0,069 | 0,000 | 0,086 | 0,137 | 0,069 | 0,000 | 0,086 | 0,137 | 0,069 |
| CO ₂ | 1,316 | 1,321 | 1,321 | 1,336 | 1,304 | 1,302 | 1,312 | 1,243 | 1,303 | 1,332 | 1,420 | 1,433 | 1,436 | 1,424 | 1,420 | 1,433 | 1,436 | 1,424 | 1,420 | 1,433 | 1,436 | 1,420 | 1,433 | 1,436 | 1,424 | 1,420 | 1,433 | 1,436 |
| Total | 101,073 | 101,402 | 101,402 | 100,595 | 100,096 | 100,036 | 100,669 | 95,560 | 99,817 | 102,328 | 100,838 | 101,723 | 101,945 | 101,261 | 100,838 | 101,723 | 101,945 | 101,261 | 100,838 | 101,723 | 101,945 | 100,838 | 101,723 | 101,945 | 101,261 | 100,838 | 101,723 | 101,945 |
| Mg | 0,022 | 0,022 | 0,020 | 0,304 | 0,019 | 0,000 | 0,022 | 0,009 | 0,035 | 0,023 | 0,976 | 0,976 | 0,973 | 0,975 | 0,976 | 0,976 | 0,973 | 0,975 | 0,976 | 0,976 | 0,973 | 0,976 | 0,976 | 0,973 | 0,975 | 0,976 | 0,976 | 0,973 |
| Fe | 0,004 | 0,005 | 0,005 | 0,034 | 0,005 | 0,002 | 0,005 | 0,009 | 0,000 | 0,002 | 0,003 | 0,005 | 0,007 | 0,003 | 0,003 | 0,005 | 0,007 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,005 | 0,003 | 0,005 | 0,007 | 0,003 | 0,003 | 0,005 | 0,005 |
| Mn | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,004 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ba | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 1,966 | 1,960 | 1,963 | 1,645 | 1,964 | 1,988 | 1,961 | 1,965 | 1,964 | 1,969 | 1,019 | 1,017 | 1,021 | 1,016 | 1,019 | 1,017 | 1,021 | 1,016 | 1,019 | 1,017 | 1,021 | 1,019 | 1,017 | 1,021 | 1,016 | 1,019 | 1,017 | 1,021 |
| Sr | 0,003 | 0,005 | 0,003 | 0,007 | 0,004 | 0,002 | 0,003 | 0,005 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| C | 0,002 | 0,007 | 0,007 | 0,007 | 0,008 | 0,008 | 0,007 | 0,008 | 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 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,001 | 2,001 | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |

| | SERRA DO CRUZEIRO DA MANICOBA- CALCITAS | | | | | | | | | |
|-------------------|---|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | SCM-1 | | | | | | | | | |
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X |
| CaCO ₃ | 97,374 | 98,284 | 98,360 | 98,221 | 98,067 | 98,701 | 98,815 | 98,156 | 98,575 | 97,770 |
| MgCO ₃ | 1,703 | 1,174 | 1,292 | 1,734 | 1,624 | 0,886 | 1,002 | 1,426 | 1,131 | 1,845 |
| FeCO ₃ | 0,220 | 0,078 | 0,157 | 0,083 | 0,088 | 0,091 | 0,055 | 0,202 | 0,125 | 0,014 |
| MnCO ₃ | 0,018 | 0,110 | 0,031 | 0,011 | 0,018 | 0,026 | 0,000 | 0,031 | 0,009 | 0,057 |
| BaCO ₃ | 0,000 | 0,067 | 0,023 | 0,000 | 0,000 | 0,089 | 0,000 | 0,000 | 0,023 | 0,113 |
| SrCO ₃ | 0,258 | 0,282 | 0,219 | 0,032 | 0,285 | 0,288 | 0,209 | 0,266 | 0,220 | 0,284 |
| CO ₂ | 1,317 | 1,321 | 1,323 | 1,325 | 1,323 | 1,321 | 1,322 | 1,323 | 1,322 | 1,323 |
| Total | 100,890 | 101,316 | 101,405 | 101,406 | 101,405 | 101,402 | 101,403 | 101,404 | 101,405 | 101,406 |
| Mg | 0,041 | 0,028 | 0,031 | 0,041 | 0,038 | 0,021 | 0,024 | 0,034 | 0,027 | 0,044 |
| Fe | 0,004 | 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,003 | 0,002 | 0,000 |
| Mn | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 |
| Ba | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Ca | 1,952 | 1,964 | 1,963 | 1,957 | 1,956 | 1,972 | 1,972 | 1,959 | 1,968 | 1,950 |
| Sr | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,000 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,004 | 0,003 | 0,004 |
| C | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 2,001 | 2,000 | 2,001 | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 2,000 |

As micas dos perfil SCM e CM ocorrem como raros cristais xenomórficos e muitas vezes alterados, por isso apenas 3 cristais foram analisados; 2 no perfil SCM e 1 no perfil CM. Devido ao fechamento ruim da mica da amostra CM, apenas a composição das micas do perfil SCM encontra-se ilustradas na tabela 5.34. A mica é do tipo flogopita e apresentam razão Fe/(Fe+ Mg) compatível com as observadas no perfil SAM. Investigação de vetores de trocas não foram realizadas devido ao número reduzido de análises (figura 5.53).

Tabela 5.34 – Análises químicas de flogopitas da lente SCM

| CRUZEIRO DA MANIÇOBA – MICAS | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|------------------|--------|--------|
| | SCM-1 | | | SCM-1 | |
| | I | II | | I | II |
| SiO ₂ | 45,989 | 45,316 | Si | 6,231 | 6,065 |
| TiO ₂ | 0,655 | 0,013 | Al ^{IV} | 1,769 | 1,935 |
| Al ₂ O ₃ | 33,402 | 36,533 | Al ^{VI} | 3,565 | 3,827 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | Ti | 0,067 | 0,001 |
| MgO | 1,712 | 0,776 | Cr | 0,000 | 0,000 |
| CaO | 0,037 | 0,016 | Mg | 0,346 | 0,155 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | Mn | 0,000 | 0,000 |
| NiO | 0,000 | 0,000 | Ni | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 0,990 | 0,570 | Fe | 0,112 | 0,064 |
| Na ₂ O | 0,173 | 0,296 | Ca | 0,005 | 0,002 |
| K ₂ O | 10,722 | 11,258 | Na | 0,045 | 0,077 |
| BaO | 0,571 | 0,212 | K | 1,853 | 1,922 |
| F | 0,157 | 0,031 | Ba | 0,030 | 0,011 |
| Cl | 0,053 | 0,005 | F | -0,066 | -0,013 |
| H | 4,338 | 4,464 | Cl | -0,012 | -0,001 |
| Total | 98,799 | 99,490 | Total | | |
| | | | Fe/(Fe+Mg) | 0,245 | 0,292 |

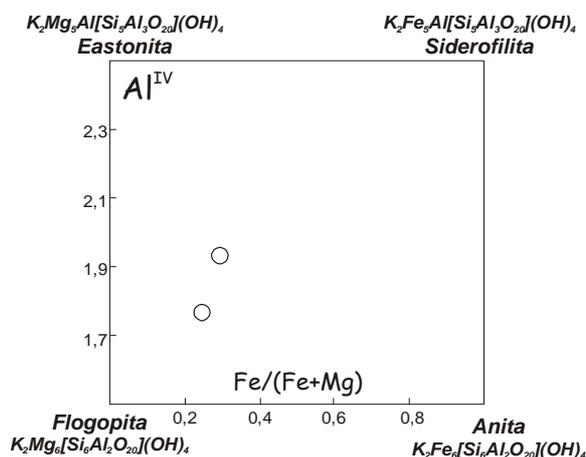
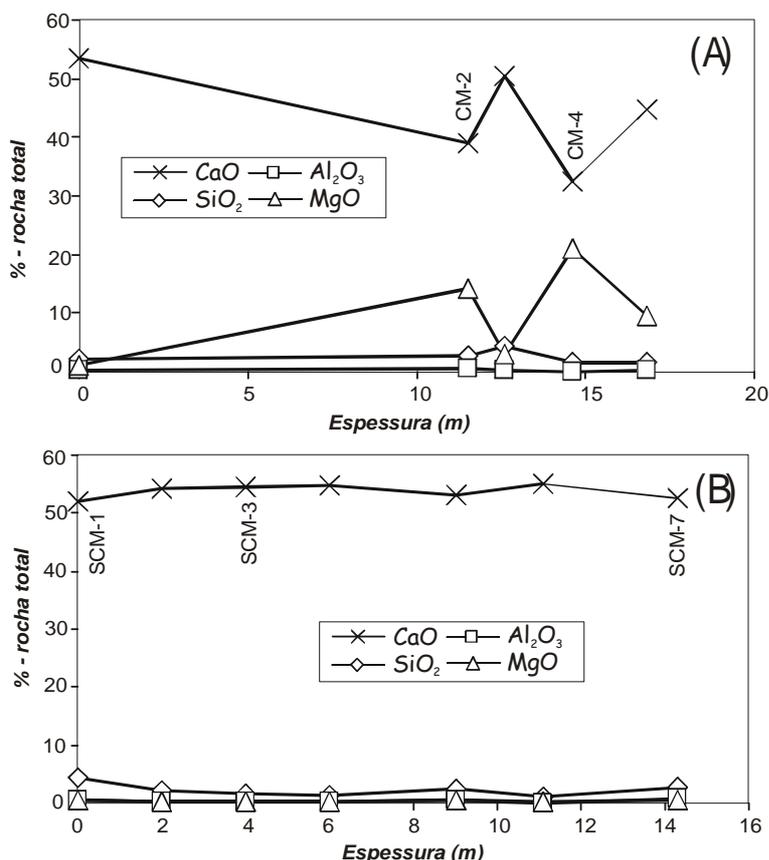


Figura 5.53 - Composição das micas da lente SCM. Modificado de Deer et al. 1966.

As variações na composição global dos mármore (rocha total) são mais acentuadas no perfil CM que no perfil SCM. Variações significativas nos óxidos de Ca e Mg ocorrem em função de variações na proporção dolomita/calcita da amostra (tabela 5.35 e figura 5.54A). Essa relação é clara quando comparada a composição de rocha total da amostra CM-1 (composta apenas por calcita) com a amostra CM-2 (dolomita + calcita). A mica, como mineral acessório raro, praticamente não influencia na química de rocha total.

Tabela 5.35 – Análises químicas de elementos maiores e traços para as lentes CM e SCM.

| | CM-1 | CM-2 | CM-3 | CM-4 | CM-5A | SCM-1 | SCM-2 | SCM-3 | SCM-4 | SCM-5 | SCM-6 | SCM-7 |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|
| SiO ₂ | 2,11 | 2,76 | 4,33 | 1,68 | 1,57 | 4,42 | 2,07 | 1,70 | 1,29 | 2,60 | 1,10 | 2,71 |
| Al ₂ O ₃ | 0,19 | 0,41 | 0,15 | 0,12 | 0,26 | 0,56 | 0,28 | 0,20 | 0,33 | 0,50 | 0,10 | 0,80 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,2 | 0,19 | 0,12 | 0,16 | 0,2 | 0,24 | 0,17 | 0,16 | 0,15 | 0,26 | 0,22 | 0,25 |
| MgO | 1,09 | 14,16 | 3,13 | 20,9 | 9,56 | 0,57 | 0,24 | 0,22 | 0,26 | 0,63 | 0,17 | 0,50 |
| CaO | 53,49 | 38,91 | 50,39 | 32,57 | 44,8 | 52,12 | 54,21 | 54,47 | 54,71 | 53,15 | 55,17 | 52,65 |
| Na ₂ O | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,03 | 0,02 | 0,06 | 0,05 | 0,11 | 0,05 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,26 | 0,11 | 0,04 | 0,08 | 0,13 | 0,00 | 0,32 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,08 | 0,02 | 0,14 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,06 | 0,01 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,04 |
| Total | 57,21 | 56,51 | 58,23 | 55,52 | 56,52 | 58,35 | 57,2 | 56,89 | 56,97 | 57,48 | 56,94 | 57,5 |
| Ca (%) | 38,04 | 27,73 | 35,89 | 23,22 | 31,84 | 37,10 | 38,54 | 38,74 | 38,93 | 37,87 | 39,19 | 37,47 |
| Mg (%) | 0,77 | 8,64 | 2 | 12,68 | 5,84 | 0,43 | 0,24 | 0,23 | 0,27 | 0,47 | 0,20 | 0,37 |
| Si (ppm) | 9880 | 12915 | 20259 | 7879 | 7282 | 20539 | 9645 | 8001 | 6098 | 12032 | 5069 | 12687 |
| Mn (ppm) | 243 | 113 | 468 | 66 | 387 | 404 | 212 | 152 | 176 | 361 | 318 | 291 |
| Sr (ppm) | 1409 | 347 | 454 | 190 | 537 | 1342 | 2350 | 2278 | 2252 | 1613 | 2840 | 2040 |
| Rb (ppm) | 3 | 2 | 2 | 0 | 2 | 9 | 4 | 3 | 4 | 7 | 1 | 13 |
| Fe (ppm) | 1315 | 1278 | 774 | 1044 | 1284 | 1603 | 1133 | 1072 | 987 | 1765 | 1447 | 1633 |
| Ba (ppm) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mg/Ca | 0,02 | 0,312 | 0,056 | 0,546 | 0,183 | 0,011 | 0,006 | 0,006 | 0,007 | 0,013 | 0,005 | 0,01 |

**Figura 5.54** – Diagrama multi-elementar, em % de óxido, para os mármore da lente CM (A) e SCM(B).

Devido a sua constituição essencialmente monominerálica (99,9% de calcita) o perfil SCM mostra um comportamento bastante homogêneo a nível de rocha total com CaO entre 52 a 55%, MgO < 0,5 e SiO₂ entre 4,4 a 1,1%. A amostra SCM-1, que além de calcita apresenta a mica como acessório, apresenta valores mais elevados de SiO₂ e MgO. Entretanto como a mica é um acessório raro as diferenças em termos de óxidos não são muito significativas.



Foto 5.1 – Feição de campo do mármore Jucurutu. Alternância de camadas esbranquiçadas e acinzentadas, definido o bandamento da rocha.

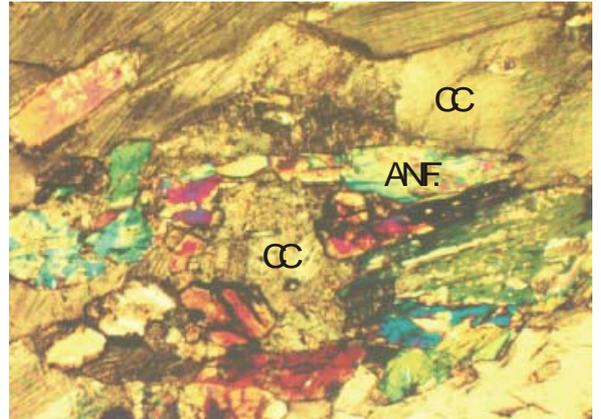


Foto 5.2 – Anfibólio (ANF) e calcita em seção delgada dos mármore Jucurutu (amostra JUC-31).



Foto 5.3 – Mármore São Rafael, com foliação segundo N30°E/70NW e lineação mineral 58°/0° Az.

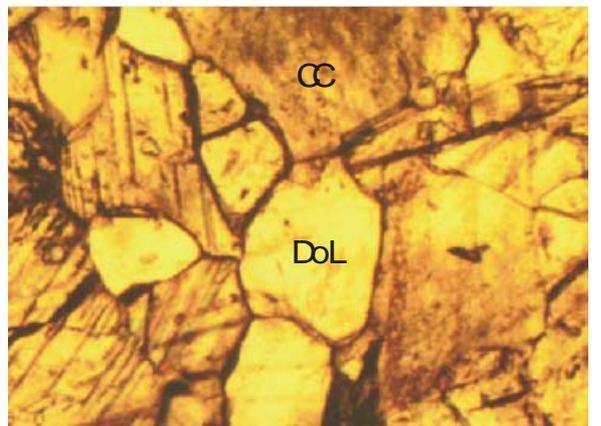


Foto 5.4 – Calcita (CC) e dolomitas (DOL), em seção delgada, dos mármore do perfil São Rafael (amostra SRF-32).

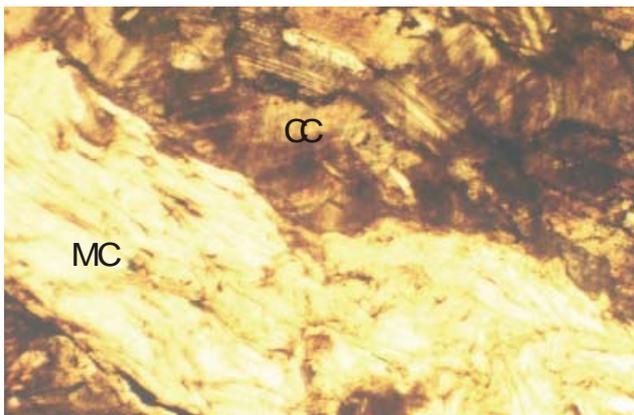


Foto 5.5 – Calcita (CC) e agregado de mica (MC) nos mármore do perfil Caicó - Jardim do Seridó (amostra CAIJAR-18)

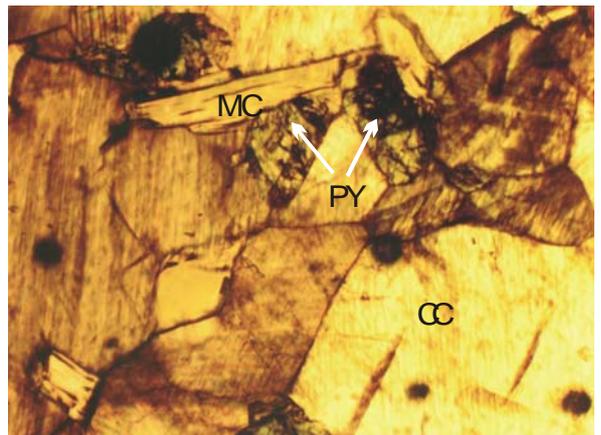


Foto 5.6 – Calcita (CC), piroxênio (PY) e mica nos mármore do perfil Várzea - São João do Sabugi (amostra VSJS-5).

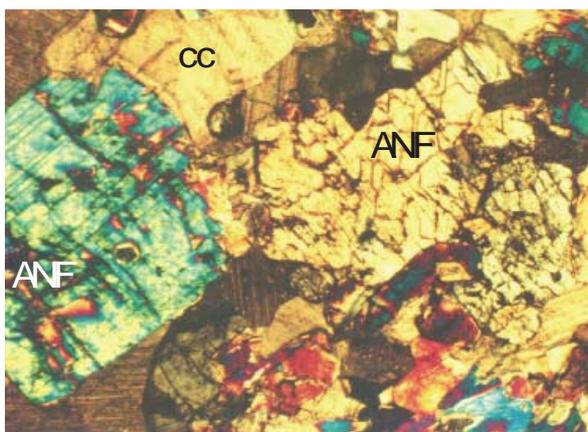


Foto 5.7 – Cristais prismáticos de anfóbio (ANF) em agregado e calcita (CC) - mármore bandado de Ipuera (IP-05').

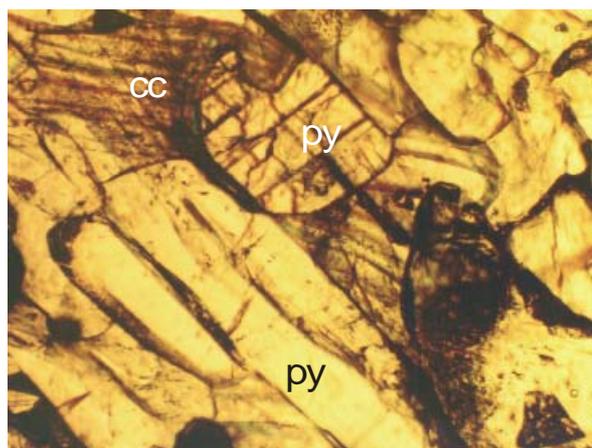


Foto 5.8 – Cristais de piroxênio wollastonita (PY) e calcita (CC) dos mármore do perfil Almino Afonso (AF-10).

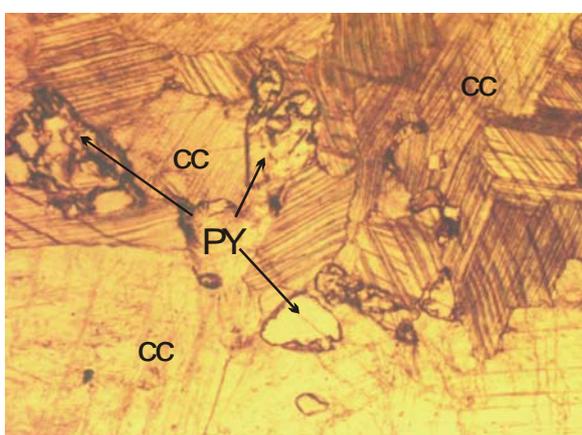


Foto 5.9 – Cristais de calcita (CC) e raros cristais xenomórfico de piroxênio (PY) nos mármore do perfil Messias Targino (MT-12).



Foto 5.10 – Dobras isoclinais a intrafoliais com plano axial com mergulho forte ($\text{N}20^{\circ}\text{E}/70^{\circ}\text{SE}$), enos mármore do perfil São Mamede.

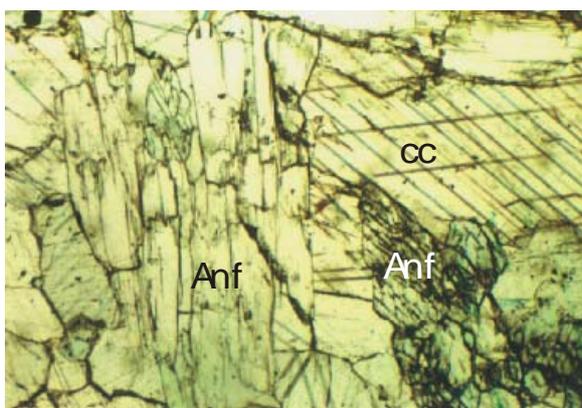


Foto 5.11 – Cristais prismáticos de anfóbio (ANF) e calcita (CC) nos mármore São Mamede (SAM-5).

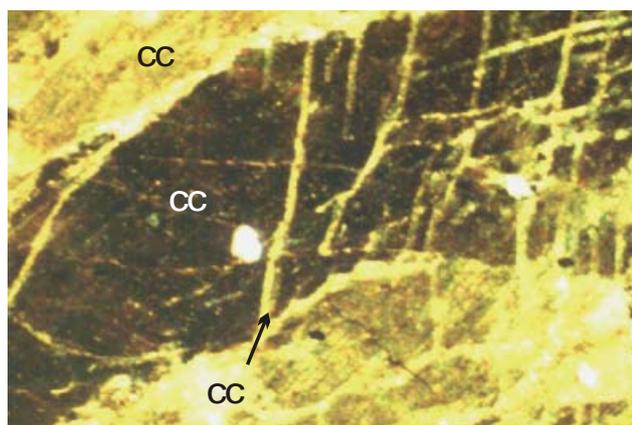


Foto 5.12 – Cristal sigmóidal de calcita (escuro) com fraturas preenchidas por calcita recristalizada.

CAPÍTULO VI – QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DE $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ E $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ NOS MÁRMORES DA FAIXA SERIDÓ

A aplicação da quimioestratigrafia isotópica em rochas carbonáticas tem possibilitado a correlação regional de estratos, bem como determinação de idades de deposição através de trends isotópicos de variação secular (Veizer *et al.* 1997, Jacobsen e Kaufman 1999, Walter *et al.* 2000, Montañez *et al.* 2000, entre outros). Esta ferramenta tem sido amplamente utilizada, e com bastante êxito, em rochas carbonáticas Precambrianas frente à dificuldade, ou impossibilidade, de um controle biostratigráfico preciso (Misi e Veizer 1998, Melezhik *et al.* 2001, entre outros)

Dado a polêmica acerca da idade, estratigrafia e evolução das supracrustais da Faixa Seridó, foi realizado um estudo quimioestratigráfico detalhado de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, em mármores intercalados nas Formações Jucurutu e Seridó, com intuito de contribuir com novos elementos que ajudem na elaboração de uma evolução geodinâmica consensual para a Faixa Seridó. Como ferramenta complementar foram realizadas análises isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em lentes consideradas como elemento-chave na estratigrafia desta Faixa .

Neste capítulo serão apresentados os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em lentes de mármores cuja localização, características química e mineralógicas encontram-se descritas no Capítulo V.

6.1 – ASSINATURA ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}$ E $\delta^{18}\text{O}$ DOS MÁRMORES INTERCALADOS NA FM. JUCURUTU

As lentes de mármores intercaladas na Formação Jucurutu estão distribuídas na porção norte, centro-sul e oeste da Faixa Seridó, conforme ilustrado na figura 5.1. Os dados isotópicos foram agrupados de acordo com a localização geográfica das lentes. As lentes da porção norte são representadas pelos perfis Jucurutu (JUC e JUC-A) e São Rafael (SRF), lentes da porção sul pelos perfis Várzea – São João do Sabugi (VSJS), Ipueira (IP) e Caicó – Jardim do Seridó (CAIJAR), e porção oeste pelos perfis Messias Targino e Almino Afonso.

6.1.1 – Lentes Jucurutu e São Rafael (porção N da Faixa Seridó)

Perfis Jucurutu (JUC e JUCA)

Os perfis Jucurutu apresentam composição isotópica bastante homogênea, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ predominantemente entre +8,5 a +10‰PDB e $\delta^{18}\text{O}$ entre -10 a -6‰PDB (tabela 6.1). Desvios destes valores são observados apenas em 4 amostras, localizadas no topo do perfil JUC próximo ao contato com o paragneisse. Nestas amostras $\delta^{13}\text{C}$ varia entre +5,5 a +7,7‰PDB e $\delta^{18}\text{O}$ entre -15,5 a -8,8‰PDB (tabela 6.1). Correlacionado a composição isotópica de C e O com a química da rocha total (elementos maiores

e alguns traços), observa-se no perfil JUC que a diminuição de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ é acompanhada pela diminuição no teor de CaO e Sr e aumentos de SiO_2 , MgO e Mg/Ca (figura 6.2A). Como descrito no capítulo anterior (item 5.1.1), este comportamento é o reflexo da presença de minerais silicáticos nas amostras (anfíbólio e mica). No perfil JUC-A, onde os silicatos são praticamente ausentes, não se observa desvios na composição isotópica de C e O, bem como nos elementos maiores e traços (figura 6.1B).

Tabela 6.1 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras dos perfis Jucurutu, distância estratigráfica entre as mesmas e o rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield).

| JUCURUTU | | | | | JUCURUTU – A | | | | |
|----------|----------|-----------|--|--|--------------|----------|-----------|--|--|
| Amostra | Dist (m) | Yield (%) | $\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{PDB}}$ | Amostra | Dist (m) | Yield (%) | $\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{PDB}}$ |
| JUC-01 | 0,00 | 91 | + 9,813 | -6,735 | JUC-A1 | 0,00 | 91 | + 9,852 | -7,983 |
| JUC-02 | 1,80 | 93 | + 9,702 | -6,595 | JUC-A2 | 3,10 | 94 | + 9,486 | -8,239 |
| JUC-03 | 2,80 | 90 | + 9,712 | -6,214 | JUC-A3 | 6,70 | 96 | + 8,565 | -12,235 |
| JUC-04 | 4,00 | 92 | + 9,712 | -6,291 | JUC-A4 | 18,80 | 94 | + 9,788 | -7,879 |
| JUC-05 | 5,00 | 89 | + 9,733 | -6,646 | JUC-A5 | 24,50 | 91 | + 9,933 | -8,173 |
| JUC-06 | 6,40 | 90 | + 9,567 | -7,302 | JUC-A6 | 29,80 | 27 | + 8,726 | -9,856 |
| JUC-07 | 9,10 | 94 | + 9,668 | -8,557 | JUC-A7 | 45,10 | 92 | + 9,464 | -8,555 |
| JUC-08 | 9,70 | 93 | + 9,478 | -8,314 | JUC-A8 | 48,10 | 40 | + 8,981 | -8,837 |
| JUC-09 | 10,40 | 78 | + 9,579 | -8,512 | JUC-A9 | 54,40 | 94 | + 9,464 | -7,836 |
| JUC-10 | 12,10 | 80 | + 9,673 | -7,724 | JUC-A10 | 55,40 | 91 | +10,077 | -8,490 |
| JUC-11 | 13,10 | 99 | + 9,591 | -7,570 | JUC-A11 | 56,70 | 81 | + 9,209 | -9,139 |
| JUC-12 | 14,75 | 94 | + 9,706 | -7,462 | JUC-A12 | 57,80 | 90 | + 9,862 | -8,193 |
| JUC-13 | 15,95 | 76 | + 9,775 | -7,187 | JUC-A13 | 59,90 | 94 | + 9,576 | -9,060 |
| JUC-14 | 16,95 | 94 | + 9,701 | -7,784 | JUC-A14 | 61,40 | 30 | + 9,954 | -8,253 |
| JUC-15 | 17,85 | 90 | + 9,413 | -8,255 | JUC-A15 | 65,40 | 91 | + 9,699 | -7,882 |
| JUC-16 | 18,55 | 95 | + 9,986 | -7,571 | JUC-A16 | 68,20 | 60 | + 9,797 | -8,477 |
| JUC-17 | 19,45 | 88 | + 9,672 | -7,819 | JUC-A17 | 70,20 | 28 | + 8,976 | -10,500 |
| JUC-18 | 20,05 | 91 | + 9,602 | -7,754 | JUC-A18 | 76,40 | 91 | + 9,329 | -9,027 |
| JUC-19 | 21,05 | 92 | + 9,779 | -8,152 | | | | | |
| JUC-20 | 22,75 | 75 | + 9,938 | -7,842 | | | | | |
| JUC-21 | 23,85 | 94 | +10,017 | -8,079 | | | | | |
| JUC-22 | 32,35 | 95 | + 9,770 | -9,942 | | | | | |
| JUC-23 | 36,25 | 91 | + 9,541 | -9,494 | | | | | |
| JUC-24 | 37,85 | 90 | + 9,942 | -8,467 | | | | | |
| JUC-25 | 38,45 | 77 | + 9,018 | -8,355 | | | | | |
| JUC-26 | 40,25 | 87 | + 8,825 | -9,206 | | | | | |
| JUC-27 | 42,35 | 93 | + 9,795 | -10,413 | | | | | |
| JUC-28 | 44,75 | 94 | + 7,708 | -8,817 | | | | | |
| JUC-29 | 45,75 | 94 | + 9,019 | -9,755 | | | | | |
| JUC-30 | 48,65 | 92 | + 9,633 | -8,809 | | | | | |
| JUC-31 | 52,35 | 82 | + 7,762 | -10,839 | | | | | |
| JUC-32 | 64,35 | 84 | + 5,547 | -14,551 | | | | | |
| JUC-33 | 68,45 | 91 | + 5,593 | -12,283 | | | | | |

Em mármore, a formação de minerais silicáticos durante o metamorfismo ocorre por meio de reações de decarbonatação, que resultam numa modificação da assinatura isotópica original devido a liberação de CO_2 (ver capítulo IV – item 4.2.2). Para identificar as amostras alteradas isotopicamente, bem como o grau de alteração, vários diagramas encontram-se ilustrados na 6.2, onde as setas indicam *trends* de alteração isotópicas.

No perfil JUC as correlações de $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr, $\delta^{13}\text{C}$ vs Mg/Ca e $\delta^{13}\text{C}$ vs CaO apontam as amostras JUC-28, JUC-31 e JUC-33 como potencialmente alteradas (Capítulo IV - item 4.2). As correlações entre $\delta^{18}\text{O}$ vs Mg/Ca e Mn/Sr vs Mg/Ca, caracterizam as amostras JUC-31 e JUC-33 como potencialmente alteradas, mas deixa dúvidas com relação ao grau de alteração da amostra JUC-28, por plotar no campo das amostras potencialmente inalteradas (figura 6.2).

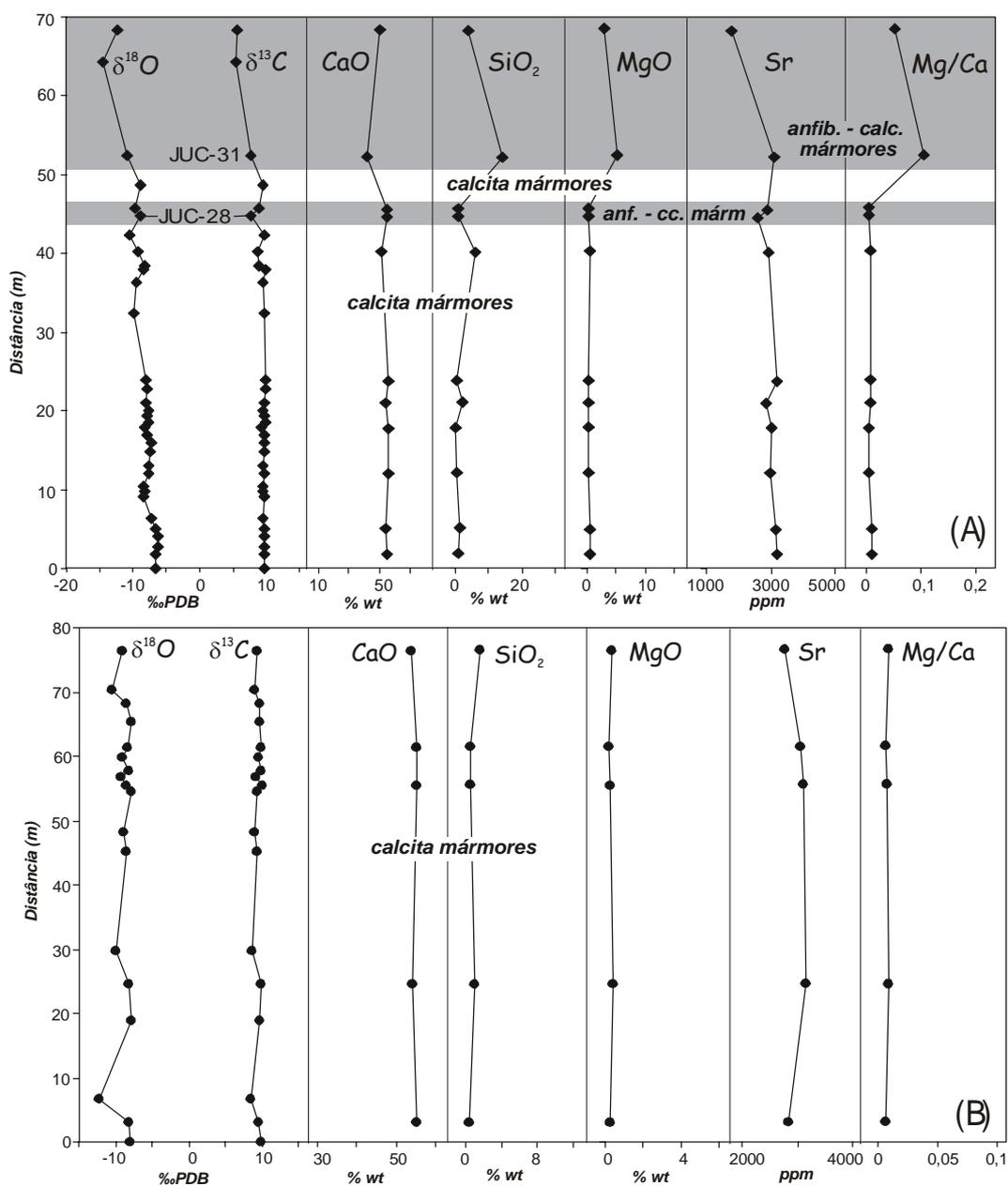


Figura 6.1 – Perfis com composição isotópica de O e C, alguns óxidos em % de rocha total (% wt) e Sr em ppm, para as mármores do Perfil JUC e JUC-A.

Devido ao comportamento dúbio da amostra JUC-28, optou-se por excluí-la em conjunto com as amostras JUC-31 e JUC-33. O mesmo é válido para a amostra JUC-32, que apesar de desconhecida a composição da rocha total, a co-variação dos isótopos de C e O e a similaridade textural e mineralógica com as amostras JUC-31 e JUC-33, justificam a exclusão da mesma. Apesar da amostra JUC-26 apresentar um comportamento similar ao das amostras alteradas no diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs CaO, a mesma é considerada como inalterada quando observado as demais correlações geoquímicas. (figura 6.2).

A correlação positiva de $\delta^{13}\text{C}$ vs CaO mostra que a alteração isotópica está relacionada a formação de silicatos. O aumento de silicato nas amostras resulta, proporcionalmente, numa diminuição na percentagem modal de calcita.

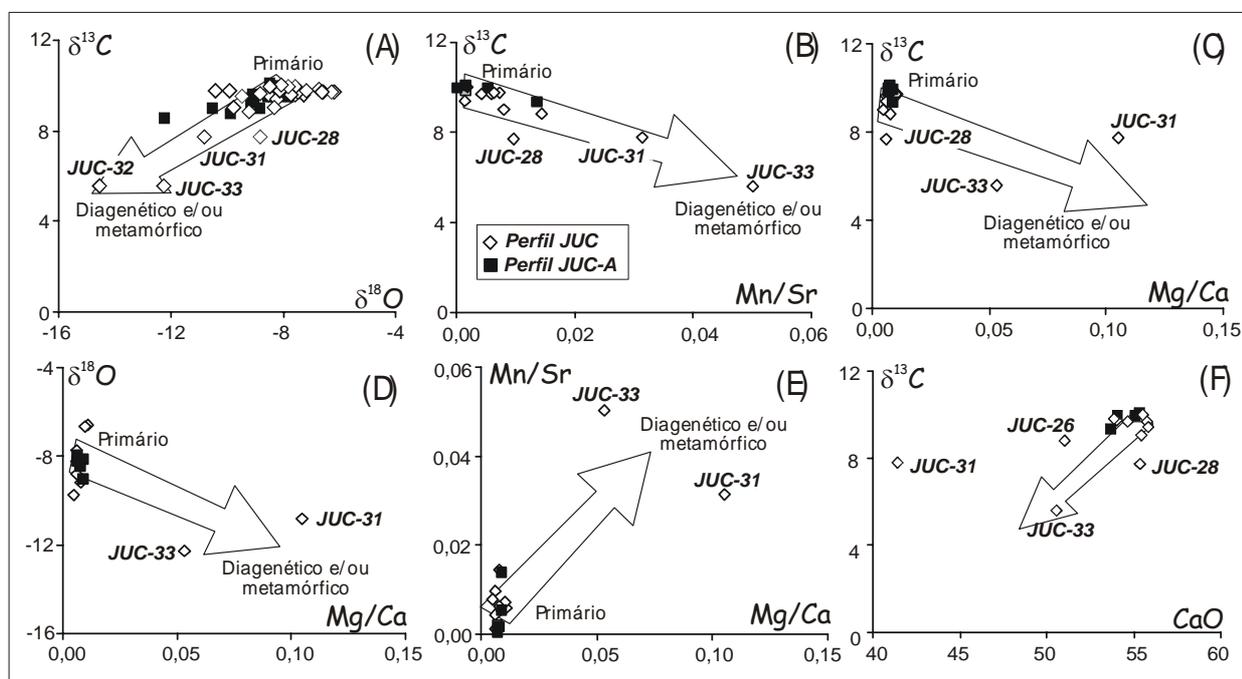


Figura 6.2 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore dos perfis JUC e JUC-A, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas indicam os trends de alteração.

As amostras do perfil JUC-A apresentam um comportamento bastante homogêneo, não definindo trends de alteração (figura 6.2). Aparentemente todas as amostras preservam a assinatura isotópica da época de deposição.

Perfil São Rafael (SRF)

Apesar de distarem apenas alguns quilômetros é marcante as diferenças texturais, mineralógicas e isotópicas entre os perfis São Rafael e Jucurutu. Os mármore da lente São Rafael caracterizam-se por forte oscilações de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, heterogeneidade química e mineralógica das amostras e um forte grau de alteração meteórica. Em algumas amostras, devido a heterogeneidade textural, foram realizadas mais de uma análise isotópica resultando, em geral, em composições isotópica distintas (referidas como A e B na tabela 6.2). A composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ dos mármore São Rafael varia entre $-8,9$ a $+3,8\text{‰PDB}$ e $\delta^{18}\text{O}$ entre $-2,8$ a $-10,3\text{‰PDB}$ (tabela 6.2 e figura 6.3).

Diante das grandes oscilações isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, as variações texturais e o grau de intemperismo das amostras, é imprescindível para a interpretação dos dados selecionar as amostras alteradas. Na figura 6.3 observa-se que as grandes oscilações de $\delta^{13}\text{C}$ encontram-se restrita a parte central do perfil, onde além de calcita e dolomita, os silicáticos constituem a mineralogia da rocha (ver as curvas dos óxidos de Ca, Mg, Si e razão Mg/Ca na figura 6.3).

Tabela 6.2 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil São Rafael, distância estratigráfica entre as mesma e o rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield). Amostras em *ítilicos* tiveram a análise isotópica repetida.

| SÃO RAFAEL | | | | | | | | | |
|----------------|---------------|-----------|-------------------------------------|-------------------------------------|---------------|---------------|-----------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| Amostra | dist (m) | yield (%) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰PDB}}$ | Amostra | dist (m) | yield (%) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰PDB}}$ |
| SRF-01 | 0 | 45 | + 3,283 | -6,425 | SRF-33 | 108,85 | 64 | - 0,741 | -4,803 |
| <i>SRF-01</i> | <i>0</i> | <i>73</i> | <i>+ 3,340</i> | <i>-6,516</i> | SRF-34 | 110,05 | 91 | + 0,745 | -8,383 |
| SRF-02 | 1,00 | 70 | + 3,241 | -6,452 | SRF-35 | 111,15 | 75 | + 1,121 | -8,978 |
| SRF-03 | 1,78 | 54 | + 3,186 | -6,469 | SRF-36 | 115,35 | 74 | - 2,904 | -4,389 |
| SRF-04 | 3,18 | 65 | + 3,159 | -6,590 | SRF-36A | 115,35 | 81 | - 5,976 | -3,312 |
| SRF-05 | 4,68 | 45 | + 2,953 | -7,276 | SRF-36B | 115,35 | 69 | - 1,055 | -4,714 |
| SRF-06 | 10,08 | 22 | + 2,691 | -7,490 | SRF-37 | 125,15 | 63 | + 0,551 | -4,405 |
| SRF-06 | 10,08 | 69 | + 3,255 | -6,594 | SRF-38 | 127,05 | 34 | + 0,285 | -5,708 |
| SRF-07 | 19,98 | 63 | + 2,079 | -7,637 | <i>SRF-38</i> | <i>127,05</i> | <i>91</i> | <i>+ 0,423</i> | <i>-5,725</i> |
| SRF-08 | 41,08 | 55 | + 2,058 | -6,169 | SRF-39 | 129,65 | 64 | + 1,544 | -5,454 |
| SRF-09 | 46,08 | 67 | + 2,118 | -5,537 | SRF-40 | 132,95 | 67 | - 0,011 | -3,832 |
| SRF-10 | 48,98 | 57 | + 2,220 | -4,483 | SRF-41 | 135,35 | 63 | + 0,760 | -3,776 |
| SRF-11 | 54,58 | 63 | + 0,957 | -4,861 | SRF-42 | 136,45 | 71 | + 1,298 | -4,575 |
| SRF-12 | 55,58 | 69 | + 1,582 | -3,770 | SRF-42A | 136,45 | 69 | + 0,222 | -3,521 |
| SRF-13 | 59,18 | 71 | + 1,389 | -5,101 | SRF-42B | 136,45 | 71 | + 0,148 | -4,095 |
| SRF-14 | 60,58 | 69 | + 0,559 | -4,674 | SRF-43 | 137,65 | 45 | - 0,412 | -4,029 |
| SRF-15 | 63,38 | 68 | + 1,321 | -3,869 | <i>SRF-43</i> | <i>137,65</i> | <i>87</i> | <i>+ 0,958</i> | <i>-4,498</i> |
| <i>SRF-15A</i> | <i>63,38</i> | <i>72</i> | <i>+ 1,511</i> | <i>- 3,731</i> | SRF-44 | 139,75 | 51 | + 0,491 | -4,364 |
| <i>SRF-15B</i> | <i>63,38</i> | <i>65</i> | <i>+ 0,910</i> | <i>- 3,756</i> | <i>SRF-44</i> | <i>139,75</i> | <i>73</i> | <i>+ 1,853</i> | <i>-5,803</i> |
| SRF-16 | 65,98 | 25 | + 1,150 | -4,952 | SRF-45 | 143,65 | 59 | + 1,710 | -5,824 |
| SRF-18 | 67,98 | 34 | + 1,451 | -4,006 | SRF-46 | 146,90 | 29 | + 1,331 | -6,810 |
| <i>SRF-18</i> | <i>67,98</i> | <i>62</i> | <i>+ 1,546</i> | <i>-4,422</i> | SRF-47 | 148,50 | 67 | + 1,839 | -5,898 |
| SRF-19 | 69,18 | 53 | + 1,192 | -4,649 | SRF-48 | 150,50 | 71 | + 1,922 | -6,112 |
| SRF-20 | 70,60 | 68 | + 0,963 | -4,983 | SRF-49 | 154,18 | 45 | + 1,738 | -5,963 |
| SRF-21 | 77,30 | 24 | + 1,749 | -6,346 | SRF-50 | 156,88 | 40 | + 1,193 | -4,627 |
| <i>SRF-21</i> | <i>77,30</i> | <i>21</i> | <i>+ 2,000</i> | <i>-5,844</i> | SRF-51 | 161,28 | 59 | + 0,089 | -4,412 |
| SRF-22 | 78,70 | 66 | + 2,424 | -7,693 | SRF-52A | 167,98 | 91 | - 8,668 | -2,873 |
| SRF-23 | 79,20 | 50 | + 2,390 | -6,598 | SRF-52B | 167,98 | 65 | - 4,622 | -3,500 |
| <i>SRF-23</i> | <i>79,20</i> | <i>95</i> | <i>+ 2,466</i> | <i>-6,602</i> | SRF-53 | 184,58 | 71 | + 2,429 | -9,322 |
| SRF-24 | 80,50 | 77 | + 2,512 | -7,856 | SRF-54 | 193,18 | 75 | + 2,749 | -7,894 |
| SRF-25 | 85,10 | 23 | + 2,342 | -8,978 | SRF-55 | 199,48 | 89 | + 2,570 | -7,614 |
| SRF-26 | 88,80 | 84 | + 2,392 | -9,287 | SRF-56 | 204,30 | 85 | + 3,040 | -6,983 |
| SRF-27 | 91,70 | 20 | + 1,300 | -10,146 | SRF-57 | 206,60 | 89 | + 3,089 | -8,119 |
| SRF-27A | 91,70 | 41 | + 3,156 | -7,618 | SRF-58 | 208,80 | 86 | + 2,877 | -9,829 |
| SRF-27B | 91,70 | 88 | + 2,337 | -8,089 | SRF-59 | 212,10 | 95 | + 2,680 | -10,293 |
| SRF-28 | 96,70 | 79 | + 2,586 | -9,329 | SRF-60 | 218,00 | 92 | + 2,821 | -6,370 |
| SRF-29 | 97,95 | 80 | + 3,417 | -8,450 | SRF-61 | 219,75 | 89 | + 2,912 | -6,577 |
| SRF-29A | 97,95 | 95 | + 3,132 | -8,391 | SRF-62 | 222,45 | 85 | + 2,917 | -6,541 |
| SRF-29B | 97,95 | 93 | + 3,416 | -8,380 | SRF-63 | 225,45 | 88 | + 3,010 | -7,188 |
| SRF-30 | 99,25 | 63 | + 3,073 | -8,601 | SRF-64 | 228,45 | 90 | + 2,961 | -6,548 |
| SRF-31 | 102,80 | 76 | + 1,180 | -9,441 | SRF-65 | 232,95 | 90 | + 3,314 | -6,947 |
| <i>SRF-32A</i> | <i>107,30</i> | <i>88</i> | <i>+ 0,727</i> | <i>-8,448</i> | SRF-66 | 238,45 | 78 | + 3,396 | -6,437 |
| SRF-32A | 107,30 | 76 | + 1,290 | -8,324 | SRF-67 | 242,35 | 82 | + 3,871 | -7,048 |
| SRF-32B | 107,30 | 71 | + 1,182 | - 8,895 | SRF-68 | 251,85 | 88 | + 3,524 | -9,187 |
| <i>SRF-32B</i> | <i>107,30</i> | <i>88</i> | <i>+ 1,140</i> | <i>-9,141</i> | SRF-69 | 257,45 | 92 | + 2,883 | -6,949 |

As correlações geoquímicas da figura 6.4 apontam como amostras preservadas, ou pouco alteradas, as amostras inclusas na área cinza. As demais amostras são consideradas como potencialmente alteradas pela sua distribuição linear em relação aos parâmetros estabelecidos. Excluindo as amostras alteradas, a composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ dos mármore São Rafael estaria entre +0,73 a +3,8‰PDB e -5,45 a -10,29‰PDB para $\delta^{18}\text{O}$.

Na Figura 6.4B o *trend* de alteração definido pela composição isotópica de C e a razão Mg/Ca apresenta uma configuração diferente da comumente encontrada (aumento da razão Mg/Ca nas amostras mais alteradas). Os mármore São Rafael são constituídos por calcita e dolomita em proporções variáveis (podendo chegar a 50% de dolomita). Em muitas das reações de

descarbonatação, no metamorfismo progressivo, dolomita é consumida para gerar o anfibólio ou piroxênio. Como a rocha é rica em dolomita, proporcionalmente observa-se uma diminuição da razão Mg/Ca. As amostras que apresentam razões Mg/Ca baixa na figura 6.4B e plotam no campo de amostras inalteradas, são aquelas cuja composição é essencialmente calcítica (sem dolomita e silicatos).

O mesmo raciocínio é válido para o trend observado na figura 6.4F, onde há um aumento da percentagem de CaO nas amostras mais alteradas, devido a desestabilização da calcita para gerar o silicato.

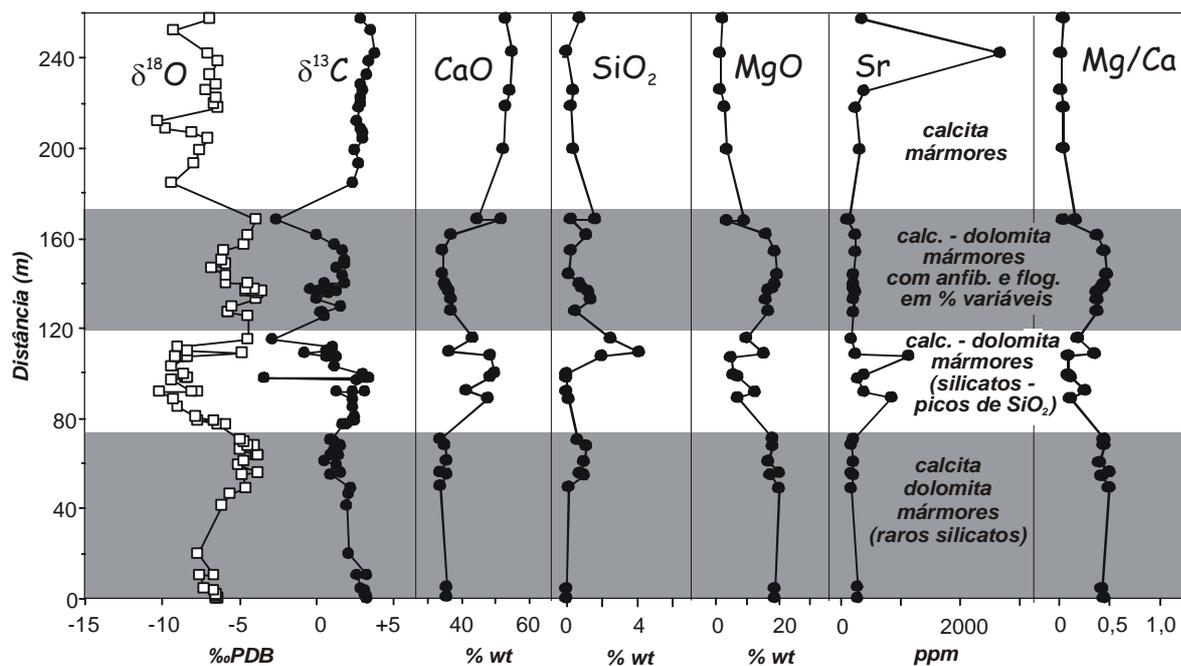


Figura 6.3 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as os mármore do Perfil SRF.

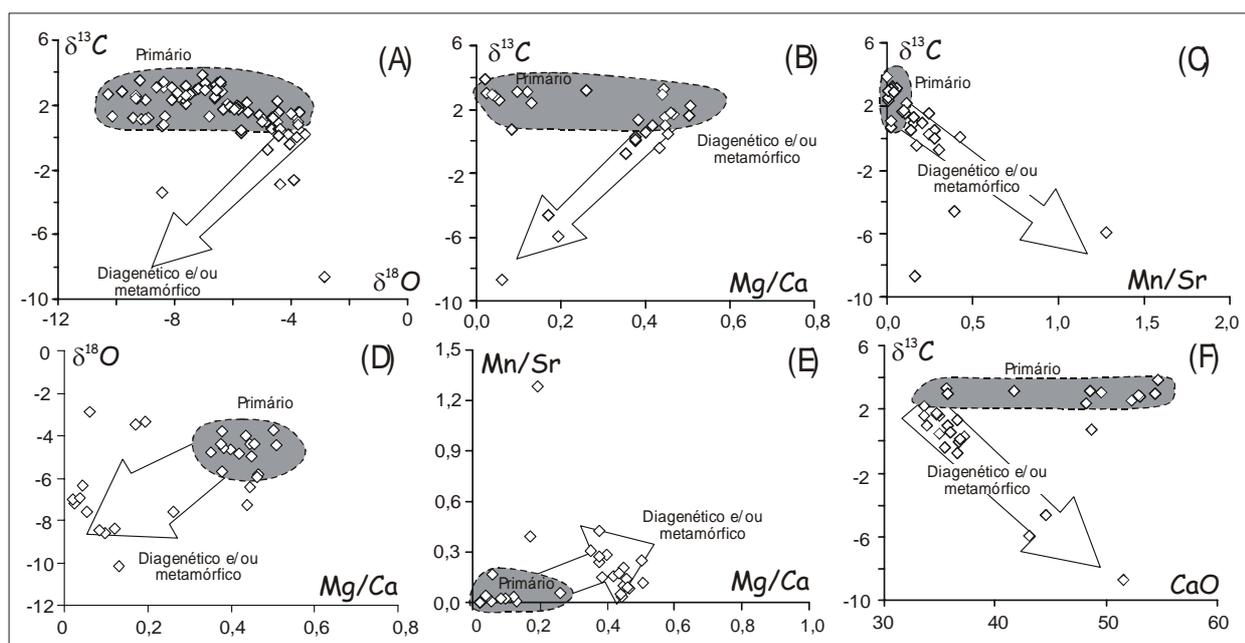


Figura 6.4 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil SRF, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas indicam os trends de alteração.

6.1.2 – Lentes Caicó – Jardim do Seridó, Várzea - São João do Sabugi e Ipueira (porção S da Faixa Seridó)

Caicó – Jardim do Seridó (CAIJAR)

As amostras do perfil CAIJAR mostram composição isotópica de C e O na mesma faixa de valores observado no perfil JUC: $\delta^{13}\text{C}$ entre +4,8 a +9,7‰PDB (com 4 amostras com $\delta^{13}\text{C} < +8,3‰\text{PDB}$) e $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,6 a -11,2‰PDB (tabela 6.3 e figura 6.5).

Na figura 6.5 observa-se uma relação espacial entre a distribuição das amostras no perfil e o empobrecimento em ^{13}C . As amostras mais empobrecidas em $\delta^{13}\text{C}$ encontram-se no topo do perfil, próximo ao contato com o paragnaisse, em rochas que têm como acessórios flogopita e, menos comumente, anfibólio.

Tabela 6.3 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil CAIJAR, distância estratigráfica entre as mesma e o rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield).

| CAICÓ – JARDIM DO SERIDÓ | | | | |
|--------------------------|----------|-----------|----------------------------------|----------------------------------|
| Amostra | Dist (m) | Yield (%) | $\delta^{13}\text{C}‰\text{PDB}$ | $\delta^{18}\text{O}‰\text{PDB}$ |
| CAIJAR-01 | 0,0 | 83 | 8,918 | -8,087 |
| CAIJAR-02 | 0,6 | 91 | 9,205 | -6,436 |
| CAIJAR-03 | 4,1 | 77 | 8,967 | -5,553 |
| CAIJAR-04 | 8,3 | 86 | 9,289 | -5,612 |
| CAIJAR-05 | 10,15 | 89 | 9,105 | -5,977 |
| CAIJAR-06 | 12,05 | 95 | 8,368 | -9,865 |
| CAIJAR-07 | 18,15 | 65 | 9,006 | -6,560 |
| CAIJAR-08 | 19,75 | 92 | 9,289 | -6,034 |
| CAIJAR-09 | 23,35 | 80 | 9,667 | -7,491 |
| CAIJAR-10 | 25,95 | 85 | 9,363 | -6,790 |
| CAIJAR-11 | 27,16 | 77 | 9,394 | -11,165 |
| CAIJAR-12 | 28,56 | 85 | 9,034 | -7,061 |
| CAIJAR-13 | 33,16 | 84 | 8,988 | -7,870 |
| CAIJAR-14 | 35,26 | 91 | 9,961 | -6,790 |
| CAIJAR-15 | 39,56 | 89 | 7,730 | -9,397 |
| CAIJAR-16 | 46,46 | 93 | 7,578 | -7,675 |
| CAIJAR-17 | 55,56 | 93 | 5,285 | -7,758 |
| CAIJAR-18 | 60,16 | 86 | 4,761 | -6,906 |

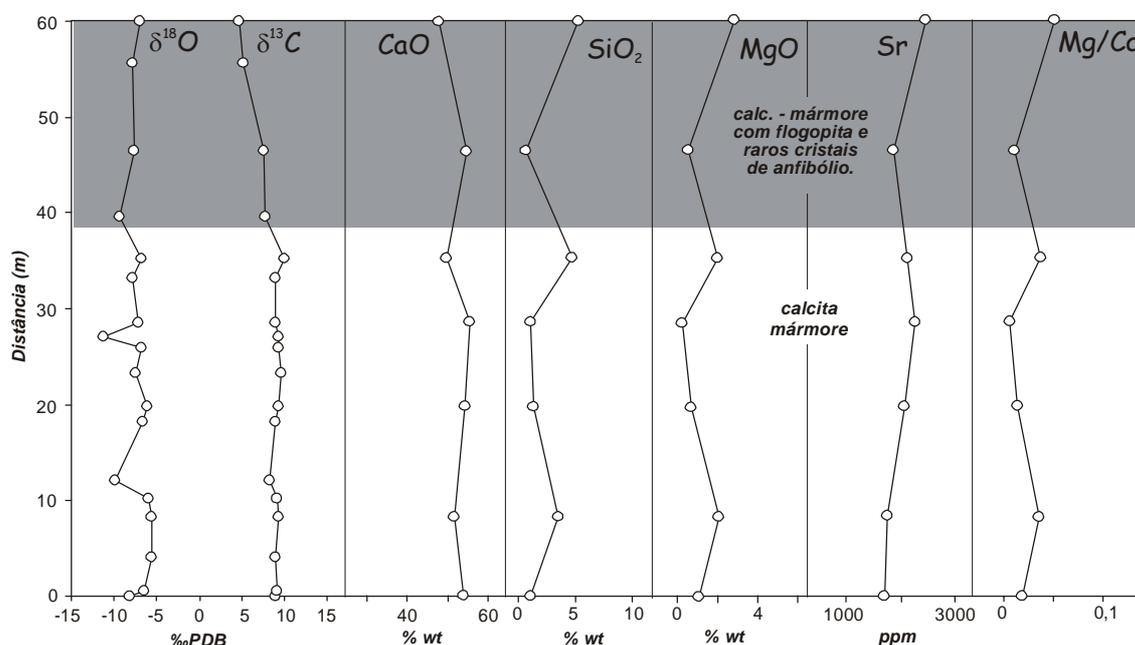


Figura 6.5 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as amostras do Perfil CAIJAR.

Observando as correlações geoquímicas da figura 6.6, fica claro que essas amostras foram isotopicamente alteradas, em diferentes graus, durante o metamorfismo provavelmente por reações de descarbonatação.

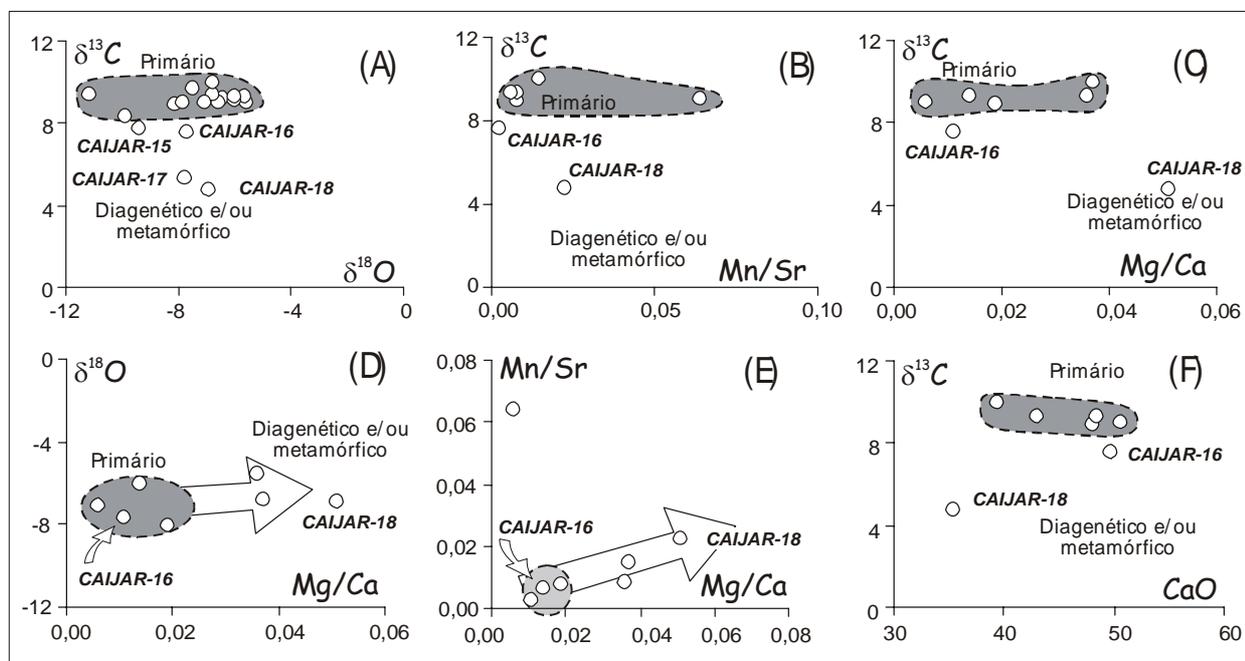


Figura 6.6 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil CAIJAR, com o objetivo de seleção de amostras para estudos químioestratigráficos. Setas indicam os trends de alteração.

Merece destaque na figura 6.6A a falta de correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Essa relação também fica clara na figura 6.6D, onde as amostras alteradas apresentam o mesmo intervalo de $\delta^{18}\text{O}$ das amostras consideradas inalteradas. Duas alternativas poderiam explicar o comportamento do O: (1) as reações de descarbonatação se processaram na presença de um fluido com composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ similar a composição isotópica do sedimento original e (2) as reações de descarbonatação ocorreram próximo ao pico do metamorfismo e durante a etapa de resfriamento re-equilíbrios isotópicos ocorreram a nível de O.

Eliminando as amostras alteradas, a composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ do perfil CAIJAR, estaria compreendida entre +8,3 a +9,9‰PDB, e a composição de $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,6 a -11,2‰PDB.

Perfil Várzea – São João do Sabugi (VSJS)

A composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ do perfil VSJS, está compreendida no intervalo de +5,4 a +11,8‰PDB e -12,4 a -20,3‰PDB para $\delta^{18}\text{O}$ (tabela 6.4 e figura 6.7). As amostras mais empobrecidas em $\delta^{13}\text{C}$ (valores menores que 8,0‰PDB), apresentam mica, anfibólio e epidoto como minerais acessórios, e na figura 6.6, definem um *trend* de correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

A correlação positiva entre os isótopos de C e O das amostras com $\delta^{13}\text{C} < 8\text{‰PDB}$ caracterizam as mesmas como potencialmente alteradas (figura 6.8). O comportamento linear nas figuras 6.8B, C e F, definindo *trends* de alteração (ilustrados por setas), confirmam que essas amostras foram submetidas a

processos que modificaram a composição isotópica original, apesar da ausência de *trends* nas figuras 6.8D e E.

Tabela 6.4 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil VSJS, distância estratigráfica entre as mesma e o rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield).

| VÁRZEA – SÃO JOÃO DO SABUGI | | | | |
|-----------------------------|----------|-----------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| Amostra | Dist (m) | yield (%) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰PDB}}$ |
| VSJS-1 | 0,0 | 71 | 10,407 | -12,417 |
| VSJS-2 | 36,6 | 65 | 8,826 | -16,121 |
| VSJS-3 | 50,9 | 73 | 6,721 | -14,149 |
| VSJS-4 | 67,1 | 72 | 7,120 | -13,796 |
| VSJS-5a | 76,6 | 57 | 5,409 | -15,748 |
| VSJS-5b | 90,5 | 39 | 6,241 | -14,609 |
| VSJS-6 | 90,5 | 76 | 10,119 | -16,885 |
| VSJS-7 | 141,0 | 71 | 11,817 | -13,525 |
| VSJS-8 | 159,8 | 70 | 9,717 | -15,454 |
| VSJS-9 | 180,8 | 81 | 7,873 | -17,017 |
| VSJS-10 | 215,8 | 89 | 10,850 | -15,444 |
| VSJS-11 | 243,8 | 69 | 5,053 | -20,292 |
| VSJS-12 | 268,8 | 75 | 9,664 | -14,258 |
| VSJS-13 | 282,8 | 81 | 8,820 | -13,427 |
| VSJS-14 | 296,8 | 85 | 8,815 | -14,882 |
| VSJS-15 | 330,8 | 91 | 8,491 | -15,865 |
| VSJS-16 | 344,4 | 66 | 7,758 | -18,215 |

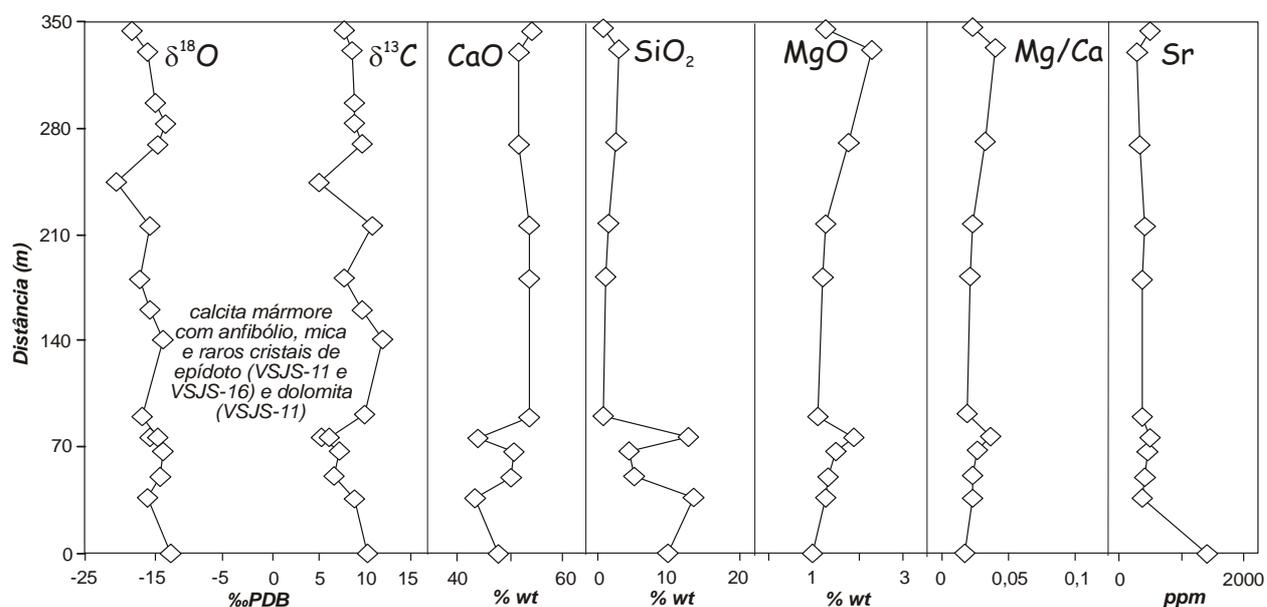


Figura 6.7 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt), e Sr (ppm), para as os mármore do Perfil VSJS.

Considerando o parâmetro proposto por Jacobsen e Kaufman (1999), onde amostras com razões $\text{Mn}/\text{Sr} > 0,2$ não teriam a assinatura isotópica original, poucas amostras seriam consideradas como inalteradas no perfil VSJS (figura 6.8C). Entretanto, observando os demais parâmetros como a correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e a homogeneidade da assinatura isotópica de C, independente da razão Mn/Sr ; esse valor não pode ser utilizado como índice de alteração. Nestes caso, foram consideradas

como alteradas, mostram que auxiliaram na definição dos trends observados na figura 6.8, independente da sua razão Mn/Sr.

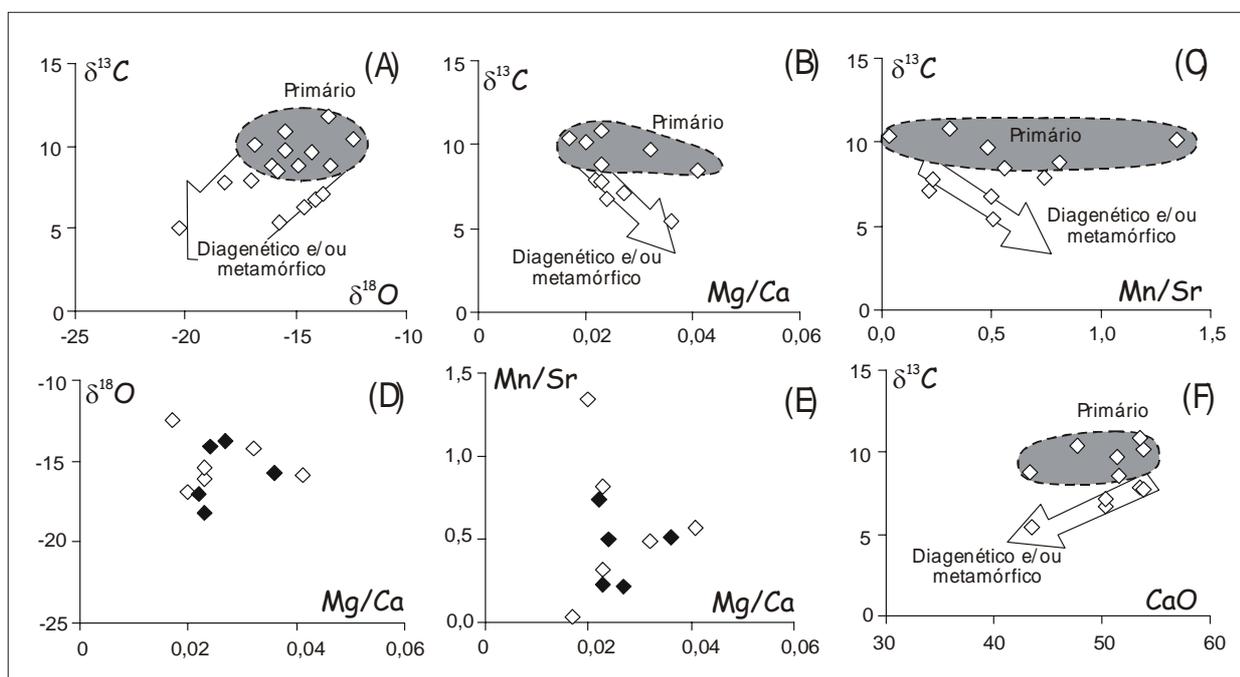


Figura 6.8 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil VSJS, com o objetivo de seleção de amostras para estudos químioestratigráficos. Setas indicam os trends de alteração e losangos em preto representam as amostras consideradas alteradas nas figuras A,B,C e F.

Perfil Ipueira (IP)

O perfil Ipueira se caracteriza pela alternância de camadas finas de mármore maciço (composto essencialmente por calcitas) e mármore bandados (com maior percentagem de minerais silicáticos). Nas camadas maciças $\delta^{13}\text{C}$ varia entre +9,0 a +9,8‰PDB e $\delta^{18}\text{O}$ entre -7,4 a -11‰PDB. Nas camadas bandadas os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são mais baixos, entre +2,8 a +4,6‰PDB, mas a composição de $\delta^{18}\text{O}$ é próxima a do mármore maciço (-9,7 a 10,5‰PDB – tabela 6.5 e figura 6.9).

Tabela 6.5 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil Ipueira, distância vertical entre as mesma e rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield). Amostras em *itálico* representam as camadas de mármore maciço.

| IPUEIRA | | | | |
|--------------|------------|-----------|--|--|
| Amostra | Dist m) | yield (%) | $\delta^{13}\text{C}$ ‰ _{PDB} | $\delta^{18}\text{O}$ ‰ _{PDB} |
| <i>IP-01</i> | <i>0,0</i> | <i>73</i> | <i>9,844</i> | <i>-7,383</i> |
| IP-02A | 0,3 | 33 | 3,948 | -10,122 |
| IP-02B | 0,3 | 33 | 4,630 | -9,661 |
| IP-03 | 0,6 | 44 | 4,167 | -10,482 |
| <i>IP-04</i> | <i>1,1</i> | <i>91</i> | <i>9,695</i> | <i>-9,791</i> |
| IP-05 | 1,7 | 30 | 2,758 | -10,161 |
| <i>IP-06</i> | <i>2,3</i> | <i>95</i> | <i>9,080</i> | <i>-11,001</i> |
| IP-07 | 2,6 | 73 | 8,996 | -9,659 |
| IP-08 | 3,0 | 78 | 9,229 | -9,072 |
| <i>IP-09</i> | <i>3,5</i> | <i>91</i> | <i>9,379</i> | <i>-8,480</i> |

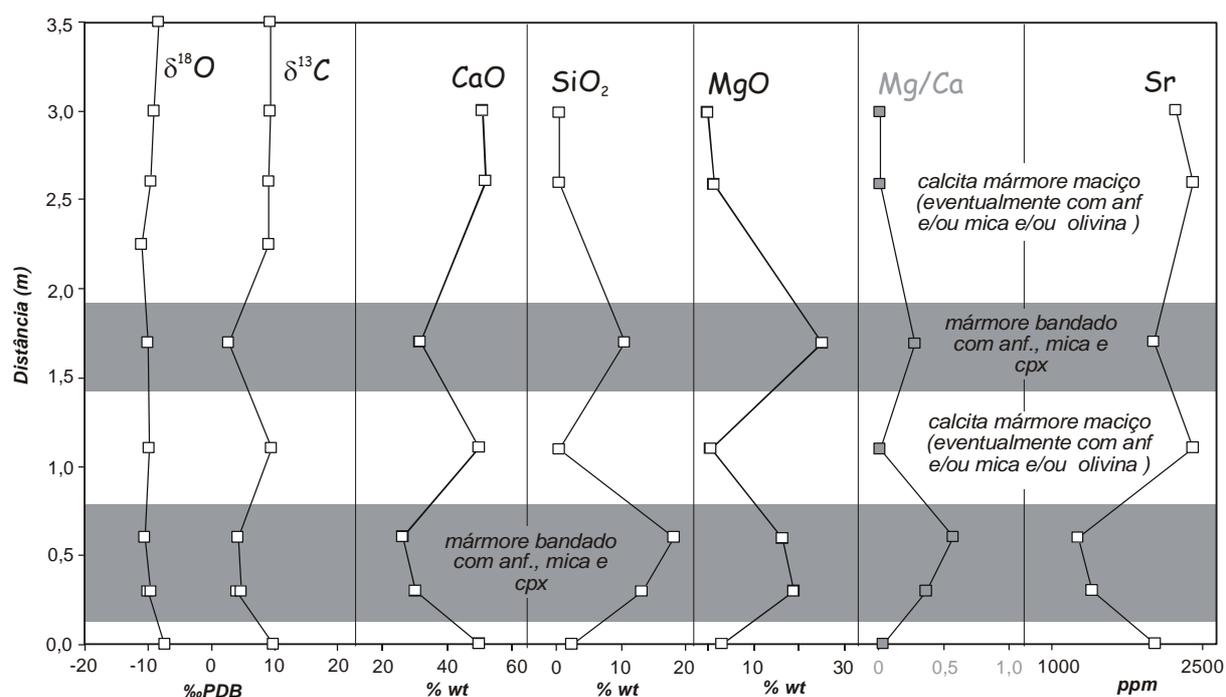


Figura 6.9 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para os mármore do Perfil Ipueira.

As diferenças na composição isotópica das camadas maciças e bandadas provavelmente ocorrem em resposta a processos diagenéticos e/ou metamórficos. Na figura 6.10A as amostras se distribuem em dois grupos distintos e homogêneos; os mármore maciços mais enriquecidos em $\delta^{13}\text{C}$, com uma distribuição horizontal das amostras (maior variação de $\delta^{18}\text{O}$) e os mármore bandados com uma espalhamento mais vertical (valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais variáveis que $\delta^{18}\text{O}$). O mesmo comportamento é observado no diagrama F, sendo que neste caso, um *trend* de alteração poderia ser tentativamente traçado, onde os mármore bandados representariam as amostras mais alteradas e os mármore maciços as amostras inalteradas ou menos alteradas. Um argumento a mais para considerar os mármore bandados como submetidos a processos de alteração isotópica é o aumento gradativo das razões Ca/Mg e Mg/Sr das amostras nas figura 6.10B a E.

A maior percentagem de silicatos nos mármore bandado implica numa maior atuação de reações de descarbonatação, conseqüentemente, valores bem mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$ seriam esperados nessas amostras. A homogeneidade dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos mármore bandados é de certa forma esperada devido a espessura centimétrica das camadas. Por fim, considerando que a diferença de $\delta^{13}\text{C}$ entre o mármore bandado e o maciço é de +6‰PDB, a espessura centimétrica das camadas e levando-se em consideração uma sedimentação contínua (não se observa hiatos), seria necessário um evento de certa forma catastrófico e cíclico para justificar a diferença de +6‰PDB entre os estreitos intervalos da sedimentação.

Diante das considerações acima, a diferença nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre os mármore bandado e maciço são aqui assumidas como produto de alteração isotópica durante o metamorfismo. A maior atuação de reações de descarbonatação no mármore bandado provavelmente é conseqüência de uma maior disponibilidade de siliciclastos no calcário precursor, o que implicaria numa entrada maior de terrígenos na bacia de sedimentação.

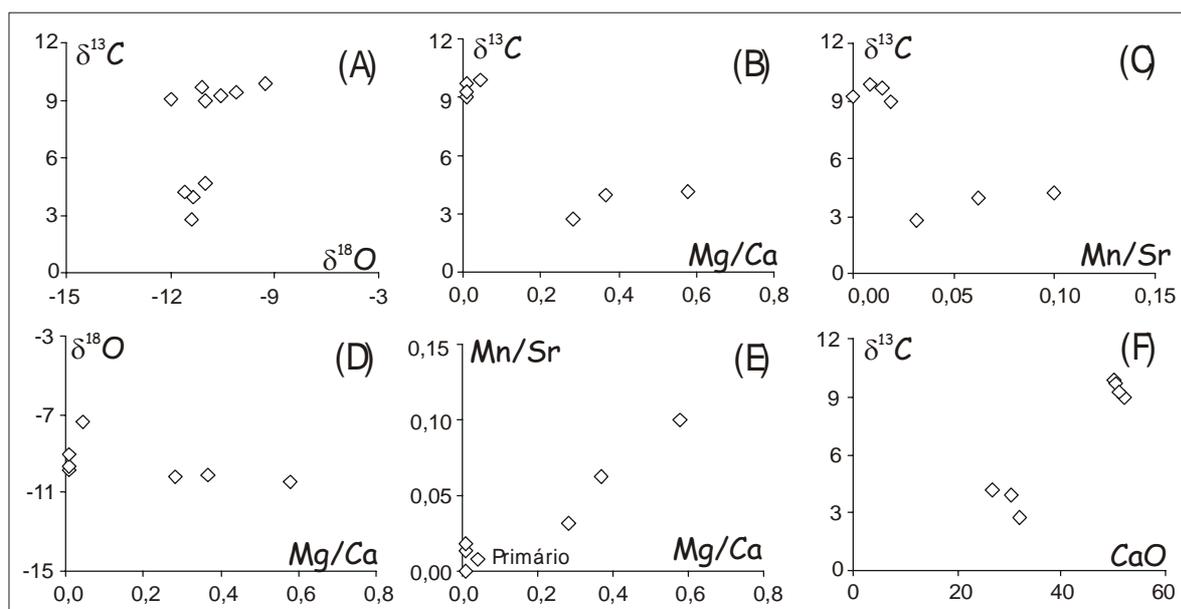


Figura 6.10 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil Ipueira, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos.

6.1.3 – Lentes Almino Afonso e Messias Targino (porção W da Faixa Seridó)

Perfil Almino Afonso (AF)

A composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ no perfil Almino Afonso varia entre $-1,1$ a $+8,7\text{‰PDB}$ e $\delta^{18}\text{O}$ entre $-5,7$ a $-19,1\text{‰PDB}$ (tabela 6.6 e figura 6.11). Os valores negativos encontram-se na base do perfil, em mármore com wollastonita, intercalações de veios de pegmatitos e nódulos de rochas calciossilicáticas (figura 6.11). Próximo ao topo de perfil há uma repetição desta camada (amostra AF-10), porém com composição isotópica de $\delta^{13}\text{C} = +6,7\text{‰PDB}$ e $\delta^{18}\text{O} = -9,9\text{‰PDB}$ (tabela 6.6 e figura 6.11). No restante do perfil, constituído por mármore com eventuais silicatos, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são mais homogêneos entre $+7,6$ a $+8,7\text{‰PDB}$ e $\delta^{18}\text{O}$ entre $-5,7$ a $-10,9\text{‰PDB}$.

Tabela 6.6 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil Almino Afonso, distância estratigráfica entre as mesma e rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield).

| ALMINO AFONSO | | | | |
|----------------------|-----------------|------------------|--|--|
| Amostra | Dist (m) | Yield (%) | $\delta^{13}\text{C}\text{‰PDB}$ | $\delta^{18}\text{O}\text{‰PDB}$ |
| AF-01 | 0,0 | 45 | -1,074 | -19,126 |
| AF-03B | 4,6 | 49 | -1,490 | -19,029 |
| AF-04 | 20,4 | 81 | 8,795 | -10,918 |
| AF-05A | 22,4 | 81 | 8,622 | -8,511 |
| AF-05B | 22,4 | 81 | 7,699 | -9,008 |
| AF-06 | 25,9 | 85 | 8,403 | -5,677 |
| AF-07A | 30,9 | 77 | 7,758 | -10,708 |
| AF-07B | 30,9 | 76 | 7,979 | -9,938 |
| AF-08A | 34,4 | 56 | 8,374 | -6,646 |
| AF-09 | 36,4 | 91 | 8,563 | -6,646 |
| AF-10 | 46,7 | 19 | 6,732 | -9,112 |
| AF-11 | 50,7 | 62 | 8,552 | -5,771 |
| AF-12 | 56,3 | 63 | 8,171 | -6,019 |
| AF-13 | 62,60 | 89 | 7,618 | -8,702 |

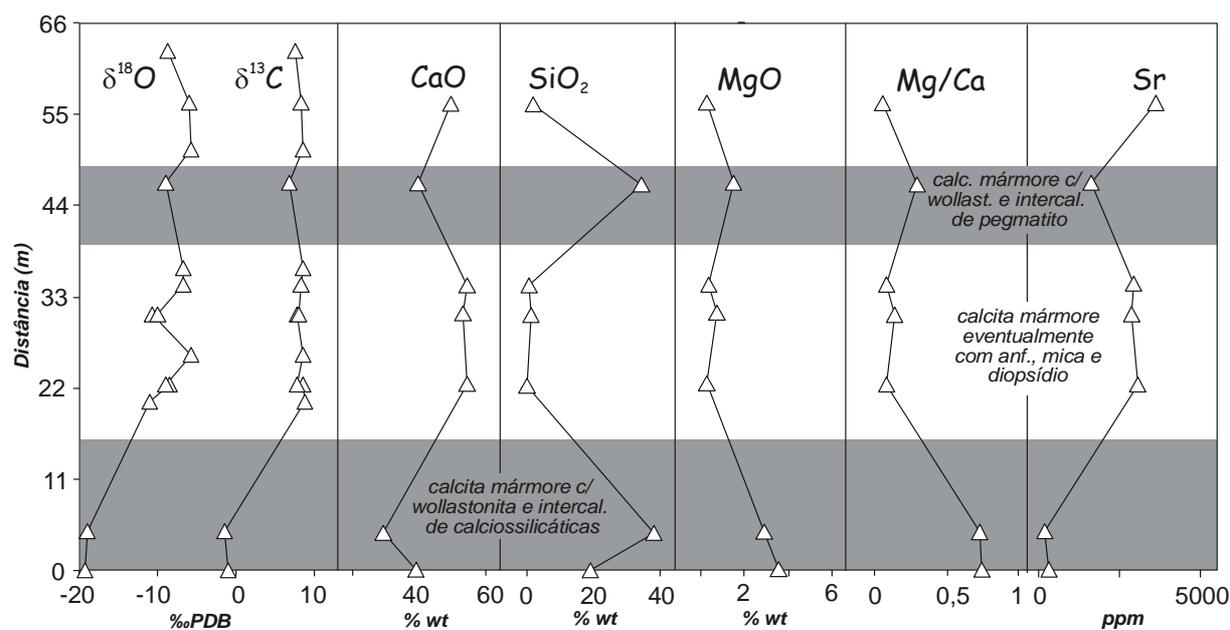


Figura 6.11 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para os mármore do Perfil Almino Afonso.

O caráter alterado das amostras mais empobrecida em $\delta^{13}\text{C}$ é demonstrados em todas as correlações geoquímicas da figura 6.12. Comparando-se a amostra AF-10 com as amostras AF-1 e AF-3B observa-se uma diferença de 3‰PDB na composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e de aproximadamente 9‰PDB em $\delta^{18}\text{O}$. Esta diferença possivelmente reflete uma circulação de fluido mais restrita na camada do topo do perfil (AF-10) onde rochas calciossilicáticas ocorrem como pequenos nódulos. Na base do perfil (AF-01 e AF-3B) rochas calciossilicáticas definem finas camada intercaladas no mármore (amostras AF-02).

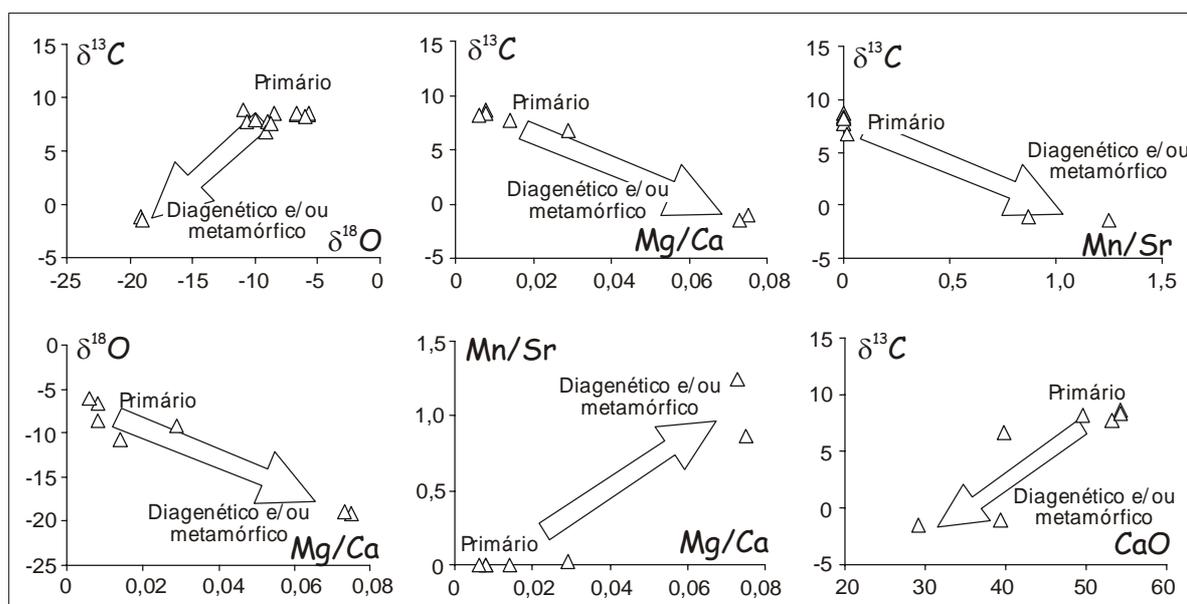


Figura 6.12 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil Almino Afonso, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas definem trends de alteração isotópica.

Segundo Cartwright *et al.* (1995) a infiltração de fluidos ricos em água, provenientes de corpos graníticos, sob condições de equilíbrio, em geral produz zonas com alta variação de assembléias

minerais, separadas por *fronts* de reações relativamente curtos. A infiltração desses fluidos em mármore frequentemente produzem minerais como wollastonita, vesuvianita e glossuralita (Valley *et al.* 1990, Tracy e Frost 1991, Cartwright e Oliver 1994). A constituição mineralógica das amostras mais empobrecidas em $\delta^{13}\text{C}$ (presença de wollastonita e nódulos de rochas calciossilicáticas) demonstra uma expressiva circulação de fluidos. Este fluido proporcionou, através de reações de descarbonatação, a formação de wollastonita e subordinadamente Mg-olivina resultando na modificação da assinatura de isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (principalmente na camada da base do perfil – ver tabela 6.6 e figuras 6.12).

Próximo a Almino Afonsos encontram-se diversos corpos granitóides de afinidade e dimensões variadas: o granito de Patu, Umarizal e pequenos corpos encaixados no paraganisse próximo a lente estudada (ver figura 5.32). Não foi feito um estudo para determinar a fonte do fluido, contudo Archanjo *et al.* (1998), relaciona a presença de wollastonita e Mg-olivina, nos mármore, a auréola de metamorfismo de contato gerada pela intrusão do granito Umarizal.

Perfil Messias Targino (MT)

No perfil Messias Targino a composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ é bem homogênea (+2,3 a 3,7‰PDB), embora a composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ seja bastante variável ao longo do perfil (–7,8 a –17,1‰PDB - tabela 6.7 e figura 6.13). A diferença nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ é inferior a 1,5‰PDB ao longo de todo o perfil, enquanto que as variações de $\delta^{18}\text{O}$ é superior a 10‰PDB (tabela 6.7).

Variações na composição mineralógica dos mármore são observadas a partir da amostras AF-12, através da presença de clinopiroxênio, que embora classificado como wollastonita ($W_o = 50,5\%$, $En = 48,8$ e $Fe = 0,7\%$), apresenta uma composição muito próxima a do diopsídio.

Aparentemente as reações de descarbonatação nos mármore de Messias Targino não afetaram de forma significativa a assinatura isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, uma vez que não se observam diferenças significativas entre as amostras com e sem wollastonita (figura 6.14). Tal fato, pode ser atribuído a uma limitada atuação das reações de descarbonatação, provavelmente relacionado a pouca disponibilidade Si e/ou Mg na rocha.

Tabela 6.7 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil Messias Targino, distância vertical entre as mesma e rendimento (yield) da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield).

| MESSIAS TARGINO | | | | |
|------------------------|-----------------|------------------|---|---|
| Amostra | Dist (m) | yield (%) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰PDB}}$ |
| MT-01 | 0,00 | 80 | 3,091 | -12,613 |
| MT-02 | 12,50 | 78 | 2,513 | -9,168 |
| MT-03 | 13,80 | 85 | 3,134 | -12,346 |
| MT-04 | 16,95 | 86 | 2,315 | -11,306 |
| MT-05 | 19,45 | 83 | 3,124 | -11,394 |
| MT-06 | 22,85 | 89 | 3,106 | -11,214 |
| MT-07 | 28,55 | 85 | 3,063 | -12,130 |
| MT-08 | 30,45 | 81 | 2,790 | -12,095 |
| MT-09 | 31,85 | 90 | 3,090 | -12,630 |
| MT-10 | 36,15 | 84 | 2,720 | -13,964 |
| MT-12 | 43,05 | 93 | 2,561 | -9,626 |
| MT-13 | 62,05 | 77 | 3,682 | -7,756 |
| MT-14 | 72,85 | 83 | 3,347 | -11,134 |
| MT-15 | 86,45 | 81 | 3,564 | -17,134 |
| MT-16 | 96,75 | 82 | 3,260 | -13,734 |

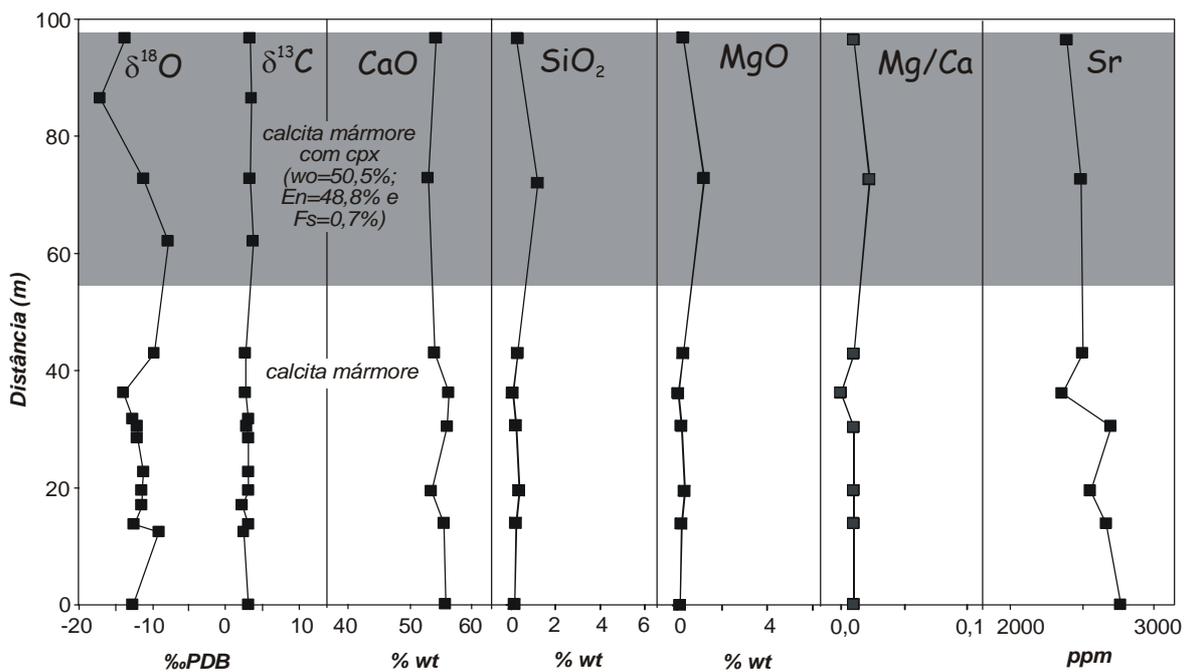


Figura 6.13 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as os mármore do Perfil Messias Targino.

A diferença de mais de 10‰PDB nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, é difícil de ser explicada como resposta única das reações de descarbonatação. Chemberlain *et al* (1990) e Stern *et al.* (1992) reportam o rebaixamento de $\delta^{18}\text{O} < 1-2\text{‰PDB}$ em consequência às reações de descarbonatação. Diferenças na ordem de vários permil têm sido reportada à infiltração de fluídos (Valley 1986, Nabelek 1991).

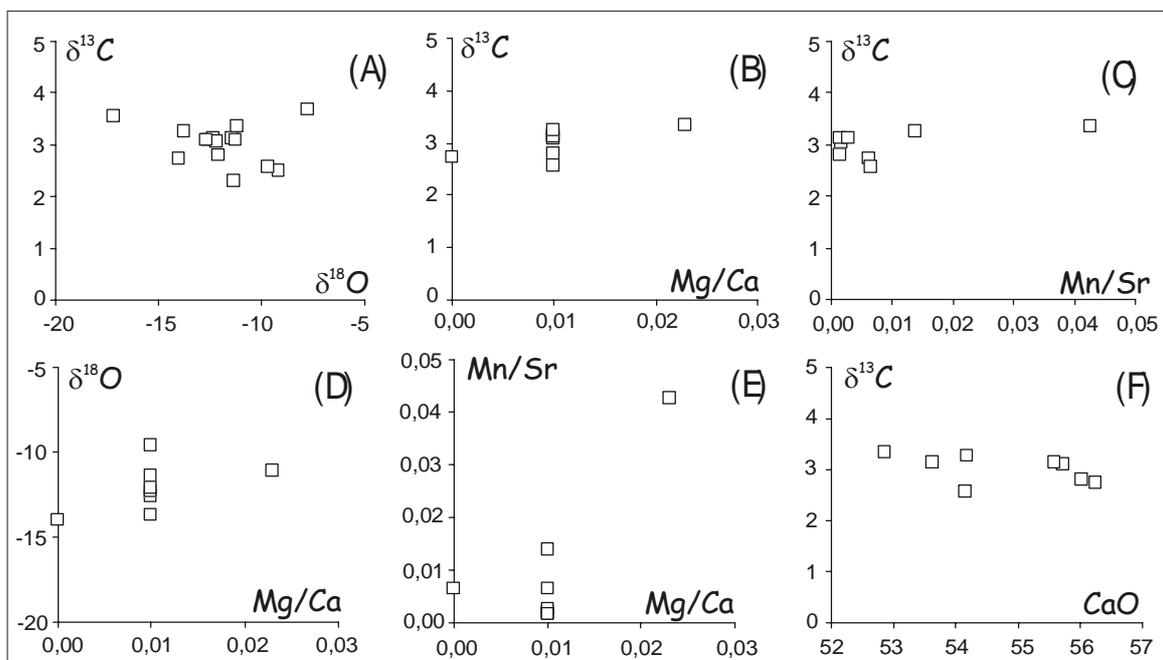


Figura 6.14 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil Almino Afonso, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas definem trends de alteração isotópica.

No perfil Almino Afonso, a percolação de fluidos enriquecido em água, provenientes de corpos graníticos, fica clara devido à presença de camadas de rochas calciossilicáticas e wollastonita ($\text{Wo} > 99\%$). No perfil Messias Targino, apesar da presença da wollastonita, a composição da mesma e a ausência de rochas calciossilicáticas sugere um fluido diferenciado. Provavelmente fluidos de temperaturas mais elevadas durante o metamorfismo regional, provocaram as diferenças observadas na composição de $\delta^{18}\text{O}$ dos mármore do perfil Messias Targino.

6.2- ASSINATURA ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}$ E $\delta^{18}\text{O}$ DOS MÁRMORES INTERCALADOS NA FM. SERIDÓ

Os mármore intercalados na Formação Seridó, localizam-se na porção sul da Faixa Seridó (Perfil São Mamede) e central (Perfis Cruzeiro da Maniçoba e Serra do Cruzeiro da Maniçoba)

6.2.1- Perfil São Mamede (porção cento-sul da Faixa Seridó)

O perfil São Mamede é subdividido, com base em sua mineralogia, em calcita mármore com tremolita, flogopita e sillimanita (este último mineral restrito à zona de contato com o micaxisto – base do perfil) e calcita mármore eventualmente com flogopita (topo do perfil).

Nos mármore da base do perfil os valores de $\delta^{13}\text{C}$ aumentam gradativamente de +4,4 a +7,5‰PDB e $\delta^{18}\text{O}$ gira em torno de -11,6 a -12,6‰PDB. A composição isotópica de C e O dos mármore com flogopita é sensivelmente mais elevada e homogênea: $\delta^{13}\text{C}$ entre +8,9 a +10,7‰PDB e $\delta^{18}\text{O}$ entre -6,9 a -9,4‰PDB (tabela 6.8 e figura 6.15).

Tabela 6.8 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB das amostras do perfil São Mamede, distância estratigráfica entre as mesma e rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield).

| SÃO MAMEDE | | | | |
|------------|----------|-----------|------------------------------------|------------------------------------|
| Amostra | Dist (m) | yield (%) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ |
| SAM-01 | 0.0 | 67 | 4.441 | -12.639 |
| SAM-02 | 0.6 | 84 | 7.166 | -11.466 |
| SAM-03 | 1.0 | 91 | 7.562 | -12.437 |
| SAM-04 | 4.6 | 77 | 4.796 | -11.952 |
| SAM-05 | 5.0 | 70 | 4.982 | -11.581 |
| SAM-06 | 5.7 | 84 | 7.256 | -11.821 |
| SAM-07 | 6.7 | 78 | 6.102 | -11.760 |
| SAM-08 | 18.3 | 87 | 8.865 | -8.656 |
| SAM-09 | 19.3 | 92 | 9.904 | -7.183 |
| SAM-10 | 19.9 | 79 | 9.944 | -7.083 |
| SAM-11 | 22.5 | 86 | 10.056 | -7.136 |
| SAM-12 | 23.1 | 94 | 9.900 | -7.095 |
| SAM-13 | 25.4 | 89 | 9.998 | -7.365 |
| SAM-14 | 26.1 | 86 | 10.087 | -6.913 |
| SAM-15 | 57.1 | 68 | 10.657 | -9.367 |

O aumento gradativo de $\delta^{13}\text{C}$ nos mármore da base do perfil está relacionado à percentagem de silicatos nas amostras. Amostras mais enriquecidas em silicatos têm assinatura de $\delta^{13}\text{C}$ mais empobrecida em relação às amostras sem ou com pouco silicatos. As correlações geoquímicas da figura 6.16 mostram claramente o grau de alteração gradativo das amostras. Amostras mais empobrecidas em $\delta^{13}\text{C}$ (< +5,0‰PDB) são as que apresentam o maior grau de alteração isotópica,

amostras com $\delta^{13}\text{C}$ entre 5,1 a 7,0‰PDB seriam medianamente alteradas, $\delta^{13}\text{C}$ entre 7,7 a 9,0‰PDB – amostras pouco alteradas e $\delta^{13}\text{C}$ acima de 9,0‰PDB, amostras inalteradas.

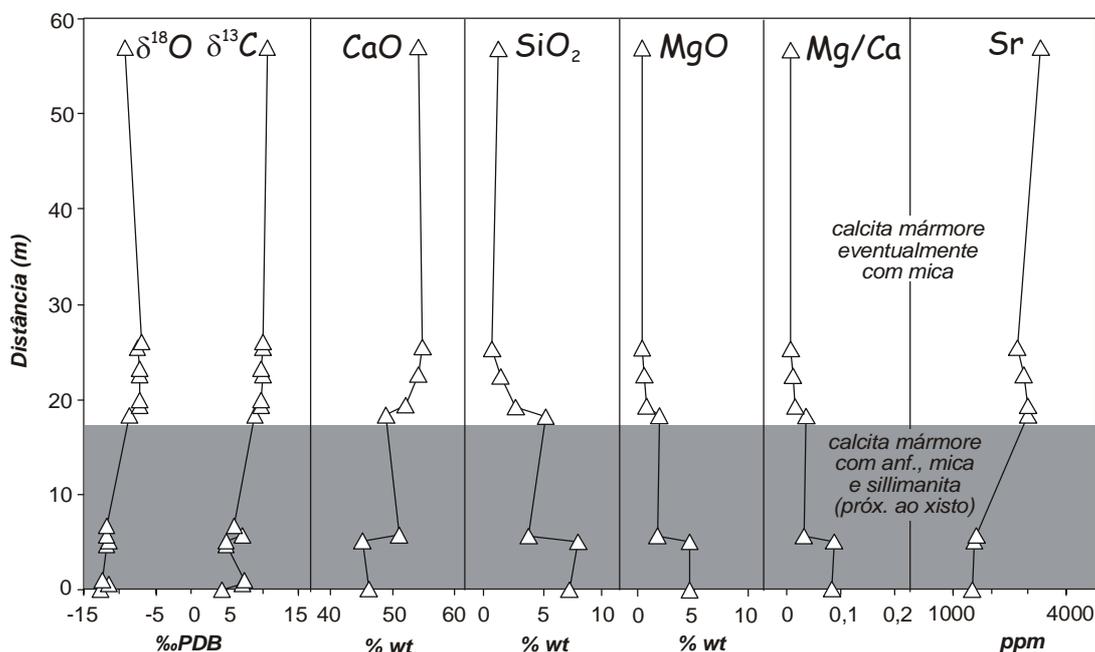


Figura 6.15 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as amostras dos mármore do Perfil São Mamede.

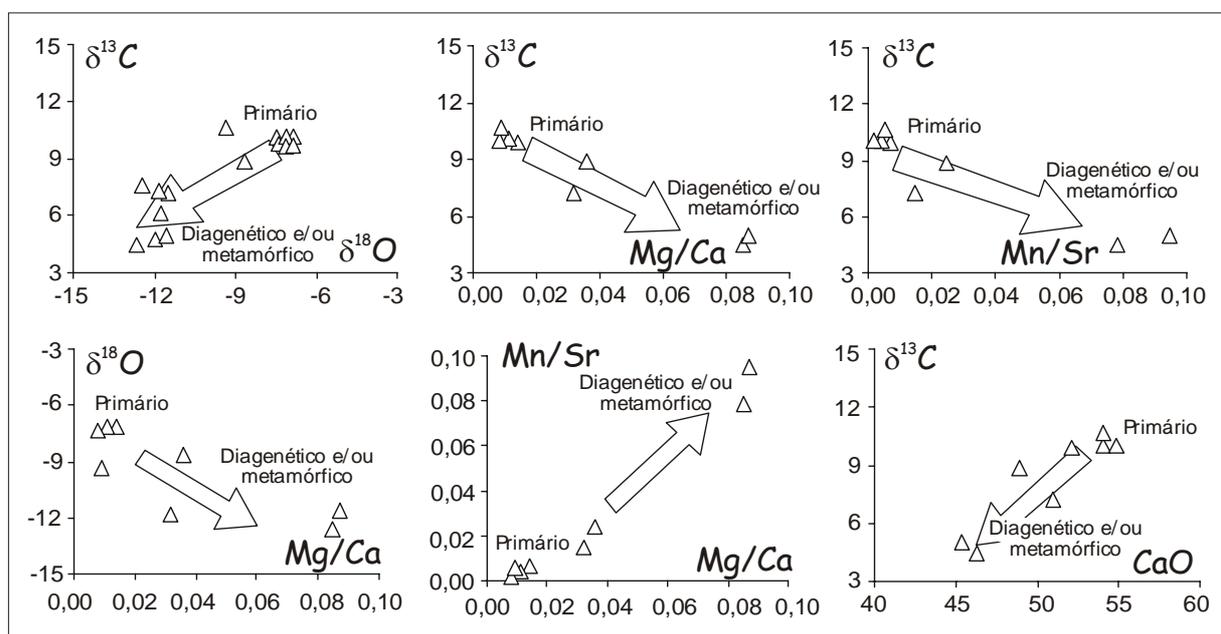


Figura 6.16 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil São Mamede, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas definem trends de alteração isotópica.

A correlação entre a percentagem de silicatos e grau de alteração isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, pode ser vista na figura 6.16F. A correlação positiva entre CaO e ^{13}C , demonstra que a alteração isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ é função das reações de descarbonatação que originaram os minerais silicáticos.

Descartando-se as amostras alteradas, a composição de $\delta^{13}\text{C}$ dos mármore São Mamede estaria próxima o das camadas de mármore mais enriquecidas da Formação Jucurutu: $\delta^{13}\text{C}$ entre 9,9 a 10,7‰PDB e $\delta^{18}\text{O}$ entre -7,0 a -9,3‰PDB.

6.2.2 - Perfis Serra do Cruzeiro da Maniçoba e Cruzeiro da Maniçoba (porção central da Faixa Seridó)

As amostras do perfil Cruzeiro da Maniçoba (CM) e Serra do Cruzeiro da Maniçoba (SCM), diferenciam-se pela cota em que foram coletadas e grau de preservação das mesmas. As amostras CM apresentam uma incipiente alteração intempérica, quando comparada as amostras SCM..

As amostras dos perfil CM e SCM têm a assinatura negativa de $\delta^{13}\text{C}$, o que os diferencia de todos os perfis até então estudados. No perfil SCM $\delta^{13}\text{C}$ varia de -4,0 a -4,6‰PDB e $\delta^{18}\text{O}$ de -15,2 a -16,4‰PDB, mineralogicamente os mármore são constituídos por calcitas, com flogopita como acessório nas amostras SCM-1, 5 e 7 (tabela 6.9 e figura 6.17). O perfil Cruzeiro da Maniçoba é constituído pela alternância de calcita mármore e calcita-dolomita mármore com flogopita. As camadas de calcita mármore são mais empobrecidas em $\delta^{13}\text{C}$ ($\approx -2,1$ a $-3,1$ ‰PDB) e $\delta^{18}\text{O}$ ($\approx -15,2$ a $-16,6$ ‰PDB) que as camadas com dolomita e mica ($\delta^{13}\text{C} \approx -1,1$ ‰PDB e $\delta^{18}\text{O}$ entre -8,4 a -12,1‰PDB - tabela 6.9 e figura 6.17).

Tabela 6.9 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em ‰PDB, distância vertical e rendimento da reação entre o carbonato e o ácido ortofosfórico (yield) para as amostras do perfil SCM e CM.

| SERRA DO CRUZEIRO DA MANIÇOBA | | | | | CRUZEIRO DA MANIÇOBA | | | | |
|-------------------------------|-----------|-----------|------------------------------------|------------------------------------|----------------------|-----------|-----------|------------------------------------|------------------------------------|
| amostra | dist. (m) | yield (%) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ | amostra | dist. (m) | yield (%) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ |
| SCM-1 | 0,0 | 60 | -4.371 | -15.454 | CM-1 | 0,0 | 78 | -3.170 | -15.375 |
| SCM-2 | 2,0 | 87 | -4.543 | -16.350 | CM-2 | 11,0 | 77 | -1.065 | -12.083 |
| SCM-3 | 4,0 | 92 | -4.446 | -15.791 | CM-3 | 12,6 | 86 | -2.862 | -16.560 |
| SCM-4 | 6,0 | 94 | -4.034 | -15.589 | CM-4 | 14,6 | 62 | -1.178 | -8.380 |
| SCM-5 | 9,0 | 94 | -3.979 | -15.237 | CM-5 | 16,8 | 78 | -2.091 | -15.221 |
| SCM-6 | 11,1 | 90 | -4.563 | -15.799 | | | | | |
| SCM-7 | 14,3 | 90 | -4.247 | -15.337 | | | | | |

O comportamento homogêneo das amostras do perfil SCM é visualizado em todos os diagramas da figura 6.18. Apesar de duas amostras apresentarem razão Mn/Sr > 0,2, sugerindo um pequeno grau de alteração (SCM-1 e SCM-5) a diferença na composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ em relação as demais amostra é muito pequena, possibilitando a utilização das mesmas em estudos químioestratigráficos.

As amostras do perfil CM plotam de forma dispersa, definindo trends de alteração em todos os diagramas da figura 6.18. Amostras com composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ negativa, tendem a ficar com assinatura isotópica menos negativa durante as reações de descarbonatação devido a liberação de ^{13}C . Essa relação pode ser vista na figura 6.18A, B e F, onde se observa um gradativo aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. O aumento da razão Mg/Ca também demonstra o processo de alteração a que foi submetido as amostras do perfil CM.

Durante os processos de alteração diagenéticas e/ou metamórficas, em geral, há um aumento da razão Mn/Sr (retirada de Sr e introdução de Mn) e uma diminuição de $\delta^{18}\text{O}$. Quando analisados estes parâmetros, as amostras do perfil SCM mostram um comportamento inverso ao descrito acima: as amostras mais alteradas possuem menor razão Mn/Sr e são mais enriquecidas em $\delta^{18}\text{O}$. Nestas

amostras não se observa a retirada do Sr em detrimento a introdução de Mn, e sim um comportamento simétrico destes elementos (figura 6.18).

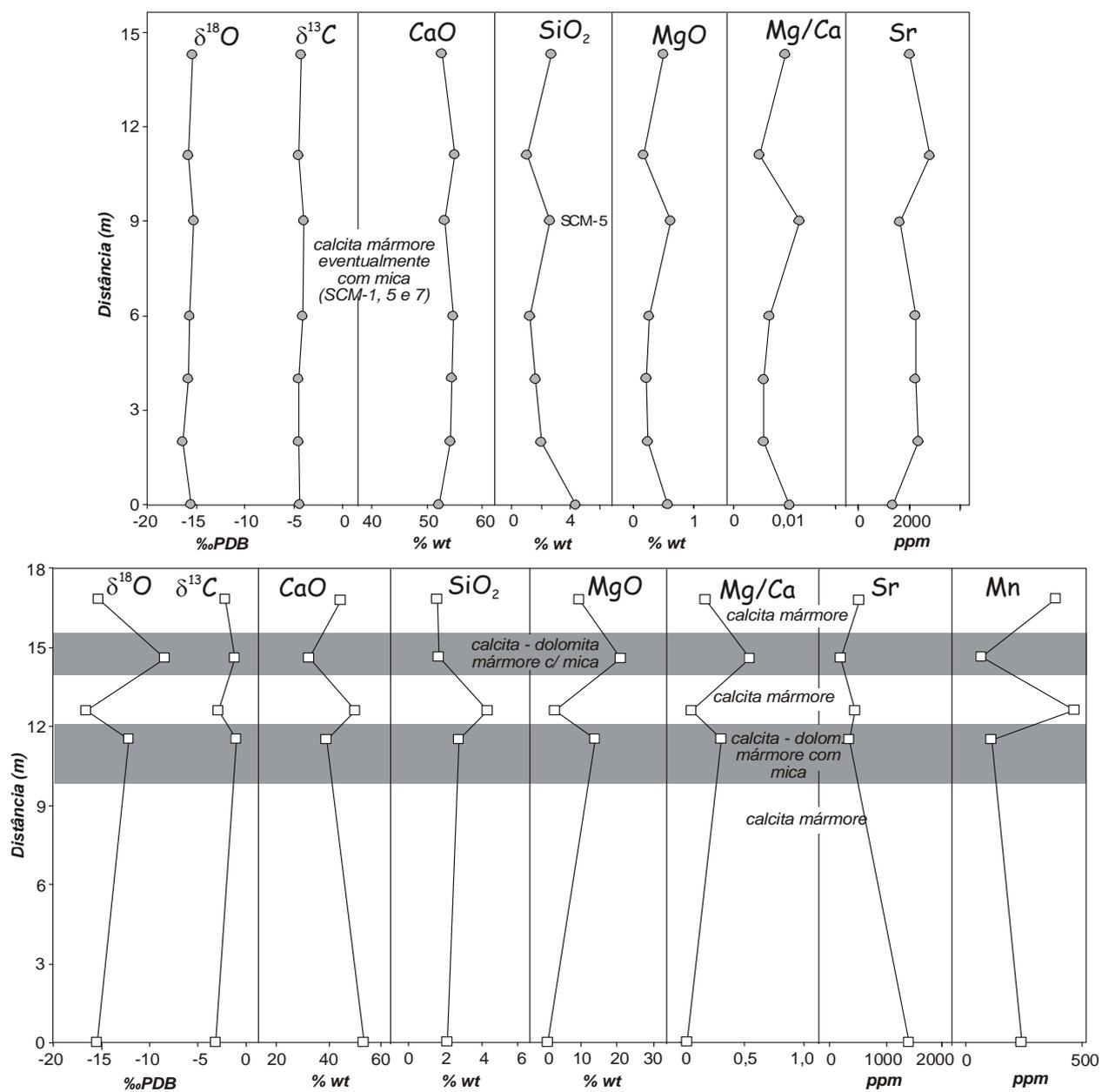


Figura 6.17 – Perfil com composição isotópica de O e C, óxidos em % de rocha total (%wt) e Sr em ppm, para as os mármore do Perfil SCM (superior) e CM (inferior).

Durante o processo metamórfico é comum a percolação de fluídos. A natureza do fluído (baixa ou alta temperatura), volume e composição, podem determinar a estabilidade de assembléias minerais, transportar calor e massa, e ainda influenciar na deformação. No perfil Cruzeiro da Maniçoba, as modificações causadas na assinatura de $\delta^{13}\text{C}$ são atribuídas ao processo de dolomitização, bem como a reações de descarbonatação, mas o enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$ e o comportamento da razão Mn/Sr parecem ocorrer em resposta à percolação de fluídos, provavelmente de elevada temperatura,

provocando um aumento da solubilidade de Mn bem como enriquecimento em $\delta^{18}\text{O}$. A composição do fluido necessariamente seria enriquecida em ^{18}O para proporcionar um aumento da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

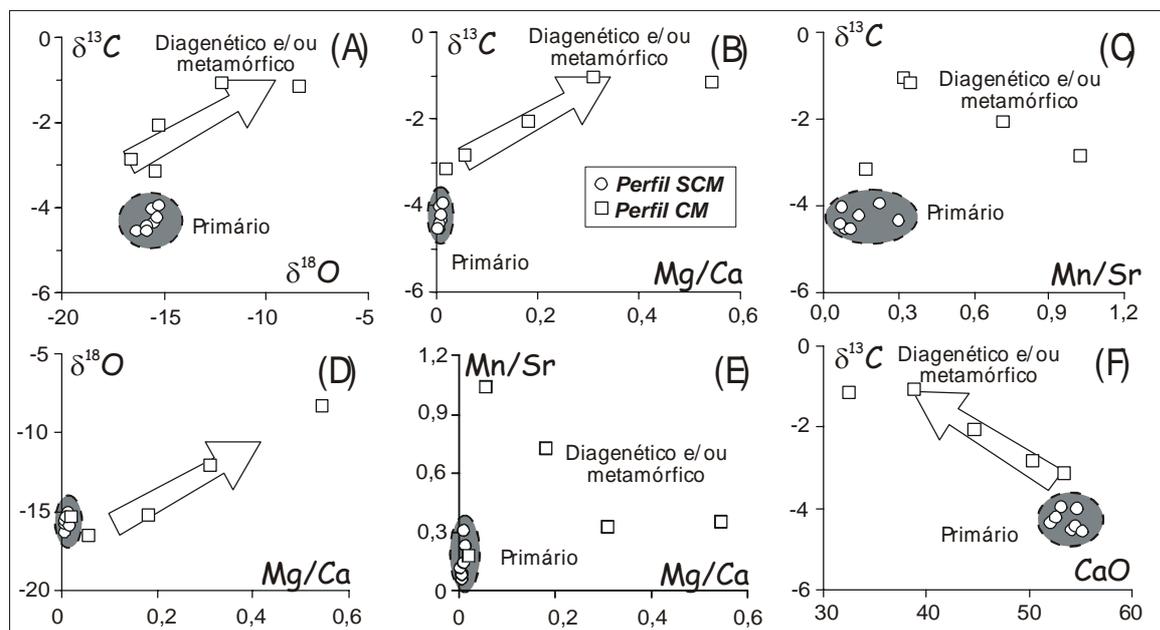


Figura 6.18 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do perfil Serra do Cruzeiro da Maniçoba e Cruzeiro da Maniçoba, com o objetivo de seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos. Setas definem trends de alteração isotópica.

6.3 – ASSINATURA ISOTÓPICA DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ DOS MÁRMORES DA FAIXA SERIDÓ

A composição isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi determinada para as lentes Jucurutu ($\delta^{13}\text{C}$ entre +8,5 a +10‰PDB) e Messias Targino ($\delta^{13}\text{C}$ entre +2,3 a +3,7‰PDB), intercaladas na Formação Jucurutu, e as lentes São Mamede ($\delta^{13}\text{C}$ variando de +8,9 a +10,7‰PDB) e Serra do Cruzeiro da Maniçoba ($\delta^{13}\text{C}$ de -4,0 a -4,6‰PDB), intercaladas na Formação Seridó.

Os perfis Jucurutu, Messias Targino e São Mamede, apesar de apresentarem uma composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ distinta (perfil MT e JUC) ou ocorrerem como intercalações em diferentes formações, (perfil SAM), apresentam aproximadamente a mesma composição isotópica de Sr (razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7074 e 0,7075, com apenas com uma amostra do perfil JUC com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7081$ - tabela 6.10). No perfil Serra do Cruzeiro da Maniçoba, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são mais elevadas e variáveis com valores compreendidos entre 0,7077 a 0,7094 (tabela 6.10).

Tabela 6.10 – Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de mármore intercalados na Formação Jucurutu e Seridó.

| FOMAÇÃO JUCURUTU | | | | FORMAÇÃO SERIDÓ | | | |
|------------------|---------------------------------|-----------------|---------------------------------|-----------------|---------------------------------|-------------------|---------------------------------|
| JUCURUTU | | MESSIAS TARGINO | | SÃO MAMEDE | | S. C. DA MANIÇOBA | |
| Amostra | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Amostra | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Amostra | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Amostra | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ |
| JUC-02 | 0,70740 ± 2 | MT-01 | 0,70741 ± 4 | SAM-08 | 0,70749 ± 5 | SCM-1 | 0,70860 ± 8 |
| JUC-05 | 0,70750 ± 8 | MT-03 | 0,70739 ± 4 | SAM-10 | 0,70741 ± 4 | SCM-2 | 0,70831 ± 6 |
| JUC-15 | 0,70745 ± 8 | MT-05 | 0,70749 ± 8 | SAM-11 | 0,70744 ± 4 | SCM-3 | 0,70779 ± 5 |
| JUC-18 | 0,70746 ± 6 | MT-08 | 0,70745 ± 5 | SAM-13 | 0,70756 ± 4 | SCM-4 | 0,70797 ± 5 |
| JUC-19 | 0,70751 ± 7 | MT-10 | 0,70744 ± 5 | SAM-15 | 0,70740 ± 5 | SCM-5 | 0,70945 ± 8 |
| JUC-21 | 0,70741 ± 8 | MT-12 | 0,70741 ± 6 | | | SCM-6 | 0,70772 ± 5 |
| JUC-26 | 0,70747 ± 4 | MT-14 | 0,70742 ± 4 | | | SCM-7 | 0,70804 ± 4 |

| | | | |
|--------|-----------------|-------|-----------------|
| JUC-28 | $0,70745 \pm 5$ | MT-16 | $0,70753 \pm 4$ |
| JUC-29 | $0,70742 \pm 6$ | | |
| JUC-31 | $0,70746 \pm 4$ | | |
| JUC-33 | $0,70814 \pm 8$ | | |

A diferença da composição do perfil SCM é bem caracterizada na figura 6.20, que ilustra as principais correlações geoquímicas utilizadas para seleção de amostras para estudos químioestratigráficos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A correlação entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (figura 6.19A e C) demonstra que apesar da preservação da assinatura isotópica de C e uma homogeneização de $\delta^{18}\text{O}$, há um enriquecimento pós-deposicional da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas amostras do perfil SCM. A pequena variação da razão Mg/Ca, somada a conservação da assinatura primária de $\delta^{13}\text{C}$, exclui como processo de alteração reações de descarbonatação. Entretanto, as correlações positivas das figuras 6.19B e D, indicam claramente a remoção de Sr durante o metamorfismo.

Durante o metamorfismo de rochas carbonáticas podem ser introduzidos Mn e Sr radiogênico e retirados Sr, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Alterações da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ também pode ocorrer por transporte de fluídos, por advecção ou difusão, sem que haja necessariamente modificações nas razões Rb/Sr (Melezhik *et al*/ 2001). Nos mármore do perfil SCM, a retirada de Sr, o enriquecimento em Sr radiogênico, bem como a preservação da assinatura isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, sugere como responsáveis pelo enriquecimento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a percolação de fluídos metamórficos enriquecidos em água, como já discutido no item anterior.

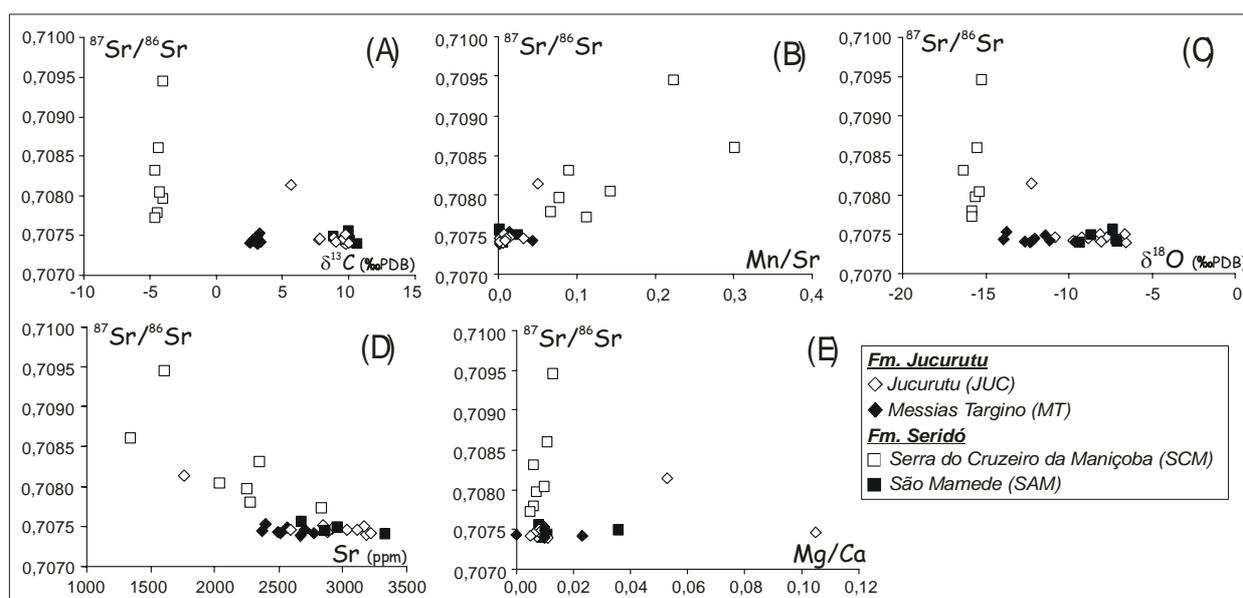


Figura 6.19 – Correlações geoquímicas aplicadas aos mármore do Grupo Seridó para seleção de amostras para estudos químioestratigráficos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

No perfil Jucurutu a amostra JUC-33 apresenta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anormalmente elevada (figura 6.19). O enriquecimento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desta amostra provavelmente relaciona-se à liberação de Sr radiogênico dos minerais silicáticos formados durante o metamorfismo por reações de descarbonatação.

No perfil SCM, apesar do enriquecimento geral em Sr radiogênico, o aumento gradativo da razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indica diferentes graus de alteração isotópica. Observando a distribuição das amostras nos diagramas da figura 6.19, e comparando-as à composição isotópica dos demais perfis, observa-se que a alteração isotópica foi incipiente nas amostras com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7080$. Por este

motivo, e pela comparação a composição das amostras do perfil SAM, amostras com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7080$ do perfil SCM, não serão excluídas dos estudos químioestratigráficos apresentados no capítulo VII.

CAPÍTULO VII - RECONSTRUÇÕES PAELOAMBIENTAIS E IDADE DE SEDIMENTAÇÃO DOS MÁRMORES DA FAIXA SERIDÓ

Várias pesquisas têm sido realizadas ao longo das últimas décadas na Faixa Seridó. Alguns dos principais trabalhos, bem como as principais idéias vigentes, encontram-se listados e sumarizados no capítulo III. Neste capítulo, é feita uma discussão sobre paleoambiente e idade de deposição das supracrustais da Faixa Seridó, baseada em dados geoquímicos, estruturais e isotópicos, disponíveis na literatura, e na quimioestratigrafica isotópica de C e Sr.

7.1 - PALEOAMBIENTE PARA SEDIMENTAÇÃO DOS METASSEDIMENTOS DA FAIXA SERIDÓ

A partir da definição de *associações protectônicas* (segundo os critérios de Willey e Tarney 1986, Condie 1989), Jardim de Sá (1994) reconhece na Formação Jucurutu uma associação do tipo quartzito-pelito-carbonato (QPC), pela ocorrência associada de mármores, formações ferríferas e a tendência calcítica-quartzítica dos paragneisses. Associações do tipo QPC, estão relacionadas a ambiente marinho raso e fonte siálica, quer seja em bacias intracratônicas, margens de rifts continentais, margens continentais passivas e margens continentais de bacias pós-arco. A Formação Equador, segundo Jardim de Sá (1994), representaria a fração terrígena do ambiente marinho raso em que se depositou a Formação Jucurutu, ainda numa associação QPC.

Não há discordância na literatura da região acerca da natureza marinha rasa dos metassedimentos da Formação Jucurutu e Equador. Jardim de Sá (1994) atribui a deposição da Formação Jucurutu e Equador a um ambiente extensional (rift continental evoluindo até uma margem do tipo passiva), enquanto Caby *et al* (1995) correlaciona-os a depósitos cratônicos a pericratônicos.

Os micaxistos da Formação Seridó (considerando uma sedimentação contínua para o Grupo Seridó) são interpretados por Jardim de Sá (1994), como um espesso pacote de turbiditos pelas feições sedimentares (estratificação gradacional, continuidade lateral dos estratos e estruturas de slump). Turbiditos, em geral, estão relacionados a ambientes marinhos, num contexto de margem continental passiva (depósitos de plataforma distal ou talude). Entretanto, baseado na ocorrência de estruturas contracionais e geoquímica de elementos maiores e traços, Jardim de Sá (1994) interpreta-os como depósitos flyschóides (associação grauvasca-greenstone com predomínio do componente sedimentar), marcando a inversão da bacia.

Caby *et al* (1995) consideram a sedimentação da Formações Jucurutu e Equador como contínuas, mas atribuem um hiato de tempo para a deposição da Formação Seridó (≈ 1.0 Ga ?). A sedimentação da Formação Seridó, é relacionada a aberturas de bacias intracontinentais.

Carbonatos não-marinhos apresentam composições de $\delta^{13}\text{C}$ variáveis, em resposta a variações na taxa de CO_2 pela respiração das plantas e pela oxidação de fragmentos de plantas no solo (Faure, 1986). Por outro lado, carbonatos marinhos, com mesma idade, apresentam composição $\delta^{13}\text{C}$ muito próximas, e não há relação entre variação de fácies e composições isotópica de C (Kauffman e Knoll 1995). Variações de $\delta^{13}\text{C}$ ocorrem, em carbonatos marinhos, em respostas a fenômenos globais que provocam desequilíbrios no ciclo do carbono, conforme já discutido no Capítulo IV (item 4.1.1).

A maioria dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ das lentes da Formação Jucurutu encontram-se na faixa de +8,3 a +11,8‰PDB (Jucurutu, Jucurutu-A, Caicó-Jardim do Seridó, Várzea-São João do Sabugi e Ipueira), apesar das localizações geográficas distinta e das variações composicionais/mineralógicas. Isso demonstra uma sedimentação carbonática espacial e temporalmente homogênea na Faixa Seridó, e confirma um ambiente marinho para a deposição dos calcários.

As diferenças nos intervalos da composição de $\delta^{13}\text{C}$ das lentes Almino Afonso, São Rafael e Messias Targino caracterizam mais de um nível estratigráfico para as intercalações de mármore na Formação Jucurutu, conforme já mencionado por Jardim de Sá (1994). A correlação com perfis estratigráficos realizados por Jardim de Sá (1994) na região de São José do Sabugi e Ipueira, permitiram caracterizar as lentes Várzea-São João do Sabugi e Ipueira como as mais antigas, e por analogia com a composição isotópica de C, as lentes Caicó-Jardim do Seridó e Jucurutu. A lente Almino Afonso (+6,7 a +8,7‰PDB) representaria um nível intermediário e as lentes São Rafael e Messias Targino, os níveis estratigráficos superiores ($\delta^{13}\text{C}$ entre +0,73 a +3,8‰PDB).

Na Formação Seridó, os intervalos da composição de $\delta^{13}\text{C}$ também demonstram a existência de mais de um nível estratigráfico. Por correlação com os valores observados na Formação Jucurutu (diminuição gradativa dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em direção ao topo) a lente São Mamede ($\delta^{13}\text{C} = +8,9$ a +10,7‰PDB) representaria a base da Fm. Seridó e a lente Serra do Cruzeiro da Maniçoba ($\delta^{13}\text{C} = -4$ a -4,6‰PDB) representaria um nível estratigráfico mais elevado.

A hipótese de Caby *et al* (1995) da presença de um hiato de tempo ($\approx 1,0$ Ga) entre a deposição da Formação Jucurutu/Equador e a Formação Seridó, não tem respaldo nos estudos químioestratigráficos de C. A diminuição gradativa nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em direção ao topo, nas duas formações, sugere uma sedimentação contínua para o Grupo Seridó e uma contemporaneidade, durante um certo intervalo de tempo, entre a sedimentação dos níveis carbonáticos estratigraficamente superiores da Formação Jucurutu e o calcários basais da Formação Seridó.

7.2 – IDADE DE SEDIMENTAÇÃO DOS CALCÁREOS JUCURUTU

A idade das rochas supracrustais da Faixa Seridó têm sido investigada, através das últimas décadas, por diversos estudos geocronológicos em suas diferentes litologias. Uma tentativa para datação para as rochas supracrustais da Faixa Seridó, foi realizada por Jardim de Sá (1994) através da metodologia Sm/Nd nas rochas metavulcânicas básicas das Formações Jucurutu e Seridó. As idades calculadas pelo método isocrônico foram extremamente elevadas e discordantes (3027 ± 525 Ma e 1399 ± 110 Ma, respectivamente Fm Jucurutu e Seridó) e idades modelos (t_{CHUR}) chegaram até a fornecer valores futuros.

Datação indireta das rochas supracrustais foi realizada por Macedo *et al.* (1984), Jardim de Sá *et al.* (1987), Legrand *et al.* (1991) e Jardim de Sá *et al.* (1995), através de estudos Rb-Sr (rocha total), U-Pb e Pb-Pb (zircões) em ortognaisses graníticos, tido como intrusivos no Grupo Seridó. Os diferentes métodos forneceram idade aproximada de 2,0 a 1,9 Ga. Entretanto as relações de intrusão têm sido questionada devido ao não reconhecimento das relações originais entre as diferentes litologias (contatos em geral marcados por zonas de cisalhamento - Archanjo e Legrand 1997).

Estudos isotópicos de Nd forneceram idade modelo (T_{DM}) entre 1,6 a 1,2 Ga para as Formações Jucurutu e Seridó, e um idade mínima Mesoproterozóica foi atribuída para as rochas supracrustais (Van Schmus *et al.* 1996). Essa hipótese foi reforçada por idades U-Pb de 1,75 Ga obtidas em zircões detríticos dos paragneisses Jucurutu (Van Schmus *et al.* 1995b e 1986). A datação de zircões detríticos dos micaxistos Seridó, entretanto, forneceram idades mais jovem, e indicam a contribuição com 0,65 Ma (Van Schmus *et al.* 2000)

Apesar do volume de dados radiogênico na Faixa Seridó, ainda há discussões sobre a idade das supracrustais. Os dados isotópicos de Nd e U-Pb nos metassedimentos apontam uma idade inferior a 1,2 Ga para deposição da Fm. Jucurutu e inferior a 0,65 Ga para a Fm. Seridó. Alguns autores questionam essas idades e tendem a atribuí-las ao produto do metamorfismo (re-equilíbrios no sistema Sm-Nd e zircões metamórficos).

Em situações como a da Faixa Seridó, onde a tectônica, metamorfismo e a própria natureza das rochas supracrustais (predomínio de metassedimentos), dificultam a datação das rochas supracrustais por métodos radiogênicos, a químioestratigrafia de C e Sr pode auxiliar na determinação de idades. A determinação da idade de sedimentação de rochas carbonáticas metamorfisadas, tem sido possível através da correlação entre a composição isotópica da rocha e o trends de variação secular dos isótopos nos oceanos (Melezhik *et al.* 2001, Azmy *et al.* 2001).

Vários *trends* de variação secular de C estão disponíveis na literatura (Benner 1989, Narbone *et al.* 1994, Kaufman e Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Hoffman *et al.* 1998, Jacobsen e Kaufman 1999, Kha *et al.* 1999). Numa primeira análise a composição isotópica de C dos mármore da Faixa Seridó são plotados na curva proposta por Hoffman *et al.* (1998) por englobar a variação de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos marinhos de 2.5 Ga até o presente (figura 7.1).

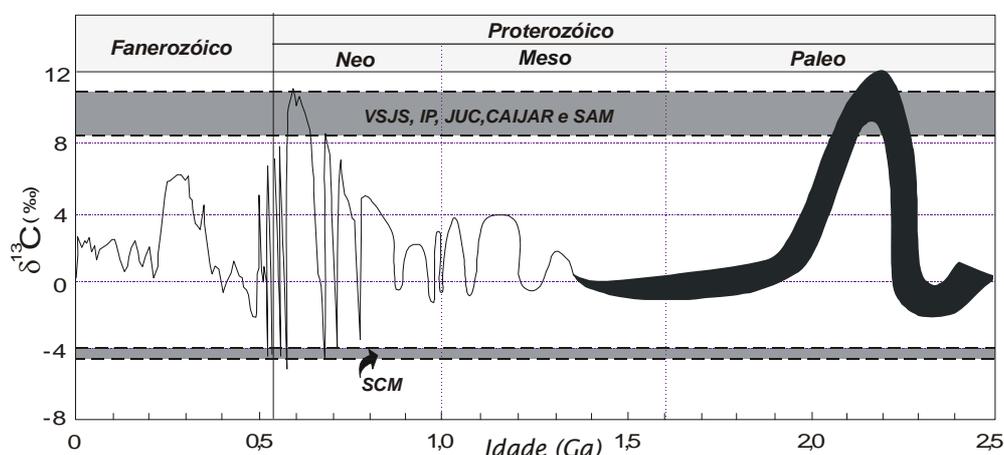


Figura 7.1 – Variação secular em $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) de carbonatos de 2,5 Ga ao presente. Modificado de Hoffman *et al.* (1998), com o Mesoproterozóico segundo Kha *et al.* (1999).

Correlacionando as composições isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ das lentes estudadas com o *trend* de variação secular da figura 7.1, observa-se que as lentes mais enriquecidas em ^{13}C , cortam a curva no Neo e Paleoproterozóico, mas valores de $\delta^{13}\text{C} < -4\text{‰PDB}$ (lente SCM) são restritos ao Neoproterozóico. O decréscimo estratigráfico dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ de $+10,7\text{‰PDB}$ a $-4,6\text{‰PDB}$ ($+8,9$ a $+10,7\text{‰PDB}$ na lente SAM e $-4,0$ a $-4,6\text{‰PDB}$ no perfil SCM), também é característico do Neoproterozóico (único período em que se observa uma oscilação dessa magnitude). Essas características excluem uma idade Paleoproterozóica para as supracrustais da Faixa Seridó, conforme proposto por Jardim de Sá (1978, 1988, 1994), e são contudentes como uma idade Neoproterozóica.

Um zoom do Neoproterozóico da figura 7.1 (*trend* proposto por Hoffman *et al.* 1998) é apresentado na figura 7.2, e para efeito de comparação com o *trend* proposto por Azmy *et al.* (2001). As áreas verticais ilustram o intervalo de composição das lentes amostradas e as áreas horizontais o intervalo de idade inferido para deposição dos mármore.

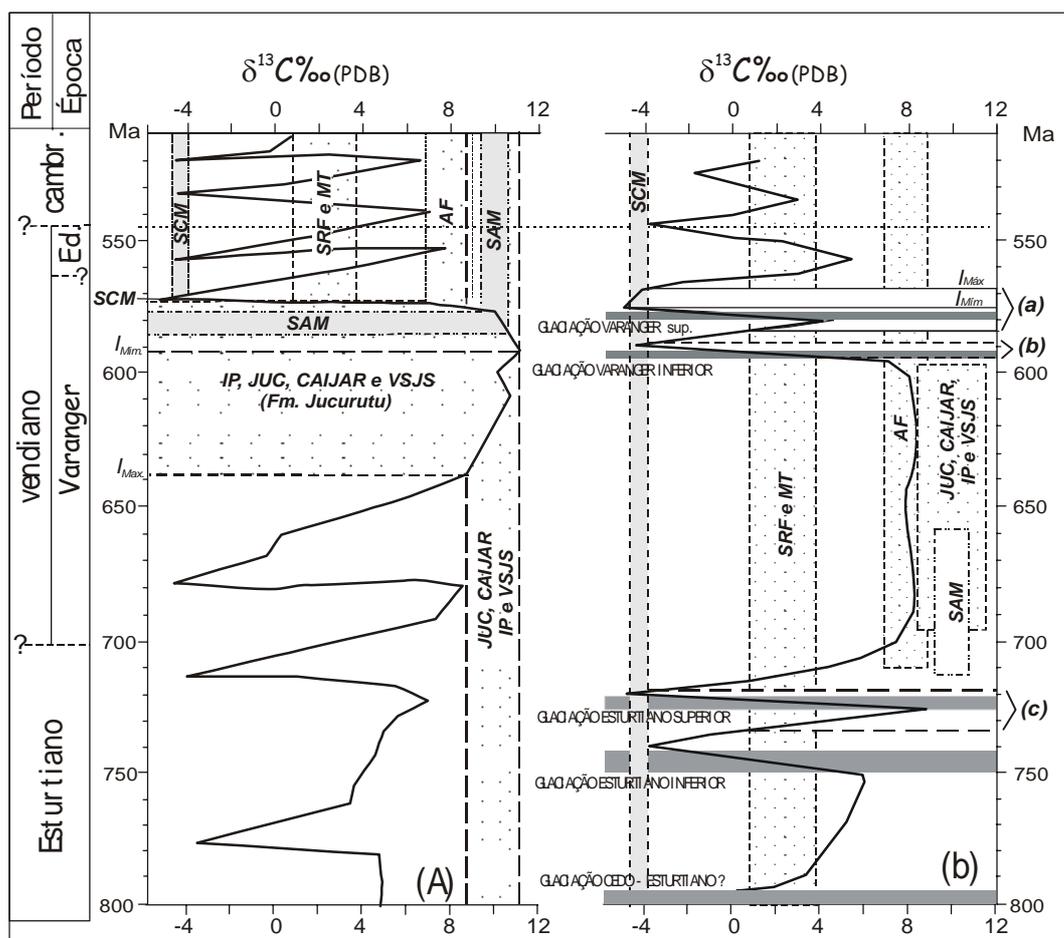


Figura 7.2 – Trends globais da variação de C durante o Neoproterozóico. Curva da esquerda, segundo Hoffman *et al.* (1998), e direita, Azmy *et al.* (2001), com principais eventos glaciais. Áreas pontilhadas, composição dos perfis da Fm. Jucurutu, áreas em cinza, Fm. Seridó. $I_{\text{Máx}}$ = idade máxima considerando que $\delta^{13}\text{C}$ varia de $+8,4$ a $+11,8\text{‰PDB}$ e $I_{\text{Mín}}$ = idade mínima considerando que $\delta^{13}\text{C}$ varia de $+11,8$ a $+8,4\text{‰PDB}$.

A interseção entre as composições isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ das lentes Várzea-São João do Sabugi, Ipueira, Jucurutu e Caico-Jardim do Seridó (VSJS, IP, JUC e CAIJAR) com o *trend* global proposto por Hoffman *et al.* (1998), indicam um intervalo máximo de idade de 640 a 570 Ma para deposição dos carbonatos (figura 7.2- I_{max}). Esse intervalo é considerado como máximo, utilizando a variação crescente de +8,4 a +11,8‰PDB. Entretanto, devido à presença freqüente de amostras alteradas mascarando o *trend* do perfil, não foi possível caracterizar um aumento estratigráfico de $\delta^{13}\text{C}$ (ver capítulo VI – figura 6.7). Considerando uma variação decrescente de $\delta^{13}\text{C}$ nas lentes estudadas, uma tendência geral em todo o Grupo Seridó, o intervalo de idade para deposição dos carbonatos seria menor, aproximadamente entre 590 a 570 Ma (figura 7.2 - I_{min}).

Os perfis Almino Afonso, São Rafael e Messias Targino (AF, SRF e MT) por representem os níveis estratigráficos mais elevados da Formação Jucurutu, considerada-se apenas a interseção superior com curva de $\delta^{13}\text{C}$. Devido a inclinação íngreme da curva, apesar da ampla variação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (+8,7 a +0,73‰PDB) o intervalo de idade para deposição dos mármore encontra-se entre 580 a 570 Ma (aproximadamente entre 578 e 573 Ma – figura 7.2A).

A interpretação da lente São Mamede (SAM) como intercalação basal na Formação Seridó, é confirmada na figura 7.2A quando compara à composição isotópica da lente SCM. O intervalo de idade estimado para deposição destes carbonatos é aproximadamente entre 585 a 577 Ma. Para esta lente, também foi considerado apenas o intercepto superior com a curva de variação global de $\delta^{13}\text{C}$, em consequência ao empilhamento estratigráfico da Formação Seridó sobre a Formação Jucurutu.

A lente Serra do Cruzeiro da Maniçoba (SCM) marcaria o final de sedimentação carbonática na Faixa Seridó. Como visto na figura 7.1, composições similares de $\delta^{13}\text{C}$, são encontradas apenas no Neoproterozóico. A idade estimada para a deposição dos carbonatos SCM, utilizando o *trend* de Hoffman *et al.* (1998), é superior a 570 e inferior a 575 Ma (aproximadamente 573 Ma - figura 7.2A)

O *trend* de variação global de C para o Neoproterozóico apresentado por Azmy *et al.* 2001, não apresenta uma boa correlação com os mármore do Grupo Seridó (figura 7.2B). A maioria das lentes estudadas apresentam composições de $\delta^{13}\text{C} > +8\text{‰PDB}$ e as composições isotópicas de C, apresentadas por Azmy *et al.* (2001), para o Neoproterozóico, são inferiores a estes valor. Uma estratigrafia entre as lentes também não é possível de definir, como na figura 7.2A. Considerando apenas as lentes menos enriquecidas em ^{13}C , três intervalos de idades (próximas aos três últimos eventos glaciais), poderiam ser atribuídas aos carbonatos da Faixa Seridó, segundo o *trend* de Azmy *et al.* (2001): (a) \approx 730 a 720 Ma; (b) 600 e 590 Ma e (c) 585 a 570 (I_{Min}) ou 585 a 575 Ma (I_{Max}). Apesar das diferenças entre as curvas, os intervalos de idade (b) e (c) coincidem os aproximadamente com a idade máxima definida na figura 7.2A (640 a 573 Ma).

As relações estratigráficas esquemáticas do Grupo Seridó são ilustradas figura 7.3, em vários perfis realizados por Jardim de Sá (1994). A situação mais comum é observada na coluna (A) onde o quartzito Equador encontra-se entre as Formações Jucurutu e Seridó. Variações desta situação são observadas em (B) e (D), quartzito Equador na parte superior da Formação Jucurutu, e a ocorrência de paragneisses acima do mesmo; ou ainda em (C), quartzito no base da Formação Seridó, com lentes de micaxisto abaixo deste. Na coluna (F) o quartzito Equador encontra-se ausente e em (E) um segundo e espesso nível de quartzito é observado na base da coluna. Ao longo das várias seções, os mármore

Jucurutu ocorrem em mais de um nível estratigráfico. Em (G), a acomodação das várias relações estratigráficas incorporando mudanças laterais de fácies.

Os contatos interdigitados entre as diversas formações do Grupo Seridó, ilustrado na figura 7.3, permite visualizar a contemporaneidade entre a deposição de lentes de mármore do topo da Formação Jucurutu e a lente da base da Formação Seridó (ver intervalos de idades para a lente SAM e AF na figura 7.2A).

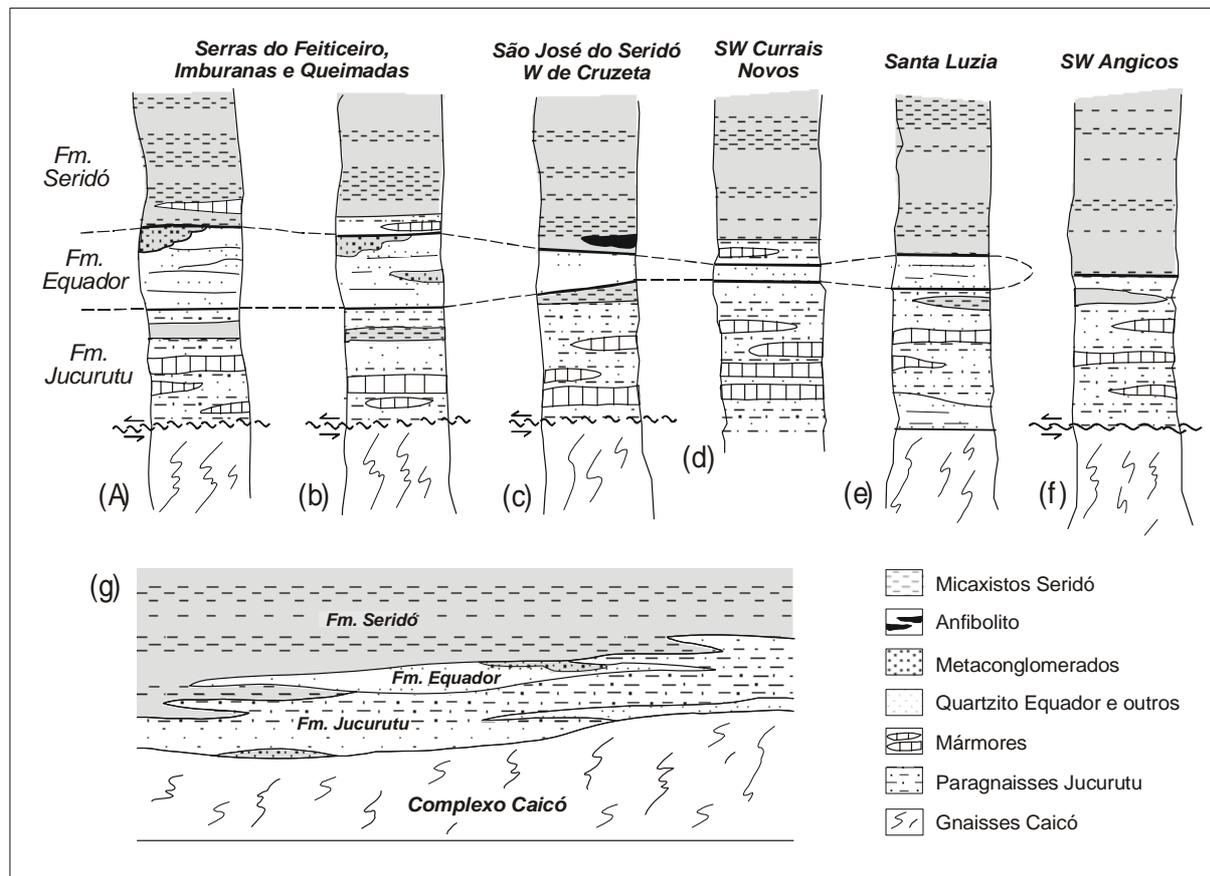


Figura 7.3 – Relações estratigráficas da Faixa Seridó, segundo Jardim de Sá (1994)

O *trend* de evolução secular de $\delta^{13}\text{C}$ de Hoffman *et al.* (1998) permite, além da utilização de todas as lentes estudadas na definição da idade de deposição (em Azmy *et al.* 2001, mais de 50% das lentes não são consideradas), definir a estratigrafia interna de cada Formação, bem como o intervalo de tempo em que houve a deposição contemporânea entre as Formações Jucurutu e Seridó. A junção de todos os argumentos citados caracterizam o *trend* de variação secular proposto por Hoffman *et al.* (1998) como o que melhor reflete as condições de sedimentação da Faixa Seridó.

As composições isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ concordam com uma idade Neoproterozóica para os mármore da Faixa Seridó. Razões de 0,7074 a 0,7079, em rochas Precambrianas, são características do Neoproterozóico. A figura 7.4 compara as idades inferidas por $\delta^{13}\text{C}$ e por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as lentes Jucurutu e Messias Targino (JUC e MT), intercaladas na Formação Jucurutu, e São Mamede e Serra do /cruzeiro da Maniçoba (SAM e SCM), intercaladas na Formação Seridó. Duas curvas da evolução

isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ utilizadas, a curva tracejada, extraída de Azmy *et al* (2001) e a curva contínua de Melezhik *et al.* (2001).

A composição isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fornece intervalos de idade mais estreito, entre 610 a 595 segundo o *trend* de Melezhik *et al.* (2001) e 580 a 575 segundo o *trend* global de Azmy *et al.* (2001). Em ambos os casos as idades obtidas encontram-se inclusas no intervalo de idade máximo fornecido pela químioestratigrafia de C (640 a 573 Ma). Entretanto se considerando a idade mínima para o Grupo Seridó (590 a 573 Ma), as idades inferidas através do trends de Azmy *et al* (2001) se aproxima mais do intervalo de idade inferido pela químioestratigrafia de C.

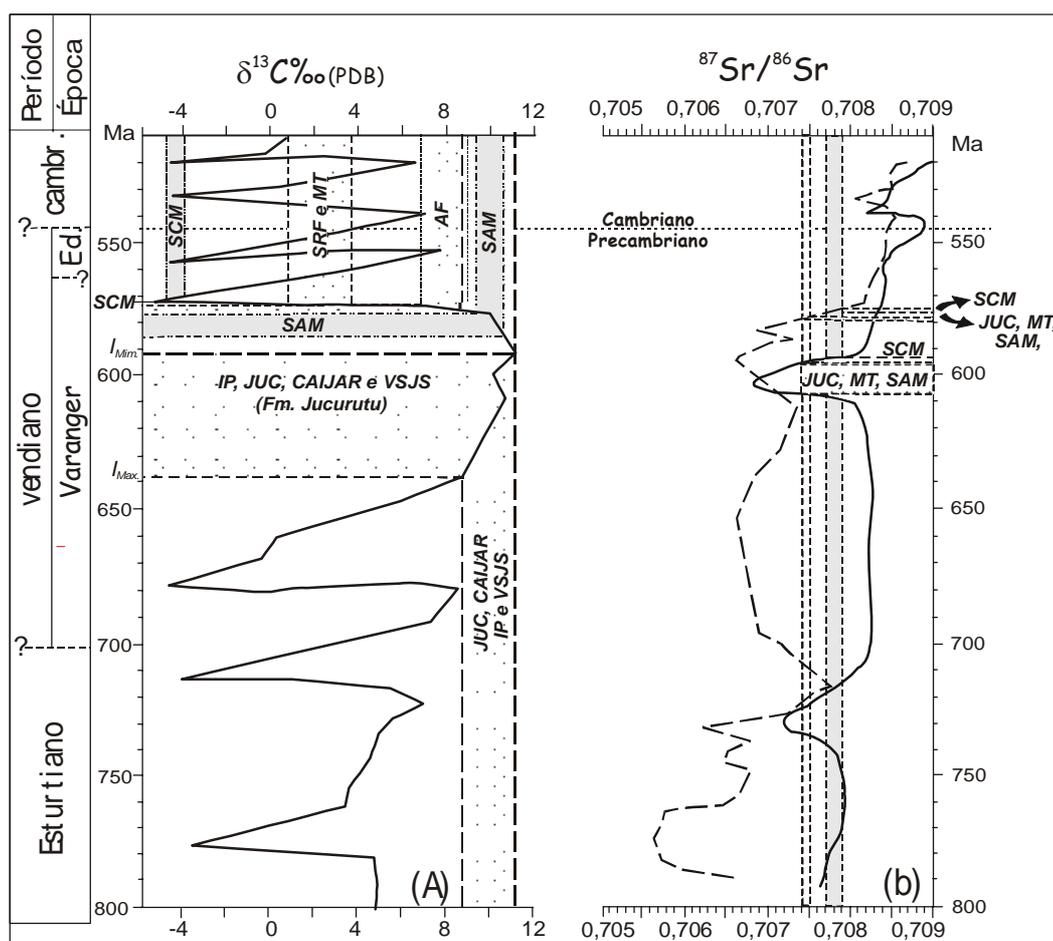


Figura 7.4 – Trends globais da variação de C (A) e Sr (B) para Neoproterozóico, segundo Hoffman *et al.* (1998) em (A), Azmy *et al* (2001) e Melezhik *et al* (2001) em (B), curvas tracejada e contínua, respectivamente. Áreas pontilhadas, composição dos perfis da Fm. Jucurutu, áreas em cinza, Fm. Seridó. I_{Max} = idade máxima considerando que $\delta^{13}\text{C}$ das lentes JUC, CAIJAR, VSJS e IP, varia de +8,4 a +11,8‰PDB e I_{Min} = idade mínima considerando que $\delta^{13}\text{C}$ varia de +11,8 a +8,4‰PDB.

As diferenças nas idades de deposição dos carbonatos da Faixa Seridó obtidas pela químioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, podem ser resultado da diferença do tempo de residência de Sr e C nos oceanos. O tempo de residência do Sr é estimado em ≈ 4 Ma (Kaufman e Knoll, 1995), enquanto que o tempo do C é $\approx 10^5$ anos (Kump e Arthur 1999). Um tempo de residência tão curto para o C, implica que as variações nas razões isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ dos oceanos são sensivelmente mais perceptíveis, e mais facilmente registradas que as variações na composição de Sr (Jacobsen e Kaufman 1999).

Com base nos estudos químioestratigráficos de C e Sr, resumidos na figura 7.4, a idade de sedimentação das rochas carbonáticas do Grupo Seridó, e por inferência, das supracrustais da Faixa Seridó, estaria no intervalo máximo de 640 a 570 Ma e mínimo de 590 a 570 Ma.

7.3 – OS VALORES NEGATIVOS DE $\delta^{13}\text{C}$ NOS MÁRMORES SERIDÓ

O Neoproterozóico é marcado por excursões positivas-negativas de $\delta^{13}\text{C}$. Estas excursões têm sido observadas em carbonatos subjacentes e sobrejacentes (*cap* carbonatos) aos depósitos glaciais. A íntima associação de depósitos glaciais com carbonatos de água quente foi observado em várias partes do mundo gerando a hipótese de eventos glaciais globais, denominados de *Snowball Earth* (Knoll et al. 1986, Hoffman et al. 1998a e b, Kaufman et al. 1997, Kennedy et al. 1998, Jacobsen e Kaufman 1999, entre outros)

Várias hipóteses têm sido levantadas para explicar as excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos associados ao depósitos glaciais (Knoll et al. 1996, Kennedy 1996; Kaufman et al. 1997, Hoffman et al. 1998a,b). Segundo Jacobsen e Kaufman (1999) durante o evento glacial, o fluxo continental de C cessaria, a produtividade nos oceanos tornaria próxima de zero, afetando o fluxo de carbono orgânico soterrado, e o resultado seria as anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}$ (valores próximo ao do manto, -5‰PDB) nos carbonatos subjacentes aos depósitos glaciais e em *cap* carbonatos. Baseado em perfis de C e Sr de carbonatos Neoproterozóicos e no tempo de residência destes elementos na água do mar, Jacobsen e Kaufman (1999) calculam a duração de glaciações Neoproterozóicas em $\approx 0,3$ a 1 Ma.

Um problema na íntima associação entre excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ e glaciações globais tem sido a curta duração dos eventos glaciais. Em Hoffman et al (1998) com base na estimativa máxima da taxa de subsidência o tempo mínimo para acomodar a excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos do Grupo Otavi é calculado como sendo aproximadamente 9,2 Ma. Este tempo excede, em alguns milhões de anos o tempo limite calculado para os eventos glaciais segundo Jacobsen e Kaufman (1999).

Screenivas e Sharma (2001) questionam a íntima associação entre excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ e glaciações Neoproterozóicas. Citam como exemplo o tempo estimado para a deposição do Grupo Otavi, a excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ ($\approx -4\text{‰PDB}$) no limite Pre-cambriano e a ausência de evidências de extensiva glaciação, e utiliza como exemplo a ausência de excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ nas glaciações do final do Carbonífero-Permiano ($\delta^{13}\text{C} -2$ a $+6\text{‰PDB}$) e Carbonífero-Permiano ($+2$ a $+6\text{‰PDB}$). Segundo estes autores as excursões negativas poderiam ser explicadas através do modelo de oceano estratificado (Knoll et al. 1996).

Exceto para a região do Atlântico Norte, todas as sucessões Neoproterozóicas mostram evidência litoestratigráfica de apenas dois eventos glaciais para o Neoproterozóico (Kennedy et al. 1998). A inferência de quatro ou cinco eventos glaciais, para esse período, tem sido proposta principalmente pela excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ (Screenivas e Sharma 2001). Kaufman et al. (1997), observa na porção intermediária a superior da Formação Sheepbed, mudanças na composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ de valores positivos para negativos, retornando a positivos no topo da seqüência. Embora os autores não tenham observado a presença de depósitos glaciais, os mesmos atribuem a mudança negativa na composição de $\delta^{13}\text{C}$ como produto da glaciação Varanger Superior. Screenivas e Sharma

(2001) cogita que as excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ para o Esturtiano e Vendiano podem resultar de diferentes processos, e a íntima correlação entre excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ e glaciações, no Neoproterozóico, pode ser equivocada.

Valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$ -4 a $-4,6\text{‰PDB}$) são observados na lente SCM intercalada na Formação Seridó (figura 7.2). Estes valores são próximos aos encontrados em carbonatos subjacentes a depósitos glaciais ou *cap* carbonatos no Neoproterozóico. Correlacionar os valores encontrados no perfil SCM com a Glaciação Varanger Superior (figura 7.2) esbarra na ausência de depósitos glaciais, até o momento, na Formação Seridó. A não descrição deste tipo de depósito na Formação Seridó não implica, necessariamente, numa inexistência do mesmo. É necessário uma investigação de campo mais detalhada, que possibilite excluir ou caracterizar a Glaciação Varanger na Faixa Seridó.

CAPÍTULO VIII – CONTEXTO GEOTECTÔNICO E CONCLUSÕES

Os estudos quimioestratigráficos de C e Sr, em mármore do Grupo Seridó, indicam o intervalo máximo 640 a 570 Ma e mínimo de 590 a 570 Ma para a deposição das supracrustais. Essas idades vão de encontro aos modelos de evolução geodinâmica até então propostos para a Faixa Seridó.

Jardim de Sá (1994) atribui uma idade Paleoproterozóica para a Faixa Seridó e uma evolução políclica para a mesma. A evolução geodinâmica Paleoproterozóica é inferida com base em feições litoestratigráficas e geoquímicas das rochas vulcânicas associadas. O vulcanismo da Formação Jucurutu estaria relacionado a um ambiente extensional, marcando a fase de abertura de um *rift* intracontinental, com extração de magmas a partir de um manto litosférico enriquecido. A progressiva extensão e afinamento crustal/litosférico resultariam no aprofundamento da bacia e extração de vulcânicas de uma fonte mais empobrecida (possivelmente o manto astenosférico enriquecido). O *rift* evoluiria até uma margem do tipo passiva com a provável formação de um assoalho oceânico. Neste contexto, as Formações Jucurutu e Equador teriam se depositado. A Formação Seridó, seria contemporânea as primeiras estruturas de inversão da bacia, correspondendo a uma sequência do tipo *flyschóide*, e o seu vulcanismo relacionado a um contexto de crosta continental fortemente atenuada, ou mesmo rompida (etapa avançada do processo de colisão). A deformação tangencial estaria relacionada a colisão das massas continentais, consumo da litosfera oceânica e formação de sutura, e a deformação transcorrente é encarada como um evento de retrabalhamento crustal relacionada ao ciclo brasileiro.

Caby *et al.* (1995) atribuem a Faixa Seridó uma evolução monocíclica brasileira. Entretanto, estes autores atribuem um hiato de tempo de aproximadamente 1.0 Ga (?) entre a sedimentação das Formações Jucurutu e Seridó. As Formações Jucurutu e Equador teriam se depositados, em torno de 2.0 Ga, sobre um embasamento cratonizado, e a Formação Seridó, representariam depósitos turbidíticos, num ambiente de *rift*, em um período ainda impreciso (1,0 Ga ?). As estruturas contracionais e transcorrentes, são interpretadas como parte de um único regime cinemático implantado no Ciclo Brasileiro.

Os modelos apresentados acima, quando confrontados com os intervalos de idade obtidos para a sedimentação dos mármore Seridó, apresentam problemas. Idades Neoproterozóicas imprimem à Faixa Seridó uma evolução monocíclica e descaracteriza o ciclo brasileiro como um evento apenas de retrabalhamento crustal. Diante de tais constatações, cria-se a necessidade de novos modelos geodinâmicos, que agrupem os novos resultados obtidos.

A idade máxima de 640 ou 590 para a deposição do Grupo Seridó são coerentes com as datações U-Pb em zircões detriticos da Formação Seridó, que indicam uma fonte com idade de 650 Ma (van Schmus *et al.* 2000). A idade mínima de 573 Ma, para o término da deposição da Formação Seridó, necessita de comparação com os dados geocronológicos da granitogênese brasileira na Faixa Seridó.

Estudos isotópicos e geoquímicos dos corpos granitóides da Faixa Seridó, têm demonstrado uma quadro complexo de contaminação e mistura de magmas entre os granitos porfíricos e a rochas básico-intermediária associadas (Jardim de Sá *et al.* 1986, Jardim de Sá 1994). Como resultado, a

aplicação da metodologia Rb-Sr tem apresentado problemas, fornecendo idades anormalmente elevadas quando comparadas as idades U-Pb em zircões. Outro problema na datação dessas rochas é exemplificado no plúton granítico de Acari (porção central da Faixa Seridó). Embora os magmas félsicos e máficos-intermediário do granito Acari mostrem evidência, em campo, de contemporaneidade e mistura, datações dessas rochas pelo método U-Pb em zircões, forneceram idades discordante com aproximadamente 30 Ma de diferença (555 ± 5 Ma para o magma félsico e 578 ± 4 para o magma máfico - Jardim de Sá 1994).

A diferença de idade é atribuída por Jardim de Sá (1994) a uma etapa precoce de cristalização do magma máfico, em câmara magmática profunda (crosta inferior), precedente à incorporação de bolsões de magmas pelo corpo granítico em ascensão, com intrusão e cristalização final ao redor de 555 Ma.

Zircões extraídos do diorito de São João do Sabugi, fornecem idades concordantes com a do diorito de Acari (579 ± 5 e 578 ± 5) (Jardim de Sá 1994). Entretanto, no granito porfirítico de São José de Espinhara, que também apresenta feições de mistura com os magmas básicos-intermediários, as idades U-Pb em zircões são concordantes com as encontradas no plúton de Acari, 544 ± 7 Ma (Jardim de Sá 1994).

Jardim de Sá (1994) assume o intervalo de idade 580 a 550 Ma para o plutonismo granitóide brasileiro na Faixa Seridó, baseado nas idades U-Pb, acima apresentadas. Entretanto, idades mais jovens Rb-Sr são reportadas a granitóides brasileiro na Faixa Seridó. Os corpos alcalinos sin-tectônicos na porção leste da Faixa Seridó, Caxexa e Serra do Algodão, fornecem idade Rb-Sr aproximada de 536 ± 4 Ma (Nascimento *et al.* 2000). O plúton de Olivedos, associado a Zona de cisalhamento Remígio-Pocinhos (leste da Faixa Seridó), com características sin-tectônica, indica idade de cristalização de 523 ± 19 Ma (Nascimento 1998). Por fim, o corpo granítico de Monte de Gameleira, também na porção leste da Faixa Seridó, porém com características sin a tardi-tectônica, apresenta idade de 517 ± 26 Ma (isócrona Rb-Sr - McMurry *et al.* 1987)

A idade de 580 Ma parece excessivamente elevada quando comparada as demais idades da Faixa Seridó. Atribuir essa idade a intrusão dos corpos básicos-intermediário (diorito de São João do Sabugi) implicaria num intervalo de 30 Ma para a intrusão dos magmas granitos porfiríticos. As relações em campo descaracterizam esse hipótese e demonstram a contemporaneidade entre esses magmas (Jardim de Sá *et al.* 1986, Jardim de Sá 1994). Pensar numa idade de 555 Ma como intervalo superior para a granitogênese brasileira parece mais de acordo com os dados geocronológicos U-Pb e Rb-Sr. O intervalo inferior pode ser tentativamente atribuído ao granito Monte das Gameleiras (517 Ma).

A datação do evento metamórfico por Figueiredo (1992) e Figueiredo *et al.* (1992) pela metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em micas e anfibólios, sugerem a atuação de dois eventos metamórficos, um de alta temperatura com idade de 544 ± 3 Ma e o outro de baixa temperatura (natureza retrometamórfica) com idade mínima de 505-500 Ma.

Baseado na químioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos mármore, novas datações U-Pb de zircões detríticos da Formação Seridó (Van Schmus *et al.* 2000), geoquímica das rochas vulcânicas (Jardim de Sá 1994), geocronologia dos granitóides brasileiros (Jardim de Sá 1994, Nascimento 1998,

entre outros), idades dos eventos metamórficos e discussões apresentadas em Jardim de Sá (1994), um esboço preliminar para evolução geodinâmica da Faixa Seridó é discutido a seguir.

As rochas da Formação Jucurutu teriam iniciado a sua deposição num ambiente de *rift* intracontinental com extração de magmas a partir do manto litosférico, porém durante o Neoproterozóico (em torno de 640, ou num período mais jovem 590 Ma) e não no Paleoproterozóico como sugerido por Jardim de Sá (1994). A contínua abertura do *rift*, e conseqüente subida do manto astenosférico, permitiria a extração de magmas de uma fonte mais empobrecida (possivelmente o manto astenosférico), conforme sugerido por Jardim de Sá (1994).

O modelo adotado por Jardim de Sá (1994) é embasado na tectônica de placas, com o *rift* evoluindo até uma margem passiva e posterior fechamento da bacia pela colisão das duas massas continentais. A ocorrência restrita de rochas vulcânicas que evidenciem a formação de um assoalho oceânico, ausência de sutura e ausência de espessas seqüências vulcânicas cálcio-alcálica, tendem a apontar para um processo de orogênese ensialica.

Um modelo de orogênese ensialica implica na mudança de um regime extensional (*rift* continental) para um regime compressional. A subida de plumas da litosfera continental, ou correntes convectivas, produziriam um sistema de *rift* continental e causariam estabilidade e eventual deslocamento do manto litosférico denso da base da crosta. A instabilidade gravitacional culminaria com a ruptura do manto litosférico delaminado e provocaria mudanças nos esforços de extensionais para compressivos, resultando numa convergência continental (subducção tipo-A - figura 8.1).

As feições resultantes de um processo de subducção tipo-A são similares ao processo colisional, exceto pela presença de ofiolitos e vulcanismo de arco. Jardim de Sá (1994) apesar de considerar a evolução da Faixa Seridó num contexto de tectônica de placas não afasta de toda a possibilidade que a inversão da bacia/faixa tenha ocorrido devido a atuação de processos intracontinentais, do tipo subducção tipo-A.

A convergência na Faixa Seridó, quer seja por um processo de subducção tipo-A ou colisão de massa continentais num contexto de tectônicas de placas, seria marcada pelo início da deposição da Formação Seridó. A quimioestratigrafia de C, indica uma idade aproximada de 585 Ma para as intercalações de mármore basais da Formação Seridó. Essa idade pode ser tentativamente atribuída ao início do fechamento da bacia Seridó. Após a fase de convergência e extrusão lateral de blocos, os empurrões cessariam e seriam reativados pela transcorrência, imprimindo um trend NE-NE a Faixa Seridó.

Apesar da quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$ e Sr dos mármore da Faixa Seridó, indicar uma idade Neoproterozóica, com dois possíveis intervalos para a sedimentação do Grupo Seridó (640 a 570 Ma e mínimo de 590 a 570 Ma), comprovar a sedimentação contínua do mesmo (relacionada a um único ciclo de sedimentação) e a contemporaneidade durante um certo intervalo de tempo entre as Formações Jucurutu e Seridó, mais investigações são necessárias para caracterizar a evolução geodinâmica da Faixa Seridó. Identificar a fonte de 0,65 Ga para os metassedimentos da Formação Seridó; identificação de possíveis suturas para caracterização da evolução geodinâmica da Faixa Seridó num sistema de tectônica de placas ou orogênese ensialica; o intervalo da granitogênese brasileira com mais dados U-

Pb, são apenas algumas das muitas questões em aberto acerca da evolução geodinâmica da Faixa Seridó.

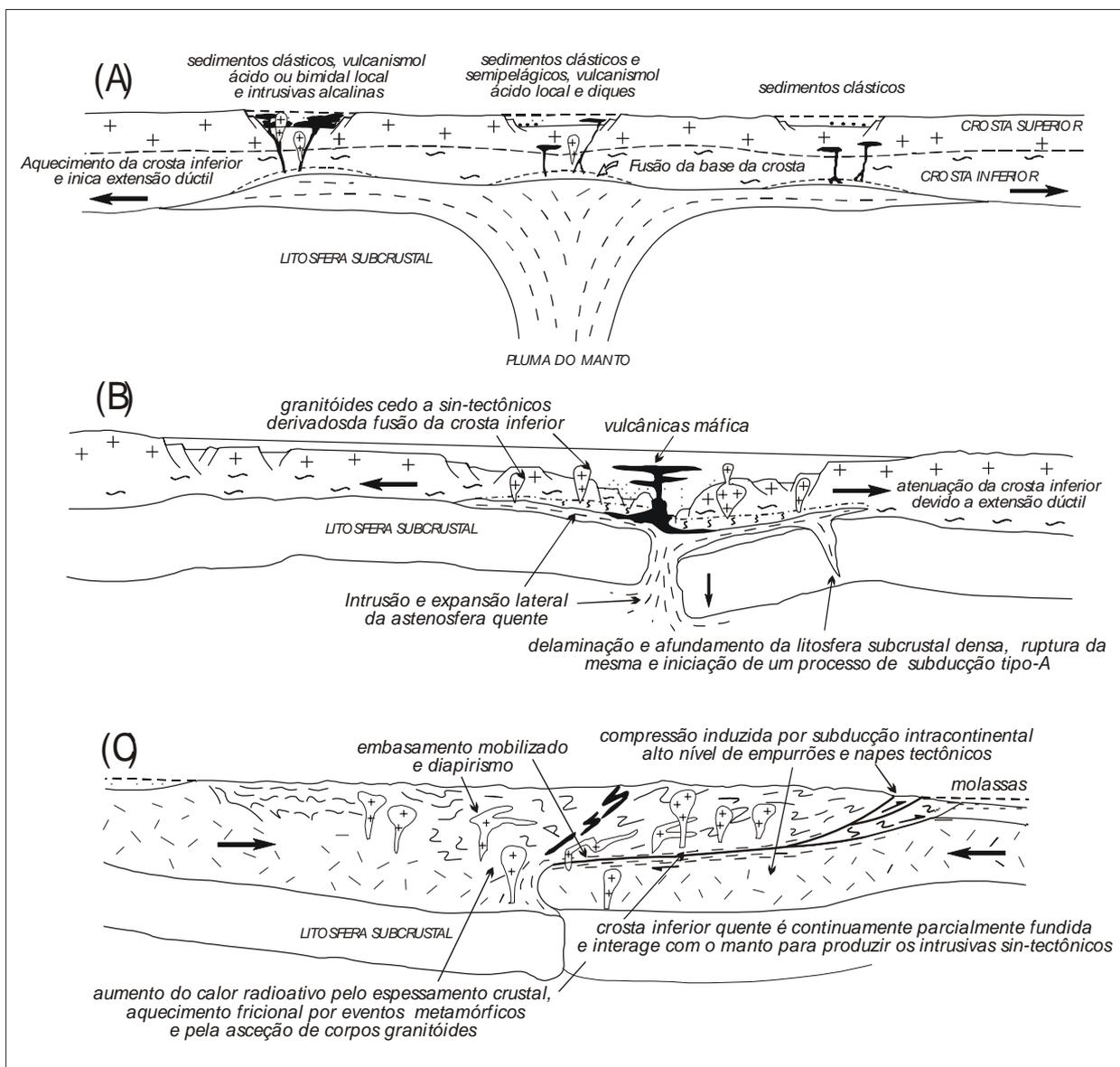


Figura 8.1 – Seção esquemática ilustrando a desenvolvimento de faixas orogênicas no final do Proterozóico, adotando um modelo tectônico pré-ciclo de Wilson. (Kröner, 1981 In: Condie 1989)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- Abreu, F.A.M.; Gama Jr., T.; Gorayeb, P.S.S.; Hasui, Y. 1988. O cinturão de cisalhamento Noroeste do Ceará. Anais 7^o Cong. Latino-Amer. Geol.: 20-34.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7: 349-364.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. Bol. IG, USP, 7: 45-80.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. Atas 8^o Simp. Geol. Nordeste: 363-391.
- Angelim, L.A.A. 1992. Relações tectono-estruturais entre o cinturão móvel Riacho do Pontal e o Grupo Chapada Diamantina. 37^o Congr. Bras. Geol., Bol. Res. Exp., 1: 305-307.
- Archanjo, C.J. & Legrand, J.M. 1997. Pre-Brasiliano orogenic evolution in the Seridó belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data. Rev. Bras. Geociências 27: 309-314.
- Archanjo, C.J. & Salim, J. 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). Atas 12^o Simp. Geol. Nordeste: 270-281.
- Archanjo, C.J., Macedo J.W.P., Galindo A.C., Araújo, M.G.S. 1998. Brasiliano crustal extensional and emplacement fabrics of the mangerite-charnockite pluton of Umarizal, North-east Brazil. Precambrian Research, 87: 19-32.
- Arthaud, M.H. 1986. A falha de Tauá (CE), zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo de rejeito múltiplo. Anais 34^o Congr. Bras. Geol., 2: 766-769.
- Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, J.R., Veizer, J. and Land, L.S. 1983. Stable isotopes in sedimentary geology: SEPM Short Course, Notes 10.
- Asmerom, Y., Jacobsen, S. B., Knoll, A. H., Butcherfield, N. J. and Swett, K., 1991. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 55: 2883-2894.
- Azmy, K., Veizer, J., Misi, A., Oliveira, T.F., Sanches, A.L., Dardenne, M.A. 2001 Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil. Precambrian Research, 112: 303-329.

B

- Baker, A.J. and Fallik, A.E. 1989. Heavy carbon in two-billion-year-old marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway: implications for the Precambrian carbon cycle. Geochim. Cosmochim. Acta, 53: 1111-1115.
- Beeunas, M.A. and Knauth, L.P. 1985. Preserved stable isotope signature of subaerial diagenesis in the 1.2 b.y. Mescal Limestone, central Arizona: implications for the timing and development of a terrestrial plant cover. Geol. Soc. Am. Bull. N.Y. Satet Ms., 463:8-9.
- Benner, R. A. 1989. Biogeochemical cycle of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. (Global Planet. Change sect.), 75:97-122.
- Brand, U. and Veizer, J. 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 1. Trace elements. J. Sedim. Petrol. 50: 1219-1236.
- Brand, U. and Veizer, J. 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 2. Stable isotopes. J. Sedim. Petrol. 51: 978-997.
- Brass, G.W. 1976. The variation of the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. Geochim. cosmochim. Acta, 40:721-730.
- Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. Tese Doutorado, Inst. Geoc. USP: 198p
- Brito Neves, B.B. 1978. A propósito da evolução litoestratigráfica do Pré-Cambriano do Nordeste. J. Mineral. (vol. Djalma Guimarães), 7: 19-27.

- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C.C. e Kozuch, M. 1995. O evento Cariris Velho na Província Borborema. Integração de Dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geociências*, 25(4): 279-296.
- Brito Neves, B.B.; Sial, A.N.; Albuquerque, J.P.T. 1977. Vergência centrífuga residual no sistema de dobramentos Sergipano. *Rev. Bras. Geoc.*, 7: 102-114.
- Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Basei, M.A.S. 1990. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do sistema de dobramentos Piancó-Alto Brígida. *Anais 36º Congr. Bras. Geol.*, 6: 2697-2710.

C

- Caby, R. & Arthaud, M.H. 1986. Major precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14: 871-874.
- Caby, R. 1985. New geodynamic concepts regarding the crustal evolution of the NE Brazil. *Abstr. Conf. Tectonics Geochem. Early to Mid. Proterozoic fold belts. BMR Record 1985/28.*
- Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. In: Dallmeyer, R. D. ed. *Terranes in the circum-Atlantic paleozoic orogens. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 230: 145-158.
- Caby, R.; Arthaud, M.; Archanjo, C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *J. South. Am. Earth Sci.*, 8: 235-246.
- Caby, R.; Sial, A.N.; Arthaud, M.H.; Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D. & Lécorché, J.P. eds. *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives. Springer-Verlag*: 373-397.
- Cartwright, I. and Oliver, N.H.S. 1994. Channelled fluid infiltration in calc-silicates and variations in fluid fluxes and intrinsic permeabilities. *J. Geol. Soc, London*. 151:583-586.
- Cartwright, I., Vry, J. Sandiford, M. 1995. Changes in stable isotope ratios of metapelites and marbles during regional metamorphism, Mount Lofty Ranges, South Australia: implications for crustal scale fluid flow. *Contrib. Mineral Petrol*. 120: 292-310.
- Chemberlain, C.P., Ferry, J.M., Rumble, D. III. 1990. The effect of net-transfer reactions on the isotopic composition of minerals. *Contrib. Mineral Petrol*. 105:322-336.
- Clayton, R.N., Jones, B.F. and Berne, R.A. 1968. Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 32: 415-432.
- Condie, K.C. (1989) *Plate tectonics and crustal evolution*. 3ª ed. Pergamon Press, Oxford: 476p.
- Craig, H. 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Spoleto, July 26-25. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Lab. di Geologia Nucleare, 1-24.

D

- Dantas, E.L.; Hackspacher, P.C.; Kawashita, K.; Lafon, J.M. 1991. Datações Rb-Sr nas ortoderivadas dos Grupos São Vicente/Caicó - Província Borborema. *Atas 14º Simp. Geol. Nordeste*: 248-252.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1966. *An introduction to the rock forming minerals*. 1. ed. Longman, London, 558p.
- Derry, L. A., Kaufman, A. J. & Jacobsen, S. B., 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 1317-1329.
- Derry, L.A., Keto, L.S. Jacobsen, S.B., Knoll, A.H., Swett, K. 1989. Sr isotopic variation in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 2331-2339.

E

- Edmond, J.M. and Von Damm, K. 1983. Hot springs on the ocean floor. *Scientific American*, 248: 78-93.
- Epstein, S. Buchsbaum, R. Lowenstam, H.A., Urey, H.C. 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64:1315-1326.

F

- Fairchild, I. J., & Spiro, B. 1987. Petrological and isotopic implications of some contrasting Late Precambrian Carbonates. NE Spitsbergen. *Sedimentology*, 34: 973-989.
- Fairchild, I. J., Marshall, J. D., Bertrand-Saerfati, J. 1990. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): influences of primary mineralogy and diagenesis. *Am. J. of Sci.*, 290-A:46-79.
- Faure, G. 1986. Principles of isotope Geology. New York, 2nd edition, 562 pp.
- Faure, G. and Powell, J.L. 1972. Strontium Isotope Geology. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, Federal Republic of Germany. 171p..
- Ferreira, J.A.M. & Albuquerque, J.P.T. 1969. Sinopse da geologia da Folha Seridó. SUDENE, Div. Geol., Sér. Geol. Reg., 18: 52p.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Arthaud, M. e Nogueira Neto, J. 1997. Geocronologia e estruturação do estado do Ceará : NW da Província Borborema, NE do Brasil. Atas 17^o Simp. Geol. Nordeste, 15, 32-33.
- Figueiredo, L.L. (1992) Étude pétrostructurale et géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de systèmes décrochants ductiles: l'exemple de la Province Borborema (NE Brésil). Mem. DEA, Univ. Nice-Sophia Antipolis: 23p (inéd).
- Figueiredo, L.L.; Feraud, G.; Caby, R.; Corsini, M.; Arthaud, M.; Archanjo, C.J.; Jardim de Sá, E.F.; Egidio da Silva, M. (1992) O sincronismo termo-tectônico polifásico brasileiro dos sistemas cisalhantes Patos-Seridó e Campina Grande (Província Borborema) à luz de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de mono-cristais com
- Fuck, R.A.; Jardim de Sá, E.F.; Pimentel, M.M.; Dardenne, M.A.; Pedrosa Soares, A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. eds. O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq: 161-185.

G

- Garrels, R.M. and Mackenzie, F.T. 1971. Gregor's denudation of the Continents. *Nature*, 23:382-383.
- Gava, A. & Lima, M.I.C. 1986. Evolução geológica policíclica na região de Floresta - PE. Anais 34^o Congr. Bras. Geol., 2: 793-809.
- Ghent, E.D. and O'Neil, J.R., 1985. Late Precambrian marbles of unusual carbon isotopic composition, southeastern British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 324-329.
- Grant, S.W.F., 1992. Carbon isotopic vital effect and organic diagenesis, Lower Cambrian Forteau Formation, northwest Newfoundland: implications for $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Geology*, 20:243-246.

H

- Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Dantas, E.L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. Anais 36^o Congr. Bras. Geol., 6: 2683-2696.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. 1998a. Comings and goings of Global glaciations on a Neoproterozoic Tropical Platform in Namibia. *GSA Today*, 8 (5), 1-10.
- Hoffman, P. F., Kaufman, A. J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998b. A Neoproterozoic snowball earth. *Science* 281: 1342-1346.
- Holland, H.D. 1978 The $\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^- - \text{CO}_2$ system through geologic time and its implications for the evolution of the atmosphere. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 232-233.
- Hudson, J.W. and Anderson, T.F. 1989. Ocean temperature and isotopic composition through time. *Trans. R. soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 80:183-192.

Humphrey, F.L. & Allard, G.O. 1969. Geologia da área do domo de Itabaiana (Sergipe) e sua relação com a geologia do Geossinclinal de Propiá. Petrobrás, CENPES, Doc. Téc. Pat.: 160p.

J

- Jacobsen, S. B. & Kaufman, A. J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.*, 161, 37-57.
- Jardim de Sá, E.F. 1978. Revisão preliminar sobre a "Faixa Dobrada do Seridó" e eventuais correlatos no Nordeste. *Rev. Ciência, UFRN*, 1: 77-83.
- Jardim de Sá, E.F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. *Atas 11º Simp. Geol. Nordeste*: 297-316.
- Jardim de Sá, E.F. 1988. An update of the Precambrian geology of Northeast Brazil. Intern. Meet. Proterozoic Geol. Tectonics High-Grade Terrains, Ile-Ife, Nigeria. UNESCO/IGCP, Contrib. Vol.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. A FSe (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 803p
- Jardim de Sá, E.F. & Salim, J. 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). *Miner. Metal.*, 80(421): 16-28.
- Jardim de Sá, E.F.; Kawashita, K.; Macedo, M.H.F.; Sá, J.M. 1986. Supracrustais monocíclicas no extremo oeste do Rio Grande do Norte. *Atas 12º Simp. Geol. Nordeste*: 62-74.
- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Legrand, J.M.; McReath, I.; Galindo, A.C.; Sá, J.M. 1987. Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. Intern. Symp. Granites Assoc. Mineraliz., Ext. Abstr. Vol.: 103-110.
- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Torres, H.H.F.; Kawashita, K. 1988. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. *Anais 7º Congr. Latino-Amer. Geol.*: 49-62.
- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Fuck, R.A.; Kawashita, K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 22: 472-480.
- Jardim de Sá, E.F.; Fuck, R.A.; Macedo, M.H.F.; Peucat, J.J.; Kawashita, K.; Souza, Z.S.; Bertrand, J.M. 1995. Pre-brasiliano orogenic evolution in the Seridó Belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data. *Rev. Bras. Geoc.*, 25(4): 307-314.

K

- Kaufman, A. J. & Knoll, A. H. 1995. Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Res.*, 73: 27-49.
- Kaufman, A. J., Jacobsen, S. B. & Knoll, A. H. 1993. The Vendian record of Sr- and C-isotopic variations in Sea-water: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth planet. Sci. Lett.*, 120: 409-430.
- Kaufman, A. J., Knoll, A. H., & Narbonne, G. M., 1997. Isotopes, Ice ages, and terminal Proterozoic earth history: National Academy of Science Proceedings, 94: 6600-6605.
- Kennedy, M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones; deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *J. Sedim. Res. Sect. B: Stratigr. Global Stud.* 66:1050-1064.
- Kennedy, J.M., Runnegar, B., Prave, A.R., Hoffmann, K.-H., Arthur, M. 1998. The Vendian-Cambrian $\delta^{13}\text{C}$ record, North Iran: evidence for overturning of the ocean before the Cambrian explosion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 147:E1-E7.
- Kha L.C., Sherman A.G., Narbonne, G.M., Knoll A.H., Kaufman A.J. 1999. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Islands, Canada: implications for regional lithostratigraphy correlations. *Can. Journ. Of Earth Sciences* . 36:313-332.
- Knoll, A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lambert I.B., 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321:832-838.
- Knoll, A.H., Bambach, R.K., Canfield, D.E., Grotzinger, J.P. 1996. Comparative Earth History and Late Permian, mass extinction. *Science* 273: 452-457.
- Kump, L.R. 1991. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. *Geology*, 19: 299-302.

- Kump, L.R. and Arthur, M.A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chem. Geology.*, 161:181-198.
- Kuznetsov, A.B. 1998. Evolutions of Sr isotopic composition in late Riphean seawater: the Karatau Group carbonates, Southern Urals. Unpub. Ph.D. Thesis, St.-Petersburg, Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Russia, p. 190.

L

- Leake, *et al.* 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Magaz.*, **61**:295-321.
- Legrand, J.M. & Sá, J.M. 1986. Geotermometria, geobarometria e a zonação metamórfica do "sinforme de Cruzeta" - RN/Brasil. *Anais 34º Congr. Bras. Geol.*, 4: 1407-1423.
- Legrand, J.M.; Deutsch, S.; Souza, L.C. 1991. Datação U/Pb e granitogênese do maciço de Acari (RN). *Atas 14º Simp. Geol. Nordeste*: 172-174.
- Lima, E.S. 1987. Evolução termo-barométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó, Nordeste brasileiro. *Rev. Bras. Geoc.*, 17: 315-322.
- Lima, E.A.M. *et al.* 1980. Projeto Scheelita do Seridó. DNPM/CPRM, Rel. Final, texto e mapas (inéd.).
- Lima, M.I.C.; Gava, A.; Fernandes, P.E.C.A.; Pires, J.L.; Siga Jr.; O.; Ortiz, L.R.C. 1986. Geologia e recursos minerais da região de Floresta - PE. *Atas 12º Simp. Geol. Nordeste*: 290-303.
- Lowenstam, H.A. and Weiner, S. 1989. *On Biomineralization*. Oxford Univ. Press, New York, N.Y., pp. 227-251.

M

- Macedo, M.H.F.; Jardim de Sá, E.F.; Sá, J.M. 1984. Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. *Atas 11º Simp. Geol. Nordeste*: 253-262.
- Macedo, M.H.F.; Sá, J.M.; Kawashita, K. 1988. A idade da Faixa Orós: resultados preliminares. *Rev. Bras. Geoc.*, 18: 1-24.
- McMurry, J.; Long, L.E.; Sial, A.N. 1987. Evolution of a heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês pluton, northeastern Brazil. *J. Geol.*, 95: 107-117.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Makarikhin V.V., Lyubtsov V.V., 1997. Links between paleoproterozoic paleogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.*, 82:311-348.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Fallick, A.E., Gjelle, S. 2001. Strontion and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonites. *Precambrian Res.*, 108: 267-292.
- Meunier, A.R. 1964. Succession stratigraphique et passages lateraux dus au metamorphisme dans la Série Ceará, Antecambrien du Nord-Est brésilien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259: 3796-3799.
- Misi, A. and Veizer, J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Grupo, Irecê Basin, Brazil: chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Res.* 89: 87-100.
- Montañez, I.P., Osleger, D.A., Banner, J.L, Mack, L.E., Musgrove, M. 2000. Evolution of the Sr and C isotope composition of Cambrian Oceans. *GSA Today*, 10: 1-7.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Am.Mineral.*, **73**:123-131.

N

- Nabelek, P.I. 1991. Stable isotope monitors. In: Kerrick DM. 9ed) *Contact metamorphism*. (Reviews in mineralogy, vol. 26) Mineral Soc. Am, Washington, DC, pp 395-436.
- Narbone, G., Kaufman, A.J., Knoll, A.H. 1994. Integrated carbon isotope and biostratigraphy of the Windemere Group, MacKenzie Mountains, NW Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106: 1281-1292.

- Nascimento, R.S.C. 1998. Petrologia dos Granitóides Brasílicos associados a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinho (PB). Centro de Ciências Exatas e da Terra. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Dissertação de Mestrado, 135p
- Nascimento, R.S.C e Sial, A.N. 1999. $\delta^{13}\text{C}$ em mármore: inferências químioestratigráficas para a evolução geológica da Faixa Seridó, Província Borborema, NE do Brasil. Anais V Congr. Geol. dos Países de Língua Portuguesa: 348-350.
- Nascimento, R.S.C. and Sial, A.N. 2001. Carbon isotope fluctuations and the sedimentation age of Precambrian marbles of the Seridó Belt, Northeastern Brazil. III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón-Chile.
- Nascimento, R.S.C. and Sial, A.N. 2000. Carbon isotope fluctuations in precambrian marbles of the Seridó belt, Borborema province, northeast Brazil. Rev. Bras. Geoc. 30(3):442-445.
- Nascimento, M.A.L., Souza, Z.S., Nascimento, R.S.C., Galindo, A.C., Hollanda, M.H.B., Pimentel, M.M., Macedo, M.H.F. 2000. Determinação da idade do magmatismo alcalino no Maciço São José do campestre (NE da Província Borborema) com base em datações Rb-Sr e Sm-Nd. Simp. Geol. NE, 102.
- Neves, S.P (2000) Província Borborema: uma colagem de terrenos ou orógeno intracontinental. Atas 18º Simp. Geol. Nordeste, 16:139.
- Neves, S.P. and Mariano, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system; the Pernambuco Lineament, northeastern Brazil. J. Struct. Geol., 21:1369-1383
- Neves, S.P., Marino, G. Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Melo, S.C. 2000. Geology, 28: 519-522.

P

- Pessoa, D.A.R. 1979. Padrão geocronológico policíclico do Complexo São Vicente (RN). Depto. Geol. UFPE, Sér. B, Estudos Pesquisas, 3: 31-48.
- Petterson, G., Renberg, I., Geladi, P., Lindberg, A. and Lindgren, F. 1993. Spatial uniformity of sediment accumulation in varved lake sediments in northern Sweden. J. Paleolimnology, 9:195-208.

S

- Sá, J.M. 1991. Evolution geodynamique de la ceinture proterozoique d'Orós, Nord-Est du Brésil. Thèse Doctorat, Univ. Nancy I: 177p (iné.).
- Sá, J.M.; Bezerra, F.H.R.; Macedo, M.H.F.; Pereira, R. 1988. Middle Proterozoic supracrustals and Brasiliano orogeny in the southeast Ceará State: a monocyclic evolution. Anais 7º Congr. Latino-Amer. Geol.: 35-48.
- Sá, J.M., McReath, I., Leterrier, J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). J. South. Am. Earth Sci, 8: 299-314.
- Santos, E.J. 1973. Província scheelitífera do Nordeste. 27º Congr. Bras. Geol., Bol. 2, Roteiro Excursões: 31-46.
- Santos, E.J. 1993. O episódio magmático de 1,1-0,9 Ga. do domínio Extremo Nordeste. Atas 15º Simp. Geol. Nordeste: 323-324.
- Santos, E.J. e Brito Neves, B.B. 1993. Petrogenesis and tectonic setting of the Lagoa das Pedras magmatism, Floresta, State of Pernambuco, Borborema Province, Northeastern Brazil. An. Acad. bras. Ci., 65(1): 131-140.
- Santos & Medeiros 1999. Rev. Bras. Geoci., 29: 73-84
- Santos, V.H. 2000. Químioestratigrafia isotópica (C e Sr) em lentes de mármore nos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó, Zona Transversal da Província Borborema, NE do Brasil. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 124p.
- Santos, V.H., Ferreira, V.P. e Sial, A.N. 1999. Estratigrafia isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) de mármore no terreno Rio Capibaribe, domínio transversal da Província Borborema, NE do Brasil. Anais V Congr. Geol. dos Países de Língua Portuguesa: 361-363.
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. 1976. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia. Geochim. Coschim. Acta, 40: 449-445.

- Screenivas, B. and Sharma, S.D. 2001 The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater – comment. *Chemical Geology* 181: 193-195.
- Sheppard, S.M.F. and Schwarcz, H.P. 1970. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26:161-198.
- Shieh, Y.N. and Taylor, H.P. 1969. Oxygen and carbon isotopic studies of contact metamorphism of carbonate rocks. *J. Petrol.*, 10:307-331.
- Sial, A.N., Ferreira, V.P., Almeida, A.R., Romano, A.W., Parente, C.V., Costa, M.L. and Santos, V.H. 2000. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.*, 72(4):539-558.
- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Michigan, Chelsea, 799p
- Stern, L.A., Chamberlain, C.P. Barnett, D.E., Ferry, J.M. 1992. Stable isotope evidence for regional-scale fluid migration in a Barrovian metamorphic terrain, Vermont, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 112: 475-489.

T

- Taylor, B.E. and O'Neill, J.R. 1977. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63:1-49.
- Torres, H.H.F. *et al.* 1973. Projeto Tungstênio/Molibdênio: relatório final. DNPM/CPRM, texto e mapas (inéd.).
- Tracy, R.J., Forts, B.R. 1991. Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations IN: Kerick DM (ed) *Contact Metamorphism*. (reviews in mineralogy, vol 26) Mineral Soc. Am, Washington DC, pp 207-290.
- Tucker, M.E. 1983. Sedimentation of organic-rich limestone in the late Precambrian of southern Norway. *Precambrian Res.*, 22:293-315.

V

- Valley, J.M. 1986. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: Valley JW, Taylor H.P., O'Neil, J.R. (eds) *Stable isotopes in high temperature geological processes*. (reviews in mineralogy, vol 16) Mineral Soc. Am. Washington, DC, pp. 445-490.
- Valley, J.W. and O'Neill, J.R. 1984. Fluid heterogeneity during granulite facies metamorphism in the Adirondacks: stable isotope evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69:158-173.
- Valley, J.W., Bohlen, S.R., Essene, E.J. Lamb, W. 1990. Metamorphism in the Adirondacks. II. The role of fluids. *J. Petrology*. 35: 555-596.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.C.; Babinski, M. 1995a. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, northeastern Brazil: Initial conclusions. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 8: 267-288.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.C.; Babinski, M.; Fetter, A.; Dantas, E. 1995b. Neoproterozoic and late mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province, NE Brazil. *Anais 16º Simp. Geol. NE*, 2:391-393.
- Van Schmus W.R., Dantas, E.L., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C., Babinsky M. 1996. Neoproterozoic age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil. *Anais 39º Cong. Bras. Geol.*, 6:152-155.
- Van Schmus, W.R., Neves, B.B.B., Hackspacher, P.C., Williams, I.S., and Fetter, A.H., 2000. The Seridó Group, NE Brazil: a Late Neoproterozoic (650 Ma) a pre-collisional, Brasiliano flysch basin? 31st IGC, Rio de Janeiro, Brazil (CD-ROM).
- Veizer, J. 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Rev. Mineral.*, 11: 265-299.
- Veizer, J., Compston, W., Clauer, N. and Schidlowski, M. 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle" event at ~900 Ma ago. *Geochim, Cosmochim. Acta*, 47: 295-302.
- Veizer, J., Buhl, D., Diener, A., Ebner, S., Podlaha, O.G., Bruckschen, P., Jasper, T., Korte, C., Schaaf, M., Ala, D. and Azmy, K. 1997. Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 132:65-77

W

- Wadleigh, M.A., Veizer, J. and Brooks, C. 1982. Dissolved load of Canadian rivers and its geologic control. Geological Association of Canada; Mineralogical Association of Canada; Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting. 7; 86p. .
- Walter, M.R. and Burton, E.A. 1990. Dissolution of Recent platform carbonate sediments in marine pore fluids. *Am J. Sci.*, 290:601-643.
- Walter, M.R., Veevers, J.J., Calver, C.R., Gorjan, P. Hill, A.C. 2000. Dating the 840-544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Res.* 100, 371-433.
- Wickham, S.M. and Peters, M.T. 1993. High $\delta^{13}\text{C}$ Neoproterozoic carbonate rocks in western North America. *Geology*, 21:165-168.

Z

- Zempolich, W.R., Wilkinson, B.H. and Lohmann, K.C. 1988. Diagenesis of late Proterozoic carbonates: the Beck Springs Dolomite of eastern California. *J. Sediment. Petrol.*, 58:656-672.