

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO GEOQUÍMICO-ISOTÓPICO DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS
DO GRUPO BRUSQUE (SC)

Renan Garcia Lopes

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei
Co-orientador: Prof. Dr. José Manuel dos Reis Neto

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2010/41)

TF
L864
RG.e

SÃO PAULO
2010

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO GEOQUÍMICO-ISOTÓPICO DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS
DO GRUPO BRUSQUE (SC)

Renan Garcia Lopes



Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei
Co-orientador: Prof. Dr. José Manuel dos Reis Neto

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2010/41)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900028423

SÃO PAULO
2010

TF
L864
RG.e

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOLOGIA

ESTUDO GEOLÓGICO E METEOROLÓGICO DAS ROCHAS METACARBONATADAS
DO GRUPO BRASILEIRO (S.C.)



Geologia Geral

Coordenador: Prof. Dr. Edgar Azevedo Filho
Coordenador: Prof. Dr. Carlos Ribeiro dos Santos

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FOMENTADA
(TR-2194)

1951

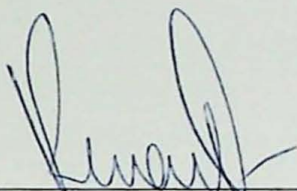
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO GEOQUÍMICO-ISOTÓPICO DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS
DO GRUPO BRUSQUE (SC)

Renan Garcia Lopes

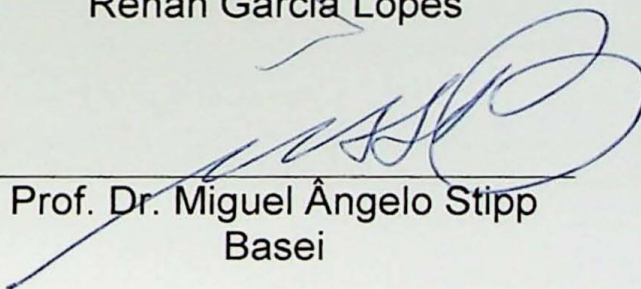
Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei
Co-orientador: Prof. Dr. José Manuel dos Reis Neto

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2010/41)



Renan Garcia Lopes

De acordo



Prof. Dr. Miguel Ângelo Stipp
Basei

Prof. Dr. José Manuel dos Reis
Neto

SÃO PAULO
2010

SUMÁRIO

| | |
|-------------------------------------|----|
| Índice de figuras | 1 |
| Índice de tabelas | 2 |
| Resumo | 3 |
| Abstract | 4 |
| Agradecimentos | 5 |
| 1 Introdução | 6 |
| 1.1 Contexto | 6 |
| 1.2 Motivação | 7 |
| 1.3 Objetivos | 8 |
| 1.4 Estrutura do trabalho | 9 |
| 2 Fundamentos Teóricos | 10 |
| 2.1 Conceitos Básicos | 10 |
| 2.2 Teoria da Relatividade Especial | 11 |
| 2.2.1 Transformações de Lorentz | 11 |
| 2.2.2 Dilatação do Tempo | 12 |
| 2.2.3 Contração do Espaço | 13 |
| 2.2.4 Velocidade da Luz | 14 |
| 2.3 Relatividade Geral | 15 |
| 2.3.1 Princípio da Equivalência | 15 |
| 2.3.2 Campo Gravitacional | 16 |
| 2.3.3 Equações de Einstein | 17 |
| 2.3.4 Soluções Exatas | 18 |
| 3 MATERIAS EM FOCO | 19 |
| 3.1 GEOMETRIA | 20 |
| 3.2 GEOMETRIA DIFERENCIAL | 21 |
| 3.2.1 Análise Vetorial de 3D | 21 |
| 3.2.2 Análise Diferencial de 3D | 22 |
| 3.2.3 Análise Diferencial de 2D | 23 |
| 3.2.4 Análise Diferencial de 1D | 24 |
| 4 ATOMICA E QUANTICA | 25 |
| 4.1 MODELO DE BOHR | 25 |
| 4.1.1 Postulados | 25 |
| 4.1.2 Energia e Momento Angular | 26 |
| 4.1.3 Análise Espectral | 27 |
| 4.1.4 Limitações | 28 |
| 4.2 MECANICA QUANTICA | 29 |
| 4.2.1 Dualidade Onda-Partícula | 29 |
| 4.2.2 Equação de Schrödinger | 30 |
| 4.2.3 Interpretação Probabilística | 31 |
| 4.2.4 Análise de Partículas | 32 |
| 4.2.5 Aplicações | 33 |
| 5 CONCLUSÃO | 34 |
| 5.1 Síntese | 34 |
| 5.2 Perspectivas | 35 |
| 5.3 Referências | 36 |
| 6 BIBLIOGRAFIA | 37 |
| 6.1 Livros | 37 |
| 6.2 Artigos | 38 |
| 6.3 Sites | 39 |
| 6.4 Outros | 40 |

“Penso noventa e nove vezes e nada descubro;
deixo de pensar, mergulho em profundo silêncio
- e eis que a verdade se me revela.”

Albert Einstein

SUMÁRIO

| | |
|---|-----------|
| Índice de figuras..... | i |
| Índice de tabelas..... | ii |
| Resumo..... | iii |
| Abstract..... | vi |
| Agradecimentos..... | v |
| 1. INTRODUÇÃO | 3 |
| 1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS | 3 |
| 2. METAS E OBJETIVOS..... | 4 |
| 3. TRABALHOS PRÉVIOS | 5 |
| 3.1 GEOLOGIA REGIONAL | 5 |
| 3.1.1 Grupo Brusque..... | 5 |
| 3.1.1.1 Formação Rio da Areia..... | 6 |
| 3.1.1.2 Formação Botuverá | 7 |
| 3.1.1.3 Síntese das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia e Botuverá..... | 9 |
| 3.1.1.4 Suíte Intrusiva Valsungana..... | 11 |
| 3.2 GEOLOGIA ISOTÓPICA | 12 |
| 3.2.1 Método Rb-Sr | 12 |
| 3.2.2 Método Sm-Nd | 13 |
| 3.2.3 Método Pb-Pb..... | 13 |
| 3.2.4 Método C e O..... | 14 |
| 4. MATERIAIS E MÉTODOS | 15 |
| 4.1 GEOQUÍMICA | 15 |
| 4.2 GEOLOGIA ISOTÓPICA | 15 |
| 4.2.1 Análises Isotópicas de Rb-Sr..... | 15 |
| 4.2.2 Análises Isotópicas de Sm-Nd..... | 15 |
| 4.2.3 Análises Isotópicas de Pb-Pb..... | 16 |
| 4.2.4 Análises Isotópicas de C e O | 16 |
| 5. ATIVIDADES REALIZADAS | 17 |
| 5.2 ETAPAS DE CAMPO | 17 |
| 5.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA..... | 18 |
| 5.4 ANÁLISE ESTRUTURAL..... | 18 |
| 5.5 ANÁLISE GEOQUÍMICA | 19 |
| 5.6 ANÁLISE ISOTÓPICA | 19 |
| 6. RESULTADOS OBTIDOS..... | 19 |
| 6.1 GEOLOGIA ESTRUTURAL | 19 |
| 6.1.1 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia | 19 |
| 6.1.2 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá que ocorrem como enclaves..... | 21 |
| 6.1.3 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá..... | 22 |
| 6.2 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA E CARACTERÍSTICAS METAMÓRFICAS DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS DO GRUPO BRUSQUE .. | 24 |

| | |
|--|-----------|
| 6.2.1 Conjunto das Rochas Metacarbonáticas da Formação Rio da Areia..... | 24 |
| 6.2.2 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá que ocorrem como enclaves..... | 27 |
| 6.2.3 Conjunto das Rochas Metacarbonáticas da Formação Botuverá que não Ocorrem como Enclaves .. | 28 |
| 6.3 ANÁLISE QUÍMICA | 30 |
| 6.3.1 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia | 30 |
| 6.3.2 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá que ocorrem como enclaves..... | 32 |
| 6.3.3 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá..... | 34 |
| 6.4 ANÁLISE ISOTÓPICA..... | 35 |
| 6.4.1 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia..... | 35 |
| 6.4.2 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá que ocorrem como enclaves..... | 42 |
| 6.4.3 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá..... | 44 |
| 7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS..... | 47 |
| 7.1 DISCUSSÕES GERAIS | 47 |
| 7.2 COMPARAÇÃO COM OS OUTROS CINTURÕES..... | 53 |
| 8. CONCLUSÃO | 54 |
| 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 56 |

ANEXO I: Planilha com os dados estruturais

ANEXO II: Relação de amostras para petrografia, geoquímica e isotopia

ANEXO III: Fotos de campo

ANEXO IV: Fotomicrografias das lâminas

ANEXO V: Tabela de análises químicas

ANEXO VI: Análises isotópicas

Índice de Figuras

- Figura 1: Localização da região em estudo com os afloramentos visitados (modificado de Google Maps www.maps.google.com).
- Figura 2: Posição dos continentes logo após a quebra do Pangea com a localização do Cinturão Ribeira e os correspondentes do oeste africano em relação ao Cinturão Dom Feliciano (Modificado de Frimmel, 2009).
- Figura 3: Contextualização tectônica do Grupo Brusque (Basei, 2000).
- Figura 4: Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Brusque (Modificada de Basei *et al.*, 2007)
- Figura 5: a. Diagrama ternário com os óxidos usados para a classificação química destas rochas ($\text{SiO}_2\text{xCaOxAl}_2\text{O}_3$); b. Gráfico com a relação entre CaO e SiO_2 c. Gráfico com a relação entre o CaO e o MgO; d. Gráfico com a relação entre o CaO e o Al_2O_3 .
- Figura 6: a. Gráfico ternário com os principais óxidos utilizados para a classificação química ($\text{SiO}_2\text{xCaOxMgO}$); b. Gráfico com a relação entre SiO_2 e CaO; c. Gráfico com a relação entre MgO e CaO; d. Gráfico com a relação entre Al_2O_3 e CaO.
- Figura 7: Gráfico mostrando a relação da razão Mn/Sr com o CaO.
- Figura 8: a. Diagrama ternário com os principais óxidos usados para a classificação química destas rochas; b. Gráfico com a relação SiO_2 e CaO; c. Gráfico com a relação MgO e CaO; d. Gráfico com a relação Al_2O_3 e CaO.
- Figura 9: Mapa geológico com a localização dos pontos BTF-01 e BTF-07.
- Figura 10: Fotos das pedreiras amostradas em detalhe para C e O com a localização dos pontos onde foram coletadas as amostras. Em vermelho tracejado tem-se representado o acamamento sedimentar S0//S1//S2.
- Figura 11: Perfis estratigráficos levantados na Mina do Bugre e na Mina Renaux.
- Figura 12: Gráfico mostrando a variação isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia.
- Figura 13: Variação isotópica temporal do C (modificado de Eyles & Januszczak, 2004).

- Figura 14: Gráfico com a relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mostrando a dispersão dos pontos para os diferentes litotipos.
- Figura 15: Evolução isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com os limites para as rochas da Formação Rio da Areia (modificado de Melezhik *et al.*, 2001).
- Figura 16: Gráfico com a relação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.
- Figura 17: Gráfico com a relação $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.
- Figura 18: Gráfico com as idades T_{DM} em relação ao ξ_{Nd} das amostras analisadas.
- Figura 19: Gráfico que relaciona $\delta^{13}\text{C}$ com $\delta^{18}\text{O}$.
- Figura 20: Variação temporal do $\delta^{13}\text{C}$ (modificado de Eyles & Januszczak, 2004).
- Figura 21: curva temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com dados de vários autores (modificado de Melezhik *et al.*, 2001).
- Figura 22: Gráfico que relaciona as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os calcita mármores das rochas que ocorrem como enclaves.
- Figura 23: Gráfico que relaciona as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os calcita mármores das rochas que ocorrem como enclaves.
- Figura 24: Gráfico com as idades T_{DM} em relação ao ξ_{Nd} das amostras analisadas.
- Figura 25: Gráfico que relaciona $\delta^{13}\text{C}$ com o $\delta^{18}\text{O}$ dos mármores dolomíticos impuros e dos dolomita mármores.
- Figura 26: Gráfico mostrando a relação entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\delta^{13}\text{C}$ para os mármores dolomíticos impuros e para os dolomita mármores.
- Figura 27: Gráfico com a relação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá.
- Figura 28: Gráfico com a relação $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá.
- Figura 29: Gráfico com as idades T_{DM} em relação ao ξ_{Nd} dos mármores dolomíticos impuros da Formação Botuverá.

- Figura 30: Gráfico que relaciona Sr/Ca e Mn para as rochas estudadas. A seta indica o aumento da alteração por fluídos não marinhos.
- Figura 31: a. Gráfico com a relação MgO e CaO; b. Gráfico com a relação SiO₂ e CaO; c. gráfico com a relação Al₂O₃ e CaO.
- Figura 32: Gráfico com a relação $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ evidenciando os três grupos distintos.
- Figura 33: Gráfico que relaciona $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mostrando certa correlação entre os valores.
- Figura 34: a. Gráfico com a relação entre $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ onde pode-se notar uma certa correlação entre os valores das diferentes formações; b. Gráfico com a relação entre $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ onde a dispersão dos valores é maior.
- Figura 35: Gráfico com as idades T_{DM} em relação ao ξNd das amostras analisadas. As linhas tracejadas em azul correspondem as amostras que sofreram metamorfismo de contato (tremolita hornfels) e a rocha carbonato silicática da Formação Rio da Areia
- Figura 36: Gráfico com a relação entre ξNd e ξSr onde é notável a concentração dos calcita mármores em relação as rochas mais impuras composicionalmente.

Índice de Tabelas

- Tabela 1: Cronograma atualizado para o término dos trabalhos e confecção da monografia.
- Tabela 2: Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculada para $T=750$. Em salmão é o mármore dolomítico impuro, em azul os calcita mármores e em verde as rochas carbonato silicáticas.
- Tabela 3: Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculada para $T=750$.
- Tabela 4: Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculada para $T=750$. Em salmão estão os mármores dolomíticos impuros e em cinza os dolomita mármores.
- Tabela 5: Tabela síntese com os dados das amostras analisadas e com as informações dos demais cinturões e da Faixa Paraguai.

Resumo

Este trabalho apresenta os resultados do estudo geoquímico-isotópico realizado em rochas metacarbonáticas do Grupo Brusque, Cinturão Dom Feliciano, Santa Catarina. O interesse desse estudo é justificado devido à ausência de informações dessa natureza nas rochas metacarbonáticas do referido Grupo. Os resultados obtidos permitiram uma melhor caracterização desses litopitos e forneceram informações cruciais para alicerçar a correlação destes metacarbonatos com as ocorrências conhecidas em outros cinturões Neoproterozóicos do Brasil e do sudoeste africano (Cinturões Gariiep, Damara e Kaoko).

As ocorrências de rochas metacarbonáticas distribuem-se ao longo de todo o Grupo Brusque, com maior concentração a norte do Batolito Valsungana. Representam o principal produto mineral extraído nos terrenos Pré-Cambrianos do Estado de Santa Catarina, notadamente entre os municípios de Camboriú (litoral) e Vidal Ramos (oeste). Estas rochas mostram-se afetadas pela mesma complexidade deformacional e metamórfica (fácies xisto verde) evidenciada por toda a sucessão metavulcanosedimentar do Grupo Brusque. Para o presente trabalho, foram utilizadas as rochas metacarbonáticas que melhor preservaram as características sedimentares originais.

As rochas metacarbonáticas fazem parte das formações Rio da Areia e Botuverá, incluindo as que ocorrem como enclaves em meio as suítes intrusivas Valsungana e Nova Trento. A variação isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ para as rochas da Formação Rio da Areia vai de 0,28 a 3,17‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ entre -17,65 e -6,18‰. A Formação Botuverá possui uma variação de $\delta^{13}\text{C}$ um pouco maior do que a da Formação Rio da Areia, com valores entre -5,79 e 0,24‰ e do $\delta^{18}\text{O}$ entre -17,61 e -9,35‰. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (calculada para $T=750\text{Ma}$) para as rochas da Formação Rio da Areia está entre 0,70610 e 0,70800 e, para as rochas da Formação Botuverá está entre 0,71380 e 0,7251. Os valores de $\text{ENd}_{(T=750)}$ distribuem-se entre -15,87 e -11,35 com as idades modelo concentrando-se ao redor de 2300Ma. Estes valores, associados às análises isotópicas de Pb e aos dados geoquímicos (maiores, traços e Terras Raras) permitiram diferenciar a Formação Rio da Areia e Botuverá bem como, correlacionar os enclaves marmóreos que ocorrem em meio ao Granito Valsungana como pertencentes a Formação Rio da Areia.

Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (-5.79 a 3.17‰) e $\delta^{18}\text{O}$ (-17.6 and -6.8) das amostras analisadas indicam maiores semelhanças com os resultados disponíveis para as formações Pickelhauber e Dabie River do Cinturão Gariep e Matjies River do Cinturão Saldania o que está de acordo com outras indicações (idade de deposição, proveniência dos sedimentos, entre outras) que sugerem a correlação das unidades do Cinturão Dom Feliciano com os cinturões do sudoeste africano.

Abstract

This work presents the first isotopic and geochemical data the metacarbonatic rocks of Brusque Group, Dom Feliciano Belt, Santa Catarina. The results are important to support the correlations between these rocks with those of the Neoproterozoic surrounded belts including the Gariep, Damara and Kaoko of southwestern Africa.

The metacarbonatic rocks occurs along the entire Brusque basin mainly in the branch located to the north of the Valsungana Batholith. Marbles and limestomes represent the most important mineral resource from the Precambrian terranes of Brusque belt. These rocks show the same metamorphic (green-schist facies) and deformational pattern observed in the host siliciclastic rocks that compose the majority of the Brusque belt volcanosedimentary succession. Trying to avoid problems the present study used only samples where the original chemical characteristics were preserved, avoiding rocks strongly deformed or weathered.

The metacarbonatic rocks belongs to Rio da Areia and Botuverá formations, including the marble enclaves in the Valsungana and Nova Trento granitoids. The Rio da Areia $\delta^{13}\text{C}$ values range from 0,28 to 3,17‰ and the $\delta^{18}\text{O}$ from -17,65 to -6,18‰ while the Botuvera formation shows a little higher $\delta^{13}\text{C}$ (-5,79 e 0,24‰) and $\delta^{18}\text{O}$ between -17,61 and -9,35‰. The range of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t=750\text{Ma})}$ ratio of Rio da Area formation is 0,70610 and 0,70800 while the Botuverá formation presents much higher values from 0.71380 to 0.7251. The ENd_(T=750) for both formations are strongly negative between -15.87 e -11.35 and the T_{DM} ages are concentrated around 2300Ma. These values with the results of the Pb isotopes and geochemical (major, traces and REE) clearly point out the differences between the Rio da Areia and Botuvera formations. At the same time these data indicate the affinity between the marble enclaves observed in the Valsungana granitoid and the Rio da Areia Formation.

The maximum isotopic range of $\delta^{13}\text{C}$ (-5.79 a 3.17‰) and $\delta^{18}\text{O}$ (-17.6 and -6.8) values of Brusque metacarbonatic rocks are similar to those observed in the Pickelhauber and Dabie River from the Gariep Belt and Matjies River of Saldania Belt which are also in good agreement with the geological indications (age of deposition, sedimentary provenance etc...) supporting the proposed correlation between the Dom Feliciano Belt and the Neoproterozoic Ssouth African belts (Gariep, Saldania and Kaoko Belts).

Agradecimentos

Gostaria de agradecer aos meus pais que sempre me apoiaram em todos os momentos da minha vida, pelas conversas, pelas brincadeiras, pelos puxões de orelha e por sempre pensarem em mim. A minha vó, que sabe sempre me agrada aos fins de semana quando chego em casa, por ter influenciado em boa parte da minha criação e pelas conversas que temos de vez em quando.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei que depositou grande confiança em mim para desenvolver este trabalho através do qual me permitiu aprender mais e aprimorar meus conhecimentos sobre geologia. Pelas conversas tanto na universidade quanto em campo, pelas brincadeiras, risadas e por me aguentar ligando na sua casa em pleno domingo a tarde e feriados. Ao meu co-orientador Prof. Dr. José Manuel dos Reis Neto que me acolheu muito bem quando estive em Curitiba, me ensinou muitas coisas tanto nos campos quanto nos momentos de trabalho na UFPR e por ter me apoiado no desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus amigos de ontem, hoje e sempre. Ao Charula, Maneta, Nojenta, Wally, Fyona, Funga, Gargalo, Gorda, Mari, Titica e Arregazzo que estiveram sempre juntos, principalmente nas festas, por tudo que passamos e ainda vamos passar, pelas conversas filosóficas e pelas filosofias de buteco, pelas risadas e pelos momentos de dificuldade. A todos da minha sala, turma de 2006, vocês fizeram parte de uma época da minha vida muito importante. Ae nojs passou meeeeeesmo!

Ao pessoal de Santo André, Resende, Fonseca, Ana, Mari, Carol, Jú..... a todos! Amigos, tudo que passamos vai ficar, OBRIGADO! Ao pessoal da CPRM com o qual tive o prazer de estagiar (DIMINI).

Ao pessoal do CPGeo, Laboratório de Química (USP), Laboratório de Preparação de Amostras (Vasco), LAMIR(UFPR), Zé Paulo, Samuca, Ivone, Ivoneide, Cuca (Pelessinha), e a todos os outros que de certa forma ajudaram na confecção deste trabalho. Aos professores, Marcelo Monteiro, Excelso, Marcos Egydio, Oswaldinho, Silvião e Caetano, pois de certa maneira mantivemos contato mesmo após as disciplinas e por eu ter aprendido muito com vocês.

A todos que passaram pela minha vida e que vão passar, fico muito feliz por ter conhecido pessoas como vocês, afinal estamos aqui para aprendermos com a igualdade de cada ser.

1. INTRODUÇÃO

As rochas metacarbonáticas são um campo muito amplo de rochas sendo necessário dispor-se de métodos químicos e isotópicos para a caracterização das mesmas. As rochas que serão alvo de estudo, se apresentam desde pequenas ocorrências sem interesse econômico até grandes depósitos minerais na forma de lentes ou como tetos pendentes em meio aos granitóides da Suíte Intrusiva Valsungana e Nova Trento.

O presente estudo tem como enfoque principal a caracterização geológica (posição estratigráfica e complexidade estrutural) e petrográfica das rochas metacarbonáticas do Grupo Brusque bem como, através de estudos geoquímico isotópicos (análises de elementos maiores, traços, terras raras, Sr, Nd, Pb, C e O) estabelecer um padrão para essas rochas de modo a permitir possíveis correlações com depósitos similares observados em cinturões de dobramentos adjacentes (Cinturão Ribeira) e os correspondentes do oeste africano (Cinturões Gariep, Damara e Kaoko).

O trabalho foi desenvolvido dentro de um projeto temático intitulado “America do Sul no Contexto dos Super Continentes: Fissão e Fusão” (05/58688-1), sob a coordenação do orientador deste TF bem como com a co-orientação do professor José Manuel dos Reis Neto, professor da Universidade Federal do Paraná, responsável pelo LAMIR (Laboratório de Análises de Minerais e Rochas).

1.1 Localização e Acessos

O Grupo Brusque aflora na parte centro-leste do estado de Santa Catarina, que está entre os paralelos 26°45' e 27°30'S e os meridianos 48°45' e 49°45'W, abaixo da cidade de Blumenau, entre as cidades de Vidal Ramos, Botuverá, Brusque e Itajaí (Figura 1). Possui direção NE/SW sendo encoberto a sudoeste pelos sedimentos da Bacia do Paraná e a nordeste pela cobertura quaternária.

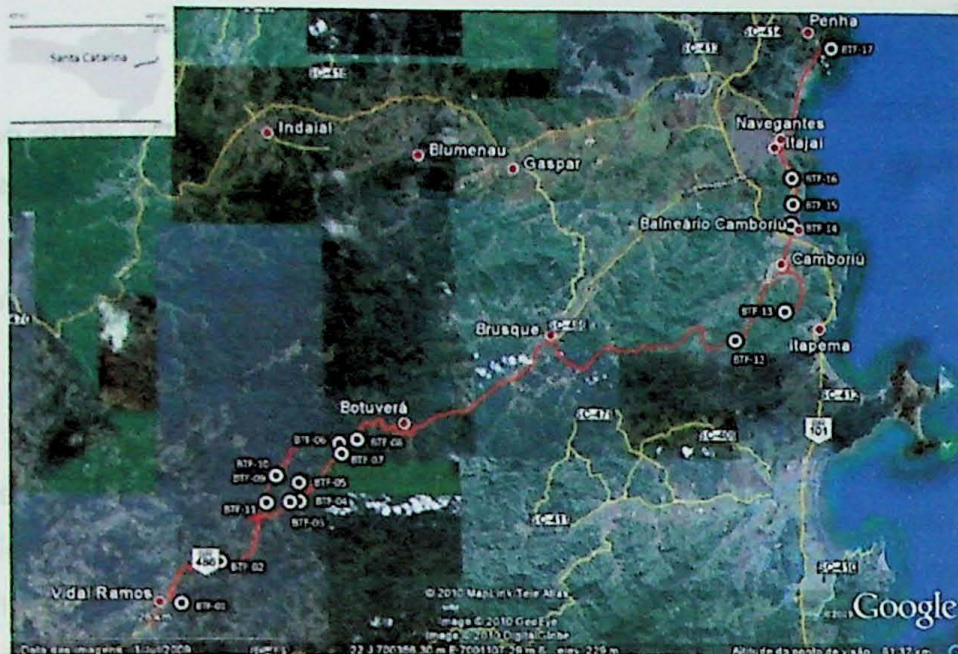


Figura 1: Localização da região em estudo com os afloramentos visitados (modificado de Google Maps www.maps.google.com).

O acesso a região em estudo é feito a partir de São Paulo pela Rodovia Régis Bittencourt (BR-116) até Curitiba (PR) onde se acessa a BR-376 e depois a BR-101 rumo a Penha e Itajaí que através da BR-486 chega as regiões de Brusque, Botuverá e Vidal Ramos onde foi realizado a maior parte do estudo.

2. METAS E OBJETIVOS

As unidades metacarbonáticas do Grupo Brusque já se encontram mapeadas na escala 1:100.000 (Basei *et al.*, 2007), o que permitirá que todo o esforço seja canalizado para os estudos geoquímico-isotópicos pretendidos.

Este estudo visa uma caracterização geoquímica (elementos maiores, traços, ETR), isotópica (Sr, Nd, Pb, O, C) e petrográfica das rochas metacarbonáticas distribuídas ao longo do Grupo Brusque em três áreas principais de ocorrência, nos arredores das cidades de Vidal Ramos (SW), Botuverá (Central), Balneário Camboriú e proximidades (NE) (Figura 1).

Esta caracterização permitirá um aprimoramento do conhecimento geológico das sequências metacarbonáticas do Grupo Brusque assim como, através da definição de sua assinatura isotópica, possibilitará a geração das informações necessárias para uma possível correlação dessas unidades com as correspondentes do oeste africano (Cinturões Gariep, Damara e Kaoko) apresentadas na figura 2.

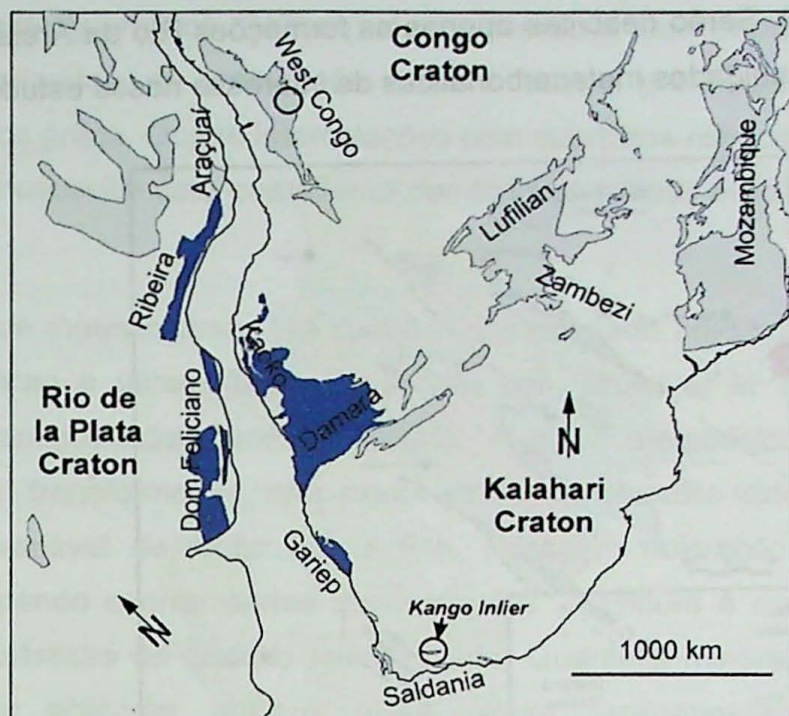


Figura 2: Posição dos continentes logo após a quebra do Pangea com a localização do Cinturão Ribeira e os correspondentes do oeste africano em relação ao Cinturão Dom Feliciano (Modificado de Frimmel, 2009).

3. TRABALHOS PRÉVIOS

Este capítulo trará informações sobre a geologia regional do Grupo Brusque assim como, uma revisão dos conceitos isotópicos que serão utilizados para as análises das rochas metacarbonáticas de interesse.

3.1 Geologia Regional

3.1.1 Grupo Brusque

O termo “Série Brusque” foi definido por Carvalho e Pinto (1938) aos filitos, quartzitos e calcários da região de Brusque. Associado a estes, foi reconhecido também intrusões graníticas que foram correlacionadas com as Séries Açungui do Paraná e Porongos do Rio Grande do Sul. Barbosa (1950) reconheceu, além de granitos, intrusões de sienito na região de Brusque.

Os metamorfitos do Grupo Brusque se dispõem segundo uma faixa principal de direção geral NE-SW, com cerca de 40km de largura, que se estende por mais de 75km desde Itajaí, junto ao litoral, até serem encobertos pelos sedimentos da Bacia do Paraná, nas imediações de Vidal Ramos (Figura 3). Essa exposição é interrompida somente pela exposição dos granitóides intrusivos nos metamorfitos e pelas coberturas quaternárias

(Caldasso *et al.*, 1995b). Serão descritas apenas as formações Rio da Areia e Botuverá, na qual estão inseridas as unidades metacarbonáticas de interesse nesse estudo.

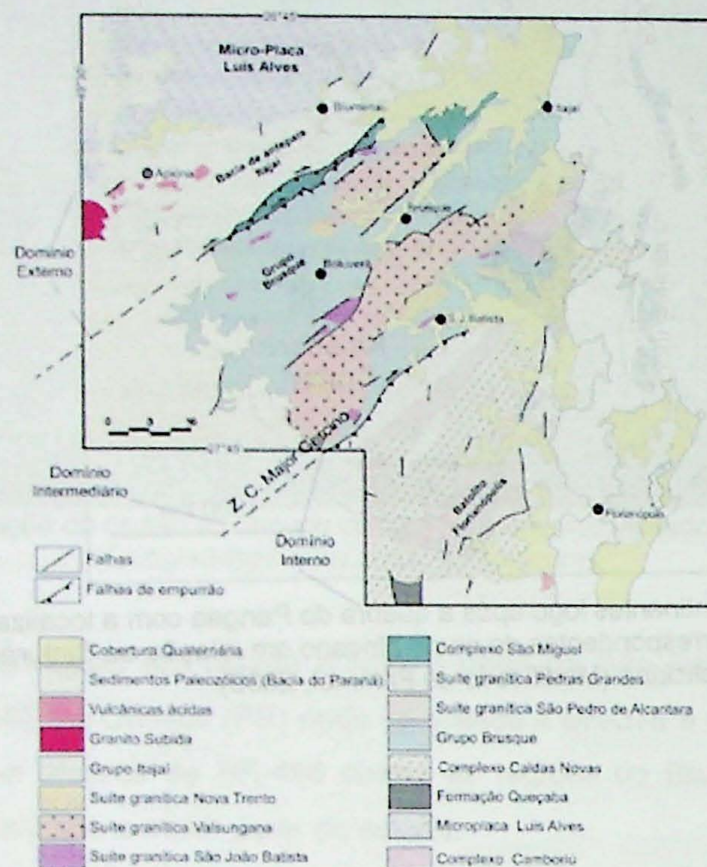


Figura 3: Contextualização tectônica do Grupo Brusque (Basei, 2000).

3.1.1.1 Formação Rio da Areia

A Formação Rio da Areia localiza-se a sudoeste do granitóide Valsungana a nordeste de Vidal Ramos e nas proximidades de Botuverá. É subdividida em quatro unidades metamorfasadas na fácies xisto verde e é onde estão incluídos a maior parte dos corpos metacarbonáticos do Grupo Brusque (Figura 4).

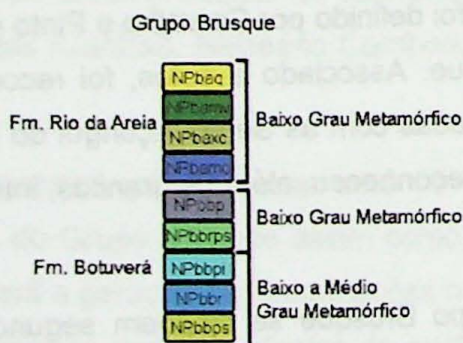


Figura 4: Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Brusque (Modificada de Basei *et al.*, 2007)

A unidade quartzítica (NPbaq) é representada por ortoquartzitos brancos, com porções recristalizadas, de granulação média e textura granoblástica, mostrando contato suturado entre os grãos. Ocorre intercalações com quartzitos micáceos e feldspáticos, assim como quartzo-muscovita-xisto que alterna bandas quartzíticas e bandas micáceas (Basei *et al.*, 2010).

A unidade metavulcânica (NPbamv) é representada predominantemente por rochas vulcânicas máficas e ultramáficas. De acordo com Basei *et al.* (2010), ocorre basaltos variolíticos e amigdaloidais, metaperidotitos e tufos metabásicos. Essas rochas são frequentemente transformadas em clorita-xistos e tremolita-xistos. São foliadas e a granulação é variável de muito fina a fina. Possuem coloração cinza escuro a cinza esverdeado podendo ocorrer partes avermelhadas. A textura é nematolepidoblástica com porções granoblásticas de quartzo recristalizado. Quanto à mineralogia, estas rochas são constituídas por actinolita, quartzo, albita, clorita, argilominerais, rutilo e leucoxênio. Intercalado com essas rochas podem ocorrer rochas metassedimentares como clorita-quartzo-xisto, carbonato-clorita-xisto e sericita-xisto.

A unidade metapelito-carbonática (NPbaxc) é representada por metamargas, cálcio-xistos e lentes de metacalcário e metadolomitos, ocorrendo frequentemente camadas de microbrechas. As rochas metapelíticas que compõem esta unidade são sericita-xistos, clorita-sericita-xistos e quartzo-sericita-xistos. Ocorrem intercalações metarrítmicas caracterizadas por uma alternância centimétrica a decimétrica de camadas de metapelíticas e metapsamíticas (Basei *et al.*, 2010).

A unidade metacarbonática (NPbamc), de acordo com Basei *et al.* (2010) é representada predominantemente por metacalcários e metadolomitos, com metamargas bandadas e lentes de cálcio-xistos. Menos abundante mas ainda expressivo estão as ocorrências de sericita-xisto, clorita-xisto, quartzo-xisto e quartzitos. Rochas básicas e metaultrabásicas ocorrem em menor frequência. Os metacalcários, metadolomitos e os mármores são foliados, possuem granulação fina e textura granoblástica. Alternam bandas cinza claro e cinza escuro correspondendo a variações mineralógicas. Frequentemente ocorre intercalações de camadas ricas em pirita e em quartzo (Basei *et al.*, 2010). A mineralogia destas rochas é formada por calcita, dolomita, quartzo e sulfetos. Grafita, clorita e muscovita também podem ocorrer.

3.1.1.2 Formação Botuverá

Essa formação possui exposição a noroeste do granitóide Valsungana e foi subdividida em dois conjuntos maiores de acordo com o grau metamórfico (Figura 4). O

conjunto predominante ocorre em uma sequência de baixo a médio grau metamórfico sendo composto por metapelitos, metacarbonatos, metarritmitos e metapsamitos. Já as sequências que se apresentam em baixo grau metamórfico são representadas por metapelitos, metapsamitos rítmicos e quartzitos (Basei *et al.*, 2007).

De acordo com Basei *et al.* (2007), nas unidades metassedimentares de baixo grau metamórfico os metapelitos (NPbbp) são representados principalmente por sericita xistos e sericita clorita xistos azulados de granulação fina. A mineralogia é formada principalmente por sericita e quartzo com subordinada biotita cloritizada. O metamorfismo e deformação da segunda fase gerou nesses xistos um microbandamento com alternância de bandas submilimétricas de sericita e quartzo (Basei *et al.*, 2007).

A unidade dos quartzitos (NPbbrps) é representada por quartzitos micáceos de cor branca-amarelada, impuros, com fina foliação e crenulados, ocorrendo ocasionalmente intercalações de sericita quartzito fino com granada e cloritóide (Basei *et al.*, 2007). A unidade dos metapsamitos rítmicos é composta em sua porção basal por um conjunto de filitos rítmicos que rumo ao topo passam a metarritmitos alternando bandas milimétricas a decimétricas de metapelitos e metassiltitos arenosos (Basei *et al.*, 2007).

Nas unidades metassedimentares de baixo a médio grau metamórfico, de acordo com Basei *et al.* (2007), os metapelitos (NPbbpi) se apresentam com uma coloração cinza, sendo representados principalmente por granada-biotita-muscovita xistos e granada-biotita xistos. A norte de Brusque essa unidade é representada por clorita-biotita-muscovita xisto com e sem grafita e clorita-biotita-muscovita filito, apresentando bem menos granada (Basei *et al.*, 2007).

A unidade metarrítmica (NPbbr) é constituída pela alternância entre biotita-muscovita xistos intercalados com quartzitos e granada-muscovita xistos, ocorrendo subordinadamente níveis quartzíticos maciços (Basei *et al.*, 2007). Por fim, a unidade metapsamítica (NPbbps) é caracterizada por alternâncias centimétricas a métricas de quartzitos micáceos granatíferos e granada-muscovita xisto, sendo o primeiro termo o dominante (Basei *et al.*, 2007).

A presença de rochas ultrabásicas em corpos de extensão muito reduzida, lenticulares, que estão encaixados concordantemente nos xistos e quartzitos, alongando-se na direção NE-SW, ocorrentes próximo ao Ribeirão do Ouro. Essas rochas possuem um aspecto esverdeado e granulação fina, são isotrópicas nas zonas centrais dos corpos ultrabásicos e desenvolvem uma textura xistosa próximo às bordas. Quanto à mineralogia identifica-se tremolita-actinolita, talco, serpentina, augita, minerais opacos, leucoxênio e apatita, predominando sempre o anfibólio (Kaul *et al.*, 1976).

3.1.1.3 Síntese das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia e Botuverá

Os metacarbonatos que serão alvo de estudo fazem parte do Grupo Brusque e localizam-se na porção central do Escudo Catarinense entre os municípios de Vidal Ramos, Brusque, Botuverá, Camboriú e Penha. Estes afloram de forma descontínua ao longo do Lineamento Itajaí-Mirim, que compreende falhas N40°-60°E (Caldasso *et al.*, 1995a).

Morfologicamente se apresentam ao longo de cristas alongadas, constituída por camadas ou lentes descontínuas sendo resultado das diversas fases de deformação que afetaram o Grupo Brusque (Caldasso *et al.*, 1995a).

De modo geral, estas rochas possuem um aspecto maciço com bandamento esparso, mais raramente apresentando-se estratificados, com xistosidade pouco desenvolvida em concordância com os filitos, mica xistos e quartzitos. Possuem cores variáveis dependendo do teor de matéria orgânica, variando de preto à cinza escuro ou cinza esbranquiçado nos dolomitos e mármore. A textura, exceto nos mármore, é granular muito fina e a fratura é irregular a subconchoidal. Os calcários e dolomitos, no microscópio, apresentam textura granoblástica fina a muito fina, sendo o tamanho médio dos grãos de 0,3mm. Os mármore apresentam granulação média a grosseira, sendo comum em ambos os casos pequenas venulações (Trainini *et al.*, 1978).

Na região de Vidal Ramos à Biguaçu estas rochas podem mostrar-se microfraturadas, com preenchimento de calcário de remobilização e apresentam tonalidades cinza escuro, cinza claro e rosa. A xistosidade é moderada a fraca, sendo normalmente maciças, podendo apresentar bandamento plano paralelo, ou dobras isoclinais apertadas, recumbentes ou mesmo crenulações (Trainini *et al.*, 1978). Encontram-se intercaladas com filitos carbonosos, mica xistos e quartzitos, apresentando finas laminações caracterizadas pela alternância entre níveis de diferentes cores (Trainini *et al.*, 1978).

De acordo com Trainini *et al.* (1978), os carbonatos perfazem mais de 80% da rocha ocorrendo, subordinadamente, quartzo, albita, microclínio, minerais opacos e flogopita, evidenciando contribuição detrítica na formação dos mesmos. Ao microscópio são classificados como calco xisto, quartzo-calco xisto, albita-quartzo-calco xisto e quartzo mármore, com grãos variando entre 0,01 e 1,5mm. A xistosidade é incipientemente desenvolvida sendo caracterizada pelo alinhamento subparalelo dos minerais micáceos (Trainini *et al.*, 1978).

Na região de Botuverá os metacarbonatos são constituídos de rochas calcíticas predominantemente dolomíticas ou impuras, de cores esbranquiçadas, rosadas,

acinzentadas a pretas. As camadas possuem geometria tabular e podem ser maciças ou com laminação, evidenciada pela alternância de níveis claros e escuros, milimétricos a centimétricos, ou exibem acamadamento gradacional. A principal variação composicional entre essas rochas está marcada pelo decréscimo de carbonato e pelo aumento dos minerais silicatados (Caldasso *et al.*, 1995a).

Frequentemente ocorrem intercalações de níveis piritosos, carbonosos e de leitos quartzosos em meio aos metacarbonatos. Localmente ocorrem alternâncias de lâminas claras e escuras, sugerindo uma relíquia de laminação plano-paralela entre leitos mais ou menos carbonosos, associado a estruturas pseudo colunares decimétricas, sugerindo a presença de estruturas estromatolíticas (Caldasso *et al.*, 1995a).

Macroscopicamente estes podem ser denominados de metacalcários e metamargas. Apresentam textura granoblástica fina a média, com diâmetro máximo de 1,5mm. A xistosidade é fraca a moderada e nas zonas de cisalhamento ocorre uma foliação milonítica (Caldasso *et al.*, 1995a).

A mineralogia consiste em carbonato, opacos, quartzo, muscovita, clorita, feldspatos, raros cristais de turmalina e grãos reliquiais da rocha carbonática original. A textura é isogranular a poligonal fina, com tamanho médio dos grãos em torno de 0,2mm e com esporádicos porfiroblastos de carbonato espático que alcançam até 2mm. Manchas alongadas, irregulares, ou finos níveis de micrita peletoidal neomorfizada, ocorrem distribuídos no mosaico de carbonato. Estão presentes níveis detríticos subordinados, compostos por pirita, muscovita, clorita e grãos de quartzo. O carbonato dominante nessas rochas é a calcita, a dolomita ocorre subordinada e esse conjunto perfaz de 50% a 95% das rochas (Caldasso *et al.*, 1995a).

Em algumas amostras são reconhecidos grãos clásticos reliquiais de rocha carbonática de granulação média a fina, arredondados e com boa esfericidade, alguns maciços (intraclastos), e outros exibindo um núcleo de coloração escura (oóides). Os opacos apresentam formas euédricas quadráticas, de granulação fina a média chegando até a 2,5mm, formando níveis ou não, com largo predomínio da pirita sobre a hematita e a calcopirita. O quartzo ocorre na forma detrítica, em grãos finos, como produto da recristalização metamórfica de cimento silicoso, e como produto da silificação local. O plagioclásio predomina sobre os raros cristais de feldspato alcalino, sendo este o microclínio, são pouco freqüentes atingindo cerca de 1% da contagem modal e em grãos muito finos (<0,3mm) (Caldasso *et al.*, 1995a).

Os filossilicatos, sericita, muscovita e clorita, apresentam-se na forma de lamelas muito finas (cerca de 0,2mm) associados a matéria carbonosa e certamente representam

porções argilosas recristalizadas, constituindo até 10% da mineralogia (Caldasso *et al.*, 1995a).

Nestes metacarbonatos estão registrados no mínimo três fases de cimentação sendo estas: ferruginosa, carbonática e silicosa. Como produto da deformação, intensos microdobramentos, na maioria *kink bands*, estão registrados nessas rochas, afetando principalmente os porfiroclastos de carbonato e as lamelas de filossilicatos. Quando estes processos de deformação são mais abrangentes formam-se milonitos, onde porfiroclastos arredondados de carbonato estão envoltos em matriz granolepidoblástica, muito fina, constituída de carbonato, quartzo e filossilicatos (Caldasso *et al.*, 1995a).

Próximo a Brusque estes litotipos ocorrem também na forma de tetos pendentes em meio aos granitóides das suítes Valsungana e Nova Trento, a sudoeste de Camboriú, possuindo grandes dimensões e sendo explorados já há algum tempo. Compõem uma associação entre metacarbonatos e rochas calciossilicáticas com coloração cinza esbranquiçada a arroxeadada (Basei *et al.*, 2007). Possuem estrutura bandada representando um bandamento composicional, textura granoblástica e granulação fina. Mineralogicamente são constituídas por calcita, dolomita, diopsídio, feldspato alcalino, biotita, quartzo, minerais do grupo do epidoto, grossulária e turmalina (Basei *et al.*, 2007). O metamorfismo termal é caracterizado por microclínio e diopsídio, indicando um metamorfismo de médio a alto grau e a paragênese do metamorfismo de contato é caracterizada por grossulária + diopsídio + epidoto + feldspato-k (Basei *et al.*, 2007).

Na região de Camboriú, de acordo com Caldasso *et al.* (1995), os metacarbonatos estão encaixados em metamorfitos de grau médio da Formação Botuverá, e os metacarbonatos atingidos pelas intrusões do granito-granodiorito sofreram o efeito da marmorização em maior intensidade, devido as altas temperaturas envolvidas no processo, ocorrendo em forma de lentes ou bolsões estruturados e como teto pendente.

3.1.1.4 Suíte Intrusiva Valsungana

Schulz *et al.* (1969), denominaram um granodiorito intrusivo nos metassedimentos do Grupo Brusque como granodiorito Valsungana, localidade principal de sua área de ocorrência. A esta rocha de composição predominante granodiorítica, variando a granito, quartzo monzonito e quartzo diorito denominou-se granitóide Valsungana sendo incluída junto a outras rochas de quimismo semelhante na Suíte Intrusiva Valsungana. As demais rochas que compõem a suíte são os granitos Morro Pelado, Alto da Varginha, Angelina, diques de quartzo latito e microgranito e o granito Congonhas (Trainini *et al.*, 1978).

De acordo com Trainini *et al.* (1978), parte da serra das Congonhas é formada pelo granito Congonhas, que se estende a sudoeste findando próximo da localidade de Encruzilhada de Santa Maria. O granito Angelina aflora na forma de uma área aproximadamente retangular que foi falhada no centro por falha transcorrente, destrógrira, de direção N30°E que desloca a metade sudeste do granito por uma distância aparente igual a 2km. O granito Alto da Varginha mostra-se de forma irregular, grosseiramente nordeste, estendendo-se para sudoeste da localidade que lhe empresta o nome (Trainini *et al.*, 1978).

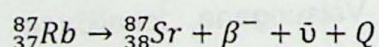
O granitóide Valsungana se apresenta na forma de um largo batólito com direção nordeste, intrusivo na Formação Botuverá, possui coloração cinza claro, raramente rosa claro, mesocrática, mais raro leucocrática, porfiroblástica, com fenocristais hipidiomórficos normalmente de microclínio, menos comumente de ortoclásio e às vezes de plagioclásio zonado, com tamanho médio entre 4 e 5 cm, contidos em matriz grossa, predominantemente granodiorítica (Trainini *et al.*, 1978). A rocha é principalmente isótropa, sendo comum orientações cataclásticas que formam faixas de até 1km de largura, com rochas do tipo milonito-gnaiss, na região de Fazenda Boa Esperança. Ocorrem ainda raras estruturas do tipo *schlieren* ou *resisters* com bordas assimiladas, difusas que o relacionam com diatexitos do Complexo Metamórfico-Migmático (Trainini *et al.*, 1978).

Trainini *et al.* (1978), realizaram análises químicas destes granitóides apresentando um quimismo cálcio-alcálico muito próximo aos diatexitos do Complexo Metamórfico-Migmático. Após análise das características meso e microscópicas semelhantes entre o granitóide Valsungana e os diatexitos graníticos, admite-se que essa unidade represente uma fração anatética formada durante a fase principal de migmatização e que ascendeu tardiamente em meio ao grupo Brusque (Trainini *et al.*, 1978).

3.2 Geologia Isotópica

3.2.1 Método Rb-Sr

O ^{87}Rb é radioativo e decai para a forma estável ^{87}Sr devido a emissão de uma partícula β negativa, como demonstrado na seguinte reação:

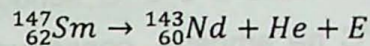


Esses elementos estão presentes nas rochas e através de processos intempéricos liberam, dentre outros elementos, o Sr para o ciclo hidrológico (Faure, 1986). Com base na comparação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rochas carbonáticas correlatas de diferentes localidades geográficas constata-se que o Sr dissolvido nos oceanos encontra-se em homogeneidade devido ao longo tempo de residência deste elemento em relação ao tempo de mistura dos

oceanos (Faure, 1986). Sendo assim estas razões são excelentes indicadores quimioestratigráficos para rochas sedimentares cuja formação esteja associada ao ambiente marinho, viabilizando este uso para fins comparativos (Oliveira, 2004).

3.2.2 Método Sm-Nd

Este método consiste no decaimento do isótopo radioativo ^{147}Sm , devido a emissão de uma partícula α , para o isótopo estável ^{143}Nd de acordo com a reação abaixo:



Durante a fusão parcial de minerais silicáticos em rochas ígneas nota-se que o Nd é presente na fase líquida enquanto que o Sm fica restrito a fase residual sólida, sendo reflexo do raio iônico do Nd ser um pouco maior do que o do Sm (Faure, 2005). A partição preferencial do Nd na fase fundida tem causado um enriquecimento deste elemento nas rochas da crosta continental comparado com as rochas residuais do manto litosférico, em relação ao Sm causando um enriquecimento na razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ nas rochas da crosta (Faure, 2005).

Os sedimentos gerados pela alteração de uma determinada rocha mantém as razões isotópicas da mesma durante o processo de transporte e sedimentação permitindo o cálculo de idades modelo T_{CHUR} ou T_{DM} do precursor da rocha sedimentar (Figueiredo, 2006).

3.2.3 Método Pb-Pb

O chumbo é encontrado naturalmente na forma de quatro isótopos: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , sendo os três últimos produtos do decaimento do urânio e do tório.

Na fusão parcial de rochas do manto o U e o Th ficam na fase líquida sendo incorporados nas fases mais ricas em sílica, refletindo nas rochas da crosta continental, diferenciadas no manto superior, que são mais ricas em U e Th (Faure, 2005).

Em rochas carbonáticas a razão inicial U/Pb tende a ser alta porém processos diagenéticos com participação de águas continentais e a recristalização metamórfica podem causar uma redução dessa razão e uma homogeneização nas composições isotópicas de Pb (Babinski, 1993). Sendo assim, a datação nestas rochas representam apenas o último estágio de evolução, ou seja, corresponde ao tempo decorrido desde o último fechamento do sistema isotópico de Pb (Babinski, 1993).

3.2.4 Método C e O

O C na natureza é encontrado na forma de dois isótopos estáveis sendo o ^{12}C e o ^{13}C . A massa do ^{13}C é 8,36% maior do que a do ^{12}C , o que causa seu fracionamento por processos naturais biológicos e químicos (Faure, 2005). A forma isotópica radioativa do carbono (^{14}C) pode ocorrer em alguns ambientes da terra sendo este isótopo produto da reação com o ^{14}N da atmosfera.

O parâmetro utilizado para análise é o $\delta^{13}\text{C}$ sendo que valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ refletem um enriquecimento em ^{13}C na amostra, consequentemente valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ refletem um empobrecimento em ^{13}C na amostra comparado com o padrão internacional PDB (Faure, 2005).

De acordo com Faure (2005), o C presente nos oceanos, na sua forma oxidada, é precipitado como CaCO_3 . Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do precipitado tendem a ser negativos em casos onde a matéria orgânica é oxidada para CO_2 , que é incorporado na calcita ou aragonita biogênica. Isso ocorre principalmente em ambientes lacustres onde os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são em muitos casos negativos. Consequentemente, dependendo da temperatura, quando ocorre um equilíbrio do precipitado com o CO_2 da atmosfera ocorre um enriquecimento em ^{13}C no precipitado.

O uso desse método é principalmente no estudo do ambiente de formação das rochas carbonáticas quanto as relações da água do mar com a atmosfera e a ação biogênica nos oceanos e fora deles através do fracionamento deste elemento que é causado pela fotossíntese (Faure, 2005; Figueiredo, 2006).

O O é encontrado na natureza na sua forma estável através de três isótopos ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O . A sistemática de estudo deste elemento é expressa em termos do enriquecimento ou do empobrecimento do isótopo pesado ^{18}O na amostra em relação ao padrão internacional PDB expresso através do parâmetro $\delta^{18}\text{O}$ (Faure, 2005).

O fracionamento dos isótopos é causado pela diferença de massa e também pela influência da temperatura fazendo com que a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, preservada nas rochas carbonáticas seja utilizada como um paleotermômetro (Faure, 2005). Outros mecanismos que alteram a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ na água do mar são as glaciações, a salinidade e o padrão de circulação oceânica (Figueiredo, 2006).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo fará um breve resumo dos materiais e métodos utilizados tanto na preparação das amostras quanto nas análises geoquímicas e isotópicas.

4.1 Geoquímica

As amostras foram analisadas por Fluorescência de Raios X e por ICP-MS para os elementos maiores, traços e terras raras. O procedimento que precedeu estas análises foi a preparação das amostras primeiramente pela britagem em pilão seguido da moagem das mesmas em moinho de carbeto de tungstênio.

Para a análise de ICP-MS, cerca de 40g de cada amostra teve de ser micronizada a úmido. Após a secagem em estufa estas foram misturadas com parafina para a confecção das pastilhas prensadas para análise. Para as análises de FRX, cerca de $1 \pm 0,0003\text{g}$ de cada amostra foi pesada e misturada com um reagente para a fusão por cerca de 25 a 30 minutos para a confecção das pastilhas fundidas e posterior análise.

4.2 Geologia Isotópica

4.2.1 Análises Isotópicas de Rb-Sr

A análise isotópica Rb-Sr foi feita em rocha total através da reação de 0,1g da amostra pulverizada com 1ml de HNO_3 concentrado e destilado e 3ml de HF destilado por cerca de 1 hora no ultra-som. Após este processo a solução fica em uma chapa aquecedora por 5 dias a $\pm 80^\circ\text{C}$ e passado este período deixa-se a amostra na chapa para evaporar até a secura. Dissolve novamente o que restou da amostra com HCl 6N destilado e a deixa na chapa aquecedora por mais uma noite na temperatura de 80°C , novamente evapora o que restou da solução até a secura e dilui o que restou da amostra com HCl 2,62N. Como a análise foi feita para Sr Natural o último passo foi transferir a amostra para um tubo de centrífuga devidamente numerado para a obtenção das razões através do espectrômetro.

4.2.2 Análises Isotópicas de Sm-Nd

Foi feita a análise isotópica em rocha total, pulverizada, através de um processo semelhante ao de obtenção das razões isotópicas de Sr só que após a dissolução da amostra com HCl 2,62N ocorre a separação do Nd através da coluna de troca iônica e da coluna com resina LN Spec. Através da coluna de troca iônica utiliza-se de uma trompa de vácuo e com HCl 2,62N faz-se o refluxo em todas as colunas de troca iônica e após escoar todo o ácido inicia-se a deposição da amostra para a coleta dos elementos terras raras. Nas

colunas LN os elementos terras raras são dissolvidos com 0,2ml de HCl 0,26N e inicia-se a deposição da amostra na coluna para a coleta do Nd.

4.2.3 Análises Isotópicas de Pb-Pb

A análise isotópica Pb-Pb foi realizada em rocha total através da dissolução da amostra utilizando, de acordo com Magdaleno & Ruiz (2009), em etapas distintas, HNO₃ + HF e HCl, aquecendo a temperatura de 100°C. Após a dissolução as amostras são submetidas a purificação de Pb através da técnica de troca iônica. Após o condicionamento da resina na coluna de troca iônica a amostra é adicionada e a remoção de outros íons é feita com HBr 0,7M. A eluição do Pb é feita com HCl 6M e em seguida é adicionado H₃PO₄ a solução que é levado a secura (Babinski, 1993). As amostras são depositadas em um filamento de Re com adição de sílica-gel ultrapura (Cameron *et al.*, 1969). Por fim as razões isotópicas de Pb são obtidas por espectrometria de massa por ionização térmica (Magdaleno & Ruiz, 2009).

4.2.4 Análises Isotópicas de C e O

A análise de C e O é feita através do sistema GasBench II que faz determinações isotópicas ¹³C/¹²C e ¹⁸O/¹⁶O através de uma alíquota da amostra que é depositada em *vials* de vidro, juntamente com He, que são mantidos a temperatura de 72°C para induzir a liberação do CO₂ (Barros & Santos, 2009). A aquisição do CO₂ é realizada através da reação da amostra com H₃PO₄ 100% por cerca de uma hora. O gás CO₂ é levado para o interior do sistema GasBench II onde é purificado em um circuito de capilares que reterão o vapor d'água, e em seguida o gás passa por uma coluna cromatográfica para a retirada de outros gases indesejáveis (Barros & Santos, 2009). Após a purificação final é feita a análise espectrométrica para a obtenção dos parâmetros δ¹³C e δ¹⁸O através das seguintes equações:

$$\delta^{13}C = \left(\frac{(^{13}C/^{12}C)_{spl} - (^{13}C/^{12}C)_{std}}{(^{13}C/^{12}C)_{std}} \right) \times 10^3\text{‰}$$

Onde $(^{13}C/^{12}C)_{spl}$ é a razão isotópica na amostra e $(^{13}C/^{12}C)_{std}$ é o padrão internacional PDB.

$$\delta^{18}O = \left(\frac{(^{18}O/^{16}O)_{spl} - (^{18}O/^{16}O)_{std}}{(^{18}O/^{16}O)_{std}} \right) \times 10^3\text{‰}$$

Onde $(^{18}O/^{16}O)_{spl}$ é a razão isotópica na amostra e $(^{18}O/^{16}O)_{std}$ é o padrão internacional PDB.

5. ATIVIDADES REALIZADAS

As atividades realizadas para o desenvolvimento do projeto incluíram o levantamento bibliográfico tanto no contexto de geologia regional quanto sobre os métodos que seriam utilizados, duas etapas de campo, análise petrográfica e de difrações de raios X, análise estrutural, preparação de amostras para os estudos geoquímicos e isotópicos e a interpretação e integração dos resultados para a elaboração da monografia.

Essas atividades ocorreram de acordo com o cronograma exposto na tabela 1 abaixo.

Tabela 1: Cronograma atualizado para o término dos trabalhos e confecção da monografia.

| Atividades/Meses | mar | abr | mai | jun | jul | ago | set | out | nov |
|--|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 1ª etapa de campo | X | | | | | | | | |
| Análise da literatura | X | X | | | X | X | X | X | |
| Preparação das amostras para petrografia | X | X | | | | | | | |
| Tratamento dos dados estruturais | | | X | | | | X | X | |
| Preparação das amostras para geoq. e isotop. | | X | X | X | X | | | | |
| Petrografia | | | | X | | | | | |
| Análises geoquímicas | | | | X | X | X | | | |
| Análises isotópicas | | | | X | X | X | X | | |
| 2ª etapa de campo | | | | | X | | | | |
| Elaboração do relatório de progresso | | | | | X | X | | | |
| Relatório de progresso | | | | | | X | | | |
| Integração dos resultados | | | | | | | X | X | |
| Elaboração da monografia | | | | | | | X | X | |
| Entrega | | | | | | | | | X |

5.1 Levantamento Bibliográfico

Inicialmente foi feito um levantamento bibliográfico no âmbito regional e local do Grupo Brusque visando a coleta de informações estratigráficas, estruturais e petrográficas das rochas metacarbonáticas deste grupo, assim como os locais e modo de ocorrência destas rochas. Outro assunto pesquisado na bibliografia existente foi quanto aos métodos geoquímicos e isotópicos utilizado para análise destas rochas, como a metodologia utilizada nas análises e a utilização dos resultados obtidos.

5.2 Etapas de Campo

Foi realizada uma primeira etapa de campo no período de 9 a 16 de março visando o conhecimento geral das ocorrências das rochas metacarbonáticas no Grupo Brusque, em

um total de 17 pontos (BTF-01 até BTF-17), onde foram coletadas diversas amostras para as análises geoquímicas, isotópicas e petrográficas e também os dados estruturais.

Após a análise petrográfica e de difração de raios X foi definido duas minas onde deveriam ser coletadas as amostras para as análises de C e O, Mina do Bugre e Mina Renaux, correspondente aos pontos BTF-01 e BTF-07. A segunda etapa de campo foi realizada no período de 3 a 5 de julho, onde foi visitado as duas pedreiras e coletado cerca de 40 amostras. Ambas as etapas de campo contaram com a participação dos professores orientadores e do aluno. Em ambas as etapas utilizou-se como base os mapas geológicos das folhas Vidal Ramos, Brusque e Botuverá (Basei *et al.* 2007; Caldasso *et al.* 1995a; Caldasso *et al.* 1995b, Trainini *et al.* 1978) confeccionados pela CPRM em parceria com outros autores.

5.3 Análise Petrográfica

A análise petrográfica foi feita com base em 22 lâminas delgadas abrangendo todos os pontos visitados coletados na primeira etapa de campo. A descrição das lâminas foi feita no LAMIR – Laboratório de Análise de Minerais e Rochas da UFPR, com a ajuda do professor co-orientador, e contou também com a análise de sete difrações de raios X.

O principal objetivo desta análise foi a definição mineralógica, textural e metamórfica das rochas envolvidas neste estudo para decidir os melhores métodos isotópicos a serem utilizados, assim como a influência destes nos resultados esperados e para a definição dos locais onde deveriam ser feitas a amostragem de C e O para a construção de uma coluna isotópica.

5.4 Análise Estrutural

Esta análise teve como objetivo caracterizar as fases deformacionais, as características geométricas das mesmas, assim como a relação de contato entre os diversos corpos de rochas metacarbonáticas que fazem parte do Grupo Brusque. Com essa finalidade utilizou-se dados de foliação, acamamento sedimentar, lineações de estiramento mineral, eixos de crenulação e medidas de plano axial coletados na primeira etapa de campo permitindo a visualização espacial destas estruturas em estereogramas (Os dados estruturais estão no anexo I).

5.5 Análise Geoquímica

A análise geoquímica foi realizada em 24 amostras para os elementos maiores, traços e ETR, através da fluorescência de raios X e do ICP-MS, no Laboratório de Química e ICP-AES/MS e no de Fluorescência de Raios X da Universidade de São Paulo. Os elementos maiores foram tratados no LAMIR – Laboratório de Análise de Minerais e Rochas da UFPR, com a ajuda do co-orientador e complementados em São Paulo com a ajuda do professor orientador.

Os ETR sofreram uma defasagem quanto ao tempo de análise dos dados em laboratório devido a problemas técnicos no ICP-MS. Este sofreu um atraso de 2 meses quanto ao cronograma previsto. Ao invés dos resultados saírem em agosto estes saíram no meio de outubro como resultados prévios devido a problemas de análise em um dos elementos, tendo que serem re-analisadas as amostras, o que dificultou o tratamento dos dados para a implementação deste trabalho. As amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação e Separação de Amostras do CPGeo-USP em um pilão, para selecionar os fragmentos que não apresentavam alteração intempérica. Após este procedimento os fragmentos foram moídos no moinho de anéis de carbeto de tungstênio até a fração argila.

5.6 Análise Isotópica

Afim de caracterizar a assinatura isotópicas das rochas metacarbonáticas do Grupo Brusque foram analisadas 20 amostras para Nd, Pb e Sr e 60 amostras para C e O no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, todas em rocha total. Os resultados obtidos foram tratados com a ajuda dos professores orientadores e através da bibliografia existente.

A lista de amostras para isotopia está no anexo II. As análises foram realizadas a partir do mesmo pó utilizado nas análises químicas.

6. RESULTADOS OBTIDOS

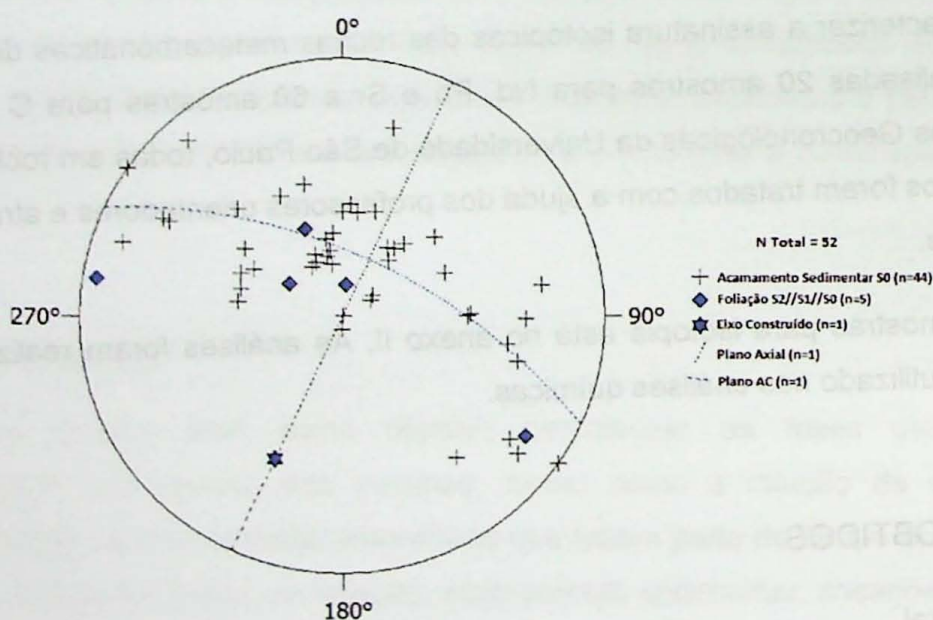
6.1 Geologia Estrutural

6.1.1 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia

As rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia possuem direção NE-SW com mergulho ora para NW ora para SE. A principal feição observada em afloramentos é o acamamento sedimentar S0 (Foto1, Anexo III), ocorrendo em alguns casos uma foliação paralela ao mesmo e outra que o transpõe.

O acamamento sedimentar S0 é caracterizado, em afloramento, por uma alternância de leitos carbonáticos de diferentes granulações, podendo ocorrer granodecrescência ascendente, com bandas micáceas ou quartzosas. Em lâmina fica mais clara a diferença de granulação que marca o acamamento sedimentar (Fotomicrografia 1, Anexo IV). Nas rochas metacarbonáticas mais impuras, nota-se preservado nos *microlitons* uma foliação metamórfica S1 muito sutil, identificada também por Caldasso (1995a). Paralelo ao acamamento e a foliação metamórfica S1, nota-se a ocorrência de uma segunda foliação metamórfica S2 mais evidente, associada a segunda fase deformacional, que é marcada por filossilicatos como a flogopita, clorita e sericita (Fotomicrografia 2, Anexo IV), gerando uma xistosidade por vezes vista em afloramentos, descrita também por Basei *et al.* (2010). Além da xistosidade, a segunda fase deformacional, gerou dobras intrafoliares isoclinais centimétricas a métricas (Foto 2, Anexo III) e uma lineação de estiramento mineral.

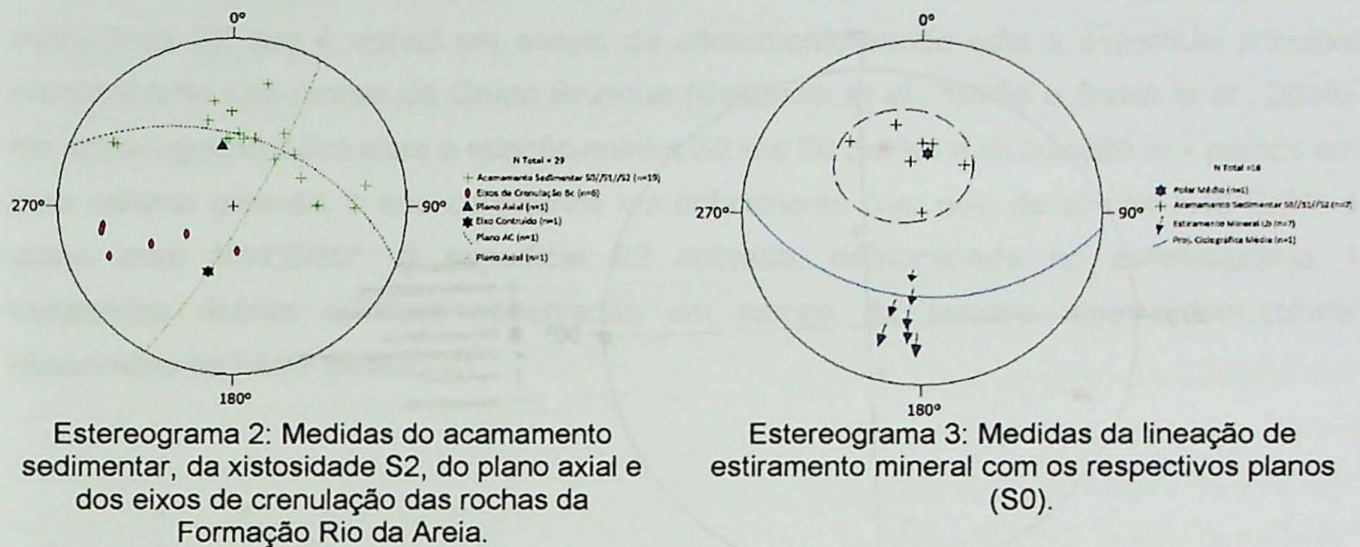
A relação do acamamento sedimentar sendo paralelo a xistosidade S2//S1 fica melhor ilustrado no estereograma 1, onde nota-se o mesmo comportamento da foliação S2 e do acamamento sedimentar S0. A distribuição destes pontos no estereograma 1 caracteriza um dobramento, com eixo de atitude S25°W/27° e plano axial N25°E/90°, provavelmente associado a terceira fase deformacional, que em campo é caracterizado por dobras de grande porte como a que está demonstrada na foto 3 (Anexo III), descritas também por Basei *et al.* (2010).



Estereograma 1: Medidas estruturais do acamamento sedimentar e da xistosidade S2 das rochas da Formação Rio da Areia.

As crenulações que são facilmente observadas em afloramentos possuem atitude do eixo e plano axial semelhante aos da terceira fase deformacional, e em afloramentos geram uma clivagem de crenulação que é facilmente identificada em lâminas (Fotomicrografia 2, Anexo IV). Esta relação pode ser observada no estereograma 2 onde tem-se as medidas

dos eixos de crenulação e das superfícies onde foram medidos, caracterizando uma fase deformacional mais tardia, talvez a D4, com eixo de atitude S40°W/45° e plano axial N40°E/80°SE. Basei *et al.* (2010) descreve para a quarta fase deformacional não só o conjunto de crenulações comentadas anteriormente mas um conjugado de crenulações que geram uma clivagem plano axial sendo melhor vista nos sericita xistos nas proximidades do Rio Itajaí Mirim.



A lineação de estiramento mineral associada a segunda fase deformacional possui direção NNE, com caimento para SSW indicando uma movimentação frontal (Estereograma 3).

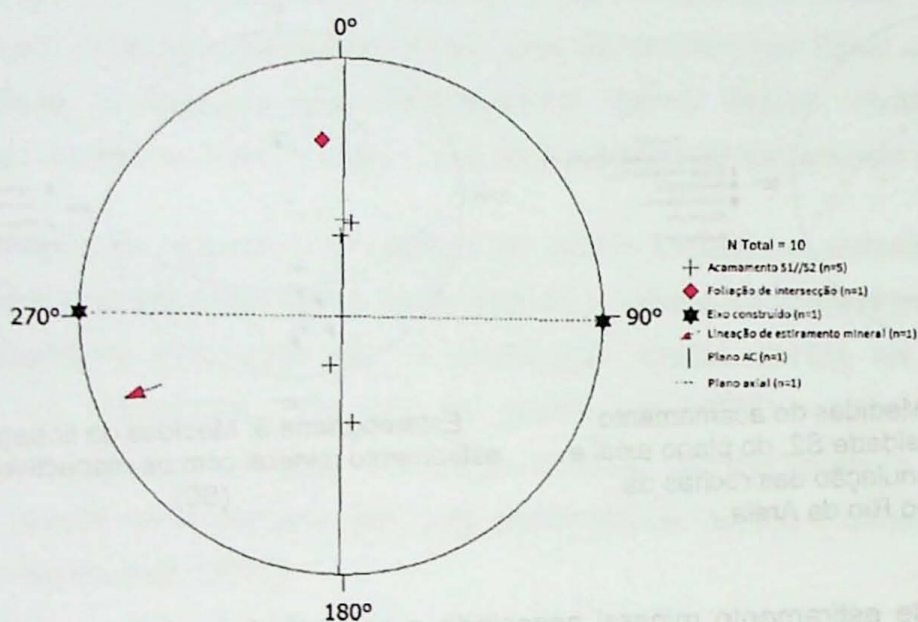
6.1.2 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá que ocorrem como enclaves

As rochas deste conjunto apresentam-se como grandes enclaves, referidos muitas vezes como “tetos pendentes” ou “roof pending”, em meio as suítes intrusivas Valsungana e Nova Trento. São corpos alongados chegando a medir 940 por 580m.

Macroscopicamente é notável o acamamento caracterizado por uma alternância de leitos esverdeados, cinza escuro, cinza claro e esbranquiçados (Foto 4, Anexo III). Estes possuem atitude média N88°W/38°SW para o ponto 12 e N86°W/30°NE para as rochas do ponto 13.

Dobras intrafoliares (Foto 5, Anexo III), foliação oblíqua, lineação de estiramento mineral, falhas cavalgantes (Foto 6, Anexo III) e *boudins* também ocorrem nestas rochas o que evidencia que a colocação dos granitos foi posterior as deformações que afetaram o

Grupo Brusque, o que é confirmado também por Caldaso *et al.* (1995b). Em lâminas não é possível identificar nenhuma foliação devido a recristalização causada pelo metamorfismo de contato que afetou estas rochas sendo a foliação mais antiga preservada a que ocorre como dobras intrafoliares, relacionadas a primeira fase deformacional (Caldaso *et al.*, 1995a e Basei *et al.*, 2010). A segunda fase deformacional transpôs a S1 paralelizando-a a S2, como demonstrado na foto 5 (Anexo III), que marca o acamamento visível nos afloramentos visitados não só deste conjunto de rocha como também nas rochas da Formação Rio da Areia e Botuverá.



Estereograma 4: Medidas estruturais dos pontos BTF-12 e BTF-13 correspondente as rochas que ocorrem como tetos pendentes

Tem-se apenas uma medida de atitude da foliação oblíqua, sendo esta N84°E/69°SE, estando associada a uma fase deformacional pós-D2. Estas medidas estruturais estão demonstradas no estereograma 4 juntamente com a linhação de estiramento mineral. A girlanda do plano AC que passa pelos polares do acamamento define um dobramento com eixo N89°W/horizontal e plano axial praticamente norte/sul com mergulho vertical.

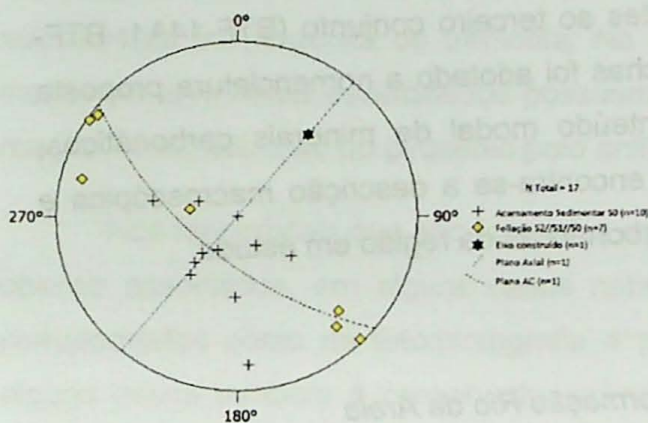
6.1.3 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá

As rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá estão dispostas, preferencialmente, na direção NW-SE, com mergulho para NE. Pode ocorrer variações na direção para NE-SW com mergulho ora para SE ora para NW.

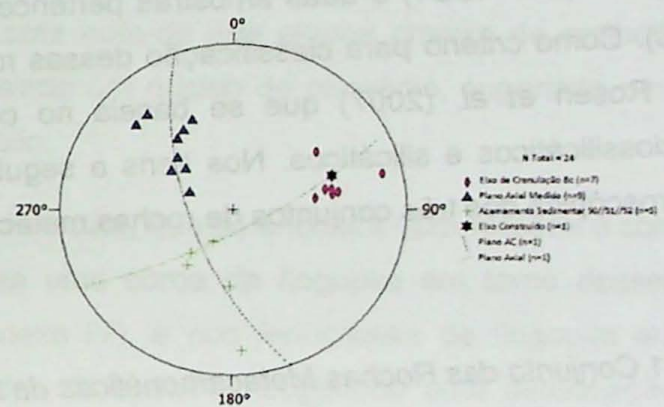
A fim de caracterizar melhor a superfície principal medida em afloramentos, foi analisada a lâmina correspondente ao ponto BTF-17 (BTF-17C) e mais duas lâminas (IT-I-

35 e IT-I-65) pertencentes a disciplina de Mapeamento Geológico (0440420) referente ao Projeto Itapema (ano 2008 – Grupo I), que correspondem a metapelitos onde a deformação a que as rochas desta formação foram submetidas ficaram melhor registradas do que nas rochas metacarbonáticas.

Nestas lâminas nota-se uma xistosidade bem desenvolvida marcada pela mica branca e uma foliação anterior preservada (Fotomicrografia 3, Anexo IV). A foliação que está preservada corresponde ao acamamento sedimentar S0 que foi metamorfoisado, gerando a mica branca, definindo a foliação S1, que foi posteriormente dobrada e transposta por uma xistosidade S2 que é visível em escala de afloramento sendo esta a superfície principal predominante nas rochas do Grupo Brusque (Caldasso *et al.*, 1995a e Basei *et al.*, 2010). No estereograma 5 fica claro a relação entre a S2 e a S0 devido a disposição dos pontos em uma mesma ghirlanda, o que caracteriza um dobramento com eixo de atitude N40°E/27° e plano axial N40°E/90°. A superfície S2 dobrada, demonstrada no estereograma 1 caracteriza dobras métricas observadas em campo da terceira fase deformacional observadas na foto 7 (Anexo III).



Estereograma 5: Medidas estruturais do acamamento sedimentar S0 e da Foliação S2.



Estereograma 6: Medidas do acamamento sedimentar, dos eixos de crenulação e dos planos axiais das rochas da Formação Botuverá.

Evidências de uma quarta fase deformacional tem-se quando ocorre crenulações na superfície S2. Estas crenulações estão com eixo paralelos ao da terceira fase deformacional e plano axial semelhante, sendo estes N70°E/28° e N70°E/75°SE, demonstrados no estereograma 6, que vão de acordo com as informações desta fase descrita para as rochas da Formação Rio da Areia.

6.2 Descrição Petrográfica e Características Metamórficas das Rochas Metacarbonáticas do Grupo Brusque

Nas etapas de campo foram visitados 17 pontos (BTF-01 até BTF-17), apresentados na figura 1. As rochas metacarbonáticas amostradas foram separadas em três conjuntos com base no contexto geológico no qual fazem parte.

O primeiro conjunto abrange desde ocorrências pontuais a camadas possantes de metacarbonatos encaixados na unidade metapelito-carbonática da Formação Rio da Areia (BTF-01 ao BTF-11). O segundo conjunto abrange as rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá que ocorrem na forma de enclaves em meio as suítes intrusivas Valsungana e Nova Trento (BTF-11 e BTF-12). O terceiro conjunto abrange o restante das rochas metacarbonáticas pertencente à Formação Botuverá que não estão como enclave (BTF-13 ao BTF-17).

A caracterização petrográfica e metamórfica destes conjuntos foi feita através da descrição dos litotipos em campo e da integração das análises petrográficas com os dados mineralógicos de difração de raios X de seis amostras sendo 3 amostras pertencentes ao primeiro conjunto (BTF-05J; BTF-10C; BTF-11A2), uma amostra pertencente ao segundo conjunto (BTF-12C1) e duas amostras pertencentes ao terceiro conjunto (BTF-14A1; BTF-17C). Como critério para classificação dessas rochas foi adotado a nomenclatura proposta por Rosen *et al.* (2007) que se baseia no conteúdo modal de minerais carbonáticos, calciosilicáticos e silicáticos. Nos itens a seguir encontra-se a descrição macroscópica e microscópica dos três conjuntos de rochas metacarbonáticas da região em estudo.

6.2.1 Conjunto das Rochas Metacarbonáticas da Formação Rio da Areia

Estas rochas correspondem aos afloramentos BTF-01 até BTF-11 (Figura 1). Em afloramento possuem o acamamento sedimentar bem marcado por uma alternância de leitos de espessura variável, paralelo ao qual, ocorre uma clivagem ardosiana. Essa alternância de leitos pode ser apenas entre bandas de composição carbonática, entre bandas carbonáticas e pelíticas (com clorita e flogopita), ou com bandas mais silicáticas, onde se identifica a presença de quartzo e anfibólio em amostras de mão.

Entre os leitos comentados acima podem ocorrer diferenças na granulação, ou, em alguns casos, granodecrescência ascendente em um único leito. Estes leitos possuem alternância de cores variando de cinza escuro a cinza claro. Em poucos casos, apresentam-se marrom claro e esbranquiçado que não necessariamente acompanham um leito inteiro, sugerindo provável alteração.

Possuem aspecto homogêneo, podendo ser classificados macroscopicamente como mármores puros e impuros. Venulações esbranquiçadas ocorrem e podem chegar a encobrir o acamamento sedimentar dando um aspecto brechado a rocha (Foto 8, Anexo III). Esses níveis de brechas também podem estar restritos apenas em fraturas ou em níveis paralelos ao acamamento com a presença de piratas (foto 9, Anexo III). Outro litotipo presente em alguns afloramentos são diques de rocha básica e de lamprófiro e rochas com metamorfismo de contato classificadas como tremolita hornfels. No estudo proposto estas áreas foram evitadas durante a amostragem realizada, visando preservar os resultados geoquímicos e isotópicos das rochas metacarbonáticas na época de deposição.

Macroscopicamente os diques de lamprófiro possuem coloração verde escura, granulação fina e fenocristais de filossilicatos chegando a 0,5cm (Foto 10, Anexo III). Ao microscópio nota-se que a matriz perfaz cerca de 75% da rocha sendo esta inequigranular, textura porfírica e com granulação variando de muito fina a fina. A composição é dada por quartzo, filossilicatos, carbonato, apatita, zircão, anfibólio e opacos. Na análise da difração de raios X de uma amostra do dique foi indicado que os filossilicatos presentes são a flogopita e a clorita e que os anfibólios são a tremolita e a hornblenda, e outro mineral identificado foi o ortoclásio. Os fenocristais são em grande parte pseudomorfos de piroxênio substituídos por flogopita ou tremolita. Na matriz nota-se que alguns cristais de anfibólio incolor ou levemente esverdeados possuem ainda um núcleo de piroxênio, sugerindo uma reação de substituição do piroxênio pelo anfibólio.

Nos fenocristais que são formados por tremolita, que se encontra fibrorradiada e com opacos associados, em alguns casos nota-se uma coroa de flogopita em torno desses pseudomorfos como na fotomicrografia 4 (Anexo IV), e nos fenocristais de flogopita em alguns casos também é preservado um núcleo de anfibólio, sugerindo uma substituição mais tardia dos fenocristais. A clorita aparece como alteração da flogopita tanto na matriz como nos fenocristais onde é possível identificar halos pleocróicos causados pelo zircão. Alguns cristais de anfibólio da matriz possuem carbonato no núcleo sugerindo também reações de carbonização, ou de substituição do carbonato.

Pontualmente ocorrem rochas com metamorfismo de contato representadas por tremolita hornfels. Macroscopicamente possuem coloração esverdeada, granulação muito fina e textura nematoblástica. É visível o acamamento e dobras intrafoliares (Foto 11, Anexo III). Na análise petrográfica, é reconhecido tremolita, quartzo e opacos. Em análises de difração de raios X é identificado clorita, flogopita e hornblenda. Nota-se os efeitos do metamorfismo de contato na fotomicrografia 5 (Anexo IV) onde a tremolita apresenta um hábito fibrorradiado.

Quanto às rochas metacarbonáticas este conjunto é caracterizado por mármore puros, impuros e por rochas carbonato silicáticas. Os mármore puros são representados por rochas de textura lepidogranoblástica, compostas por carbonato (calcita ou dolomita), quartzo, mica branca, opacos e matéria orgânica. Esse litotipo apresenta, nas análises microscópicas, poucas evidências de deformação estando bem preservadas as estruturas primárias. A deformação em alguns casos é marcada pela orientação dos cristais de carbonato que se paraleliza com a orientação dos filossilicatos (Fotomicrografia 1, Anexo IV). Além do acamamento sedimentar marcado por uma alternância submilimétrica a milimétrica de leitos com variação na granulação do carbonato (<0,1 a 0,1mm) existe uma foliação oblíqua marcada pelas micas. Algumas amostras possuem venulações com recristalização de carbonato que macroscopicamente possuem uma coloração mais clara.

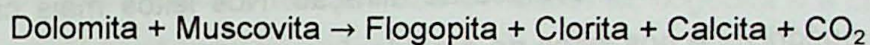
Os mármore impuros são representados por quartzo mármore, quartzo-mica mármore e cálcio xistos. Possuem granulação variável de muito fina a fina, textura granoblástica a lepidogranoblástica e são constituídos por carbonato, quartzo, mica branca, sericita, flogopita e opacos. Nota-se que os cristais de carbonato estão deformados definindo o acamamento sedimentar, juntamente com a alternância entre leitos de granulação distintas, ambos muito finos. A concentração de quartzo um pouco maior em alguns leitos e os níveis de matéria orgânica também marcam o acamamento sedimentar como na fotomicrografia 6 (Anexo IV). Nessas rochas também nota-se uma foliação oblíqua metamórfica marcada principalmente pelos níveis de matéria orgânica. Essas rochas possuem aspecto homogêneo ocorrendo em alguns casos recristalização de carbonato disposto em finos veios e pequenas venulações de quartzo com opacos associados.

As rochas carbonato silicáticas são representadas por carbonato-mica xistos. Esse litotipo possui alternância submilimétrica de leitos mais micáceos, com textura granolepidoblástica, e leitos mais carbonáticos, com textura granoblástica, ambos na granulação muito fina. A mica varia entre uma mica esverdeada com birrefringência de cor musgo-dourado e uma mica branca com a mesma birrefringência. Na análise de difração de raios X do carbonato-mica xisto foi identificado a presença da clorita, porém em alguns casos a mica esverdeada possui uma alta birrefringência indicando provavelmente a existência de flogopita. Foi analisada a probabilidade de ocorrer talco nessas rochas através do difratograma desse mineral, porém não foi encontrado.

O quartzo acompanha estes leitos em quantidades variáveis, estando em uma granulação mais fina nos leitos mais micáceos e em uma granulação mais grossa nos leitos carbonáticos. Os leitos mais micáceos além de quartzo podem conter também opacos associados.

Nota-se que os leitos com mais minerais carbonáticos não possuem uma continuidade, estando em forma de *boudins* entre os leitos micáceos que também estão crenulados (Fotomicrografias 7 e 8, Anexo IV), evidenciando melhor a deformação sofrida nessas rochas através da deformação das micas. A foliação principal S0//S2, correspondente ao acamamento sedimentar, neste litotipo é bem marcada pelos leitos mais carbonáticos, os leitos micáceos além de marcar a foliação principal definem também uma xistosidade oblíqua ao acamamento desenvolvida tardiamente a deposição sedimentar como na fotomicrografia 8 (Anexo IV).

Sendo a assembléia mineralógica formada pelos minerais acima mencionados, a gênese da flogopita, da clorita e de alguns cristais de calcita pode estar relacionada a reação entre a dolomita e a muscovita descrita abaixo:



Sendo assim as rochas deste primeiro grupo possuem um grau metamórfico baixo, fácies xisto verde na zona da biotita. As amostras coletadas e, principalmente, as selecionadas para os estudos isotópicos se concentraram nas amostras menos deformadas e mais puras em carbonatos.

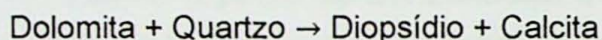
6.2.2 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá que ocorrem como enclaves

Este conjunto corresponde aos pontos BTF-12 e BTF-13. Macroscopicamente as rochas deste conjunto possuem uma alternância composicional de bandas que variam de 2 a 5 centímetros sendo umas mais carbonáticas e outras de composição mais silicática. Na maior parte dos afloramentos estas bandas são homogêneas possuindo uma laminação paralela ao acamamento sedimentar e outra oblíqua, e coloração que varia de esbranquiçada, branco esverdeado, cinza claro, cinza escuro e marrom (Foto 12, Anexo III). Em outros casos pode-se observar falhas cavalgantes e uma deformação maior dessas bandas com ocorrência de *boudins* e zonas de brecha como na foto 13 (Anexo III).

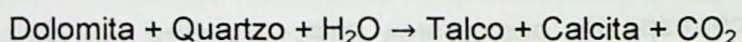
Os enclaves são representados por mármore impuros e rochas carbonato silicáticas. As rochas carbonato silicáticas são representadas por diopsídio-carbonato hornfels, estes possuem granulação variável de muito fina a fina, textura nematogranoblástica e são formados por carbonato, olivina, serpentina, diopsídio, mica branca, anfibólio e feldspato. Microscopicamente esta rocha não possui uma orientação preferencial dos minerais pois estes apresentam um certo nível de recristalização. Ocorre porém um bandamento composicional, alternando níveis em que predomina o diopsídio e o

anfibólio (Fotomicrografia 9, Anexo IV) e outros em que predomina o carbonato e a mica branca, podendo aparecer o anfibólio.

Os mármore impuros são representados por feldspato-diopsídio hornfels e por tremolita hornfels. Estes litotipos são formados por uma alternância de leitos submilimétricos ora mais carbonáticos ora mais silicáticos, com granulação variável de muito fina a fina, textura nematogranoblástica, sem orientação preferencial e com uma taxa de recristalização um pouco maior do que as rochas carbonato silicáticas deste grupo. Porfiroblastos de tremolita, como na fotomicrografia 10 (Anexo IV), também podem ocorrer. Quanto à mineralogia, é identificado quartzo, carbonato, piroxênio, zircão, feldspato, wolastonita, talco, serpentina e anfibólio. Na análise da difração de raios X foi identificado que o piroxênio é o diopsídio e que o carbonato é a calcita. Outros minerais como o rutilo e o microclínio foram identificados nos estudos de difração. Nos leitos mais carbonáticos as micas estão mais euédricas e nos leitos de granulação mais fina nota-se que os cristais de carbonato estão com uma borda irregular e os de diopsídio mais arredondados. Observa-se uma relação de substituição da hornblenda pelo diopsídio em algumas amostras e em outras nota-se apenas o diopsídio, sugerindo que a hornblenda foi toda utilizada na quebra ou que este pode ter surgido da quebra da dolomita segundo a reação:



Em uma reação semelhante, porém com hidratação, o talco que aparece em lâminas pode ter se formado de acordo com a reação:



A wolastonita pode ter sua gênese associada a reação entre calcita e quartzo liberando dióxido de carbono (Deer *et al.*, 2000). Sendo assim, além da recristalização dos minerais observado nas lâminas, os minerais reconhecidos são típicos de metamorfismo de contato de alto grau na fácies piroxênio hornfels.

6.2.3 Conjunto das Rochas Metacarbonáticas da Formação Botuverá que não Ocorrem como Enclaves

Os pontos referentes a este conjunto são do BTF-13 ao BTF-17. As ocorrências em que predominam estas rochas metacarbonáticas são caracterizadas por uma alternância de níveis carbonáticos, com coloração variável entre cinza escura a cinza claro e creme (Foto 14, Anexo III), e níveis mais pelíticos com o desenvolvimento de filossilicatos com granulação fina. Esses níveis possuem espessura variável de milimétrica centimétrica, com uma foliação ardosiana bem marcada chegando a uma xistosidade nos níveis pelíticos,

como na foto 15 (Anexo III). Outro modo de ocorrência é em meio a um biotita-quartzo xisto em que nota-se lentes esbranquiçadas que não efervesce com o ácido.

As rochas metacarbonáticas desta unidade são formadas por rochas carbonato silicáticas, mármore impuros e rochas silicáticas com carbonato. As rochas carbonato silicáticas tratam-se de um litotipo de transição entre quartzo mármore e metapelitos, classificado como metadiamicrito carbonático. Essa transição é observada em campo como um gradual aumento nos bolsões carbonáticos que estão estirados em meio ao metapelito. Essa rocha possui uma xistosidade fina com leve crenulação, é formada por bolsões de granulação muito fina e textura granoblástica compostos principalmente por quartzo e carbonato. A matriz possui granulação muito fina e textura granolepidoblástica sendo formada principalmente por plagioclásio e filossilicatos. Na análise da difração de raios X foi identificado que os filossilicatos presentes são a muscovita, flogopita e a clorita e que além destes minerais existe também a presença da tremolita e do zircão.

A parte pelítica desta rocha com micas como a clorita, muscovita e flogopita evidencia um metamorfismo de baixo grau de fácies xisto verde na zona da clorita ou da biotita. A tremolita presente pode ter sido resultado da reação entre dolomita e quartzo ainda em um baixo grau de metamorfismo.

Os mármore impuros são representados por quartzo mármore e por tremolita-quartzo mármore. Estes litotipos possuem granulação muito fina e textura lepidogranoblástica. São formados por carbonato, quartzo, mica branca, flogopita, tremolita e opacos. Ocorrem níveis milimétricos a centimétricos onde a principal diferença entre estes é em relação a granulação. Finos níveis micáceos ocorrem na interface entre a mudança de níveis de diferentes granulações que por vezes estão dobrados. Em alguns casos nota-se que o carbonato e o quartzo encontram-se levemente estirados definindo uma foliação junto com as micas ou ainda o quartzo pode estar disposto em lentes envoltas por carbonatos. Pequenos veios de recristalização de calcita também podem ocorrer.

As rochas silicáticas com carbonato são representadas por quartzo-mica xistos com carbonato. Este litotipo possui granulação muito fina e textura granolepidoblástica. É formado por uma matriz que contém quartzo, feldspato, carbonatos, opacos e filossilicatos. Na difração de raios X os filossilicatos identificados foram a clorita, muscovita e a biotita, os feldspatos foram a albita e o ortoclásio e quanto aos minerais carbonáticos esta rocha possui tanto a calcita quanto a dolomita. A biotita ocorre como porfiroblastos e a clorita como alteração da biotita (Fotomicrografia 11, Anexo IV). Essa rocha possui uma foliação bem definida pelas micas e uma anterior preservada. Nos níveis mais quartzosos nota-se a ocorrência de bolsões de carbonato como na fotomicrografia 12 (Anexo IV).

Devido à presença de muscovita e biotita o metamorfismo é de baixo grau, fácies xisto verde na zona da biotita com evidências de um retrometamorfismo para a zona da clorita evidenciado pela substituição da biotita pela clorita.

6.3 Análise Química

6.3.1 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia

Foram analisadas 12 amostras da Formação Rio da Areia com os resultados apresentados na tabela no anexo V.

Do total de amostras analisadas 7 possuem elevado teor de CaO (48 a 54,7%) e de MgO entre 0,35 a 1,26%, sendo estes classificados quimicamente como calcita mármores. Três amostras possuem baixo teor de CaO (2,97 a 10,93%) e elevados teores de SiO₂ (49,54 a 68,18%), indicando a contribuição maior de material clástico, sendo estas classificadas como rochas carbonato silicáticas. Uma amostra possui teor de MgO de 20,13% e de SiO₂ de 5,16% sendo classificada como dolomita mármore e outra possui teor de SiO₂ de 27,2% e de CaO de 18,96% sendo classificada como mármore dolomítico impuro. O dolomita mármore e o mármore dolomítico impuro mostram em campo feições de brecha e venulações indicando que processos hidrotermais foram presentes, enquanto que os calcita mármores não apresentam estas feições sendo considerado o litotipo mais preservado e mais puro em termos composicionais.

Na figura 5a tem-se o diagrama ternário com a composição das rochas deste conjunto relacionadas aos três óxidos principais usados para classificação química (SiO₂xCaOxMgO). No gráfico da figura 5b tem-se o gráfico que relaciona CaO com MgO evidenciando os mármores com composição mais dolomítica. Na figura 5c e 5d nota-se que existe uma relação inversamente proporcional do CaO com o SiO₂ e o Al₂O₃ reforçando a separação dos mármores com e sem contribuição de fases clásticas.

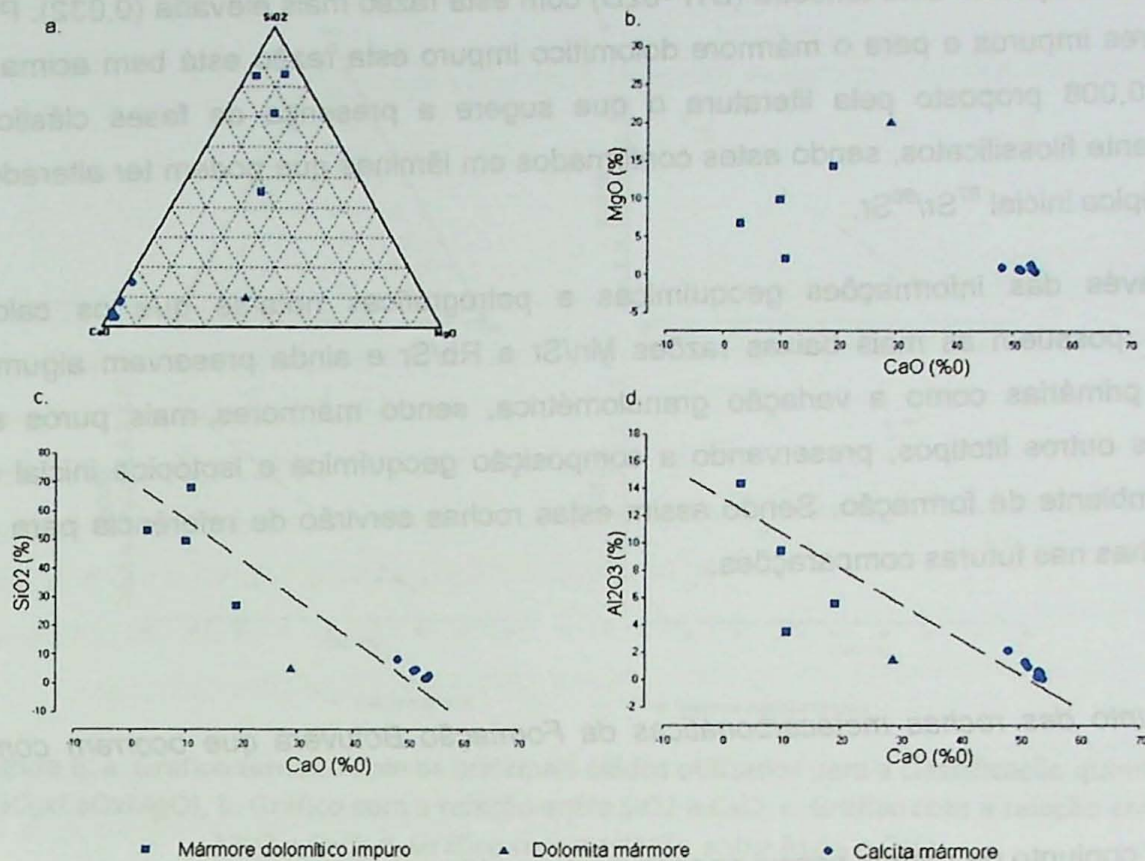


Figura 5: a. Diagrama ternário com os óxidos usados para a classificação química destas rochas ($\text{SiO}_2\text{xCaOxAl}_2\text{O}_3$); b. Gráfico com a relação entre CaO e SiO_2 ; c. Gráfico com a relação entre o CaO e o MgO; d. Gráfico com a relação entre o CaO e o Al_2O_3 .

Os parâmetros empregados para avaliação de alteração da composição inicial de C e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram as razões Mn/Sr e Rb/Sr. A razão Mn/Sr é utilizada para analisar o grau de alteração diagenética por fluídos não marinhos. Estes fluídos costumam ter mais Mn e menos Sr do que a água do mar, assim com a percolação destes fluídos a razão Mn/Sr tende a aumentar (Figueiredo, 2006). Valores menores que 10, de acordo com Kaufman & Knoll (1995) ainda preservam a composição dos elementos maiores, mantendo as razões isotópicas primárias de C. A razão Rb/Sr fornece uma indicação da presença de fases clásticas ricas em Rb, como alguns filossilicatos. Esses minerais, por decaimento radioativo alteram a razão isotópica inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas metacarbonáticas através da adição de Sr radiogênico no sistema (Figueiredo, 2006). De acordo com Figueiredo (2006), amostras inalteradas ou muito pouco alteradas possuem a razão Rb/Sr com valor máximo de 0.008.

A relação Mn/Sr dos calcita mármoreos está abaixo de 0, enquanto que esta razão para os mármoreos dolomíticos impuros e para o dolomita mármore varia entre 1,394 e 4,921. A rocha carbonato silicática possui a relação Mn/Sr abaixo de 0. Em todos os casos estas razões indicam que não houve alteração da razão isotópica inicial de C por fluídos não marinhos. As razões Rb/Sr para os calcita mármoreos estão, em sua maioria, abaixo de

0,008 existindo apenas uma amostra (BTF-02D) com esta razão mais elevada (0,032). Para os mármore impuros e para o mármore dolomítico impuro esta razão está bem acima do limite de 0,008 proposto pela literatura o que sugere a presença de fases clásticas, principalmente filossilicatos, sendo estes confirmados em lâminas que podem ter alterado a razão isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Através das informações geoquímicas e petrográficas nota-se que os calcita mármore possuem as mais baixas razões Mn/Sr e Rb/Sr e ainda preservam algumas estruturas primárias como a variação granulométrica, sendo mármore mais puros em relação aos outros litotipos, preservando a composição geoquímica e isotópica inicial da época e ambiente de formação. Sendo assim estas rochas servirão de referência para as demais rochas nas futuras comparações.

6.3.2 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá que ocorrem como enclaves

Este conjunto de rochas possui apenas quatro análises químicas correspondente aos dois pontos visitados e os resultados estão apresentados na tabela do anexo V.

Dentre as amostras analisadas 3 apresentam teor de CaO acima de 45% e baixo teor de MgO (menor que 0) sendo classificadas quimicamente como calcita mármore. A amostra BTF-13D possui teores mais elevados de SiO_2 (42,78%) e MgO (18,51%) sendo classificada quimicamente como mármore dolomítico impuro. Esta classificação é apenas em relação ao conteúdo dos óxidos presentes não considerando o metamorfismo de contato imposto a estas rochas.

No diagrama da figura 6a tem-se relacionado os principais óxidos utilizados para a classificação química destas rochas onde pode-se notar a separação composicional em dois grupos, um de composição mais cálcica e outro de composição mais silicática. Estes grupos também são bem distinguíveis nos gráficos da figura 6b, 6c e 6d onde nota-se uma relação inversamente proporcional entre o SiO_2 e o CaO (Figura 6b), indicando pouca ou nenhuma contribuição clástica, e entre o MgO e o CaO (Figura 6c), que separa uma fase mais dolomítica. No gráfico da figura 1d ocorre uma relação direta entre o Al_2O_3 e o CaO que pode estar associada a ocorrência de microclínio e hornblenda em algumas amostras.

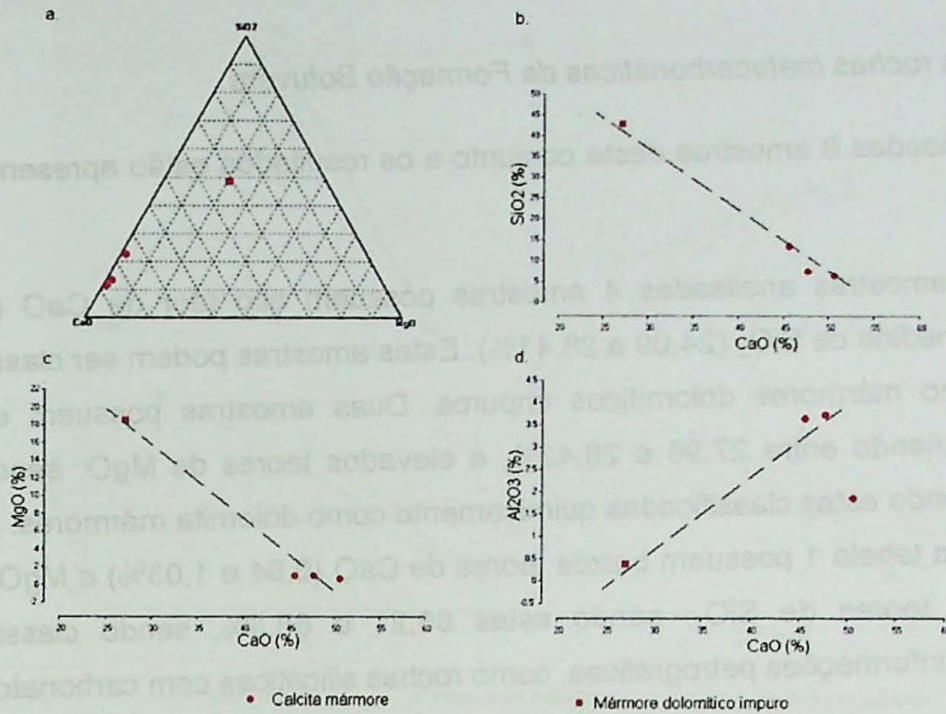


Figura 6: a. Gráfico ternário com os principais óxidos utilizados para a classificação química ($\text{SiO}_2\text{xCaOxMgO}$); b. Gráfico com a relação entre SiO_2 e CaO ; c. Gráfico com a relação entre MgO e CaO ; d. Gráfico com a relação entre Al_2O_3 e CaO .

Nos calcita mármore a razão Mn/Sr é menor que 0 (Figura 7), enquanto que no mármore dolomítico impuro esta razão é de 3,873, indicando em ambos os casos pouca ou nenhuma alteração diagenética da composição isotópica inicial de C por fluídos não marinhos. A razão Rb/Sr nos calcita mármore varia de 0,008 a 0,021 e no mármore dolomítico impuro esta razão é menor que 0,046. Altas razões de Rb/Sr (maiores que 0,008) indicam a presença de fases clásticas ricas em Rb como a mica branca identificada em lâmina. A única amostra que mantém preservada a razão isotópica inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da época e ambiente de formação é a BTF-12H, correspondente a um dos calcita mármore, que possui a razão Rb/Sr igual a 0,008.

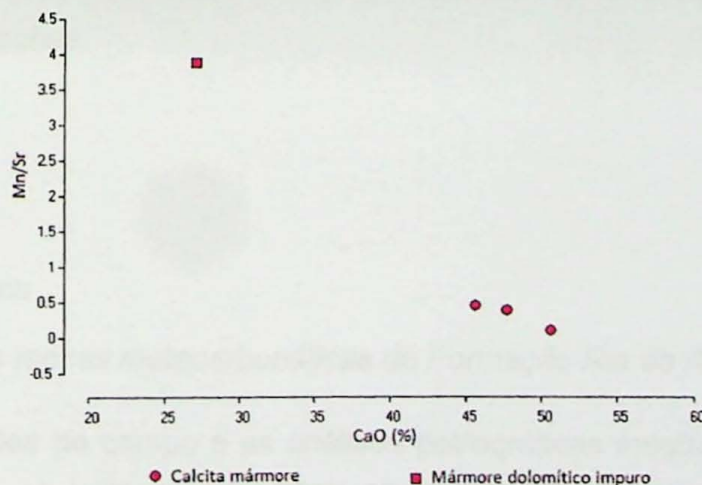


Figura 7: Gráfico mostrando a relação da razão Mn/Sr com o CaO .

6.3.3 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá

Foram analisadas 8 amostras deste conjunto e os resultados estão apresentados na tabela do anexo V.

Dentre as amostras analisadas 4 amostras possuem alto teor de CaO (20,44 a 29,36%) e teores médios de SiO₂ (24,09 a 28,41%). Estas amostras podem ser classificadas quimicamente como mármore dolomítico impuro. Duas amostras possuem elevados teores de CaO, variando entre 27,96 e 28,42%, e elevados teores de MgO, sendo estes 19,72 e 20,01%, sendo estas classificadas quimicamente como dolomita mármore. As duas últimas amostras da tabela 1 possuem baixos teores de CaO (0,84 e 1,03%) e MgO (1,44 e 1,7%) e elevados teores de SiO₂, sendo estes 66,21 e 68,5%, sendo classificadas, juntamente com as informações petrográficas, como rochas silicáticas com carbonato.

No diagrama da figura 8a nota-se que os mármore dolomítico impuro e os dolomita mármore possuem a composição de CaO e MgO próximas, enquanto que as rochas silicáticas com carbonato possuem uma composição extrema, bem mais silicática do que as outras amostras. Na figura 8b nota-se uma correlação positiva entre o CaO e o MgO, e que os mármore dolomítico impuro e os dolomita mármore possuem teores de MgO mais elevados do que as rochas silicáticas com carbonato. Nos gráficos das figuras 8c e 8d fica mais claro a distinção composicional das rochas silicáticas com carbonato, além de notar a ocorrência de uma relação inversamente proporcional do CaO com o SiO₂ e o Al₂O₃. Devido a composição das rochas silicáticas com carbonato ter muito pouco CaO, estas não serão comparadas nem analisadas com as demais por não serem rochas carbonáticas.

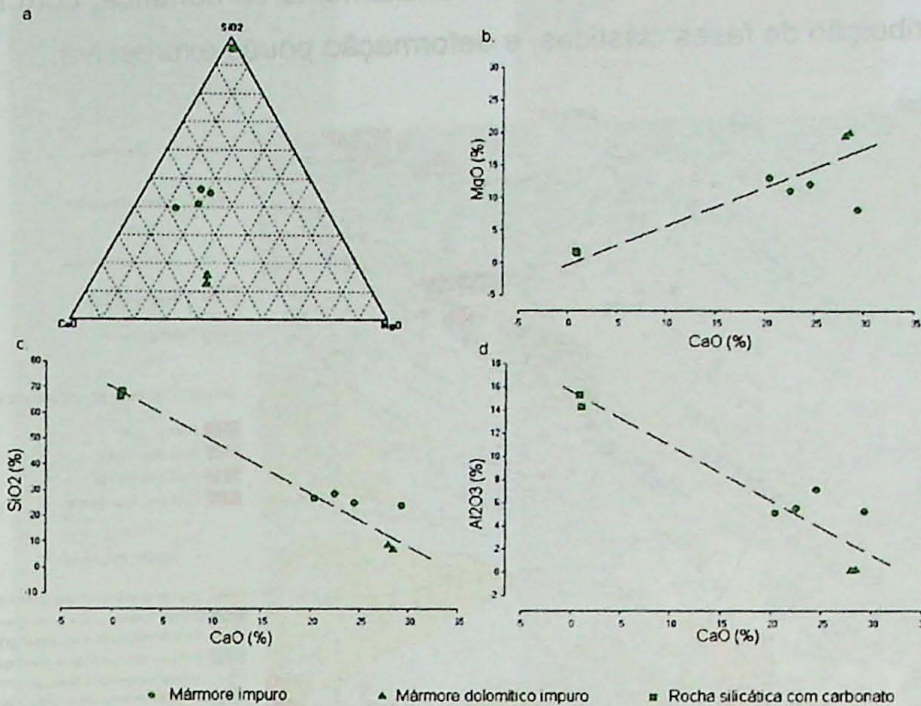


Figura 8: a. Diagrama ternário com os principais óxidos usados para a classificação química destas rochas; b. Gráfico com a relação SiO₂ e CaO; c. Gráfico com a relação MgO e CaO; d. Gráfico com a relação Al₂O₃ e CaO.

A razão Mn/Sr destas rochas são relativamente altas. Nos mármore dolomíticos impuros esta razão varia de 4,157 até 11,6, enquanto que nos dolomita mármore esta razão possui os valores 4,63 e 7,174. Com exceção das amostras BTF-15C e BTF-16C, correspondente aos mármore dolomíticos impuros, as demais amostras possuem valores da razão Mn/Sr dentro do limite proposto para rochas carbonáticas que não sofreram alteração da composição isotópica inicial de C por fluidos não marinhos. A razão Rb/Sr, tanto nos mármore dolomíticos impuros como nos dolomita mármore é acima de 0,008, indicando a presença de minerais ricos em Rb, como os filossilicatos observados em lâminas e detectados em análise de fluorescência de raios x da amostra BTF-14A1. A alta razão Rb/Sr sugere que a razão isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr não é a razão inicial da época de formação destas rochas.

6.4 Análise Isotópica

6.4.1 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia

As descrições de campo e as análises petrográficas mostram duas minas (Mina do Bugre – BTF01 e Mina Renaux – BTF0-07, Figura 9) que ainda preservam estruturas primárias, como alternância entre leitos de diferentes granulações e com granodecrescência

ascendente, além de possuírem composição essencialmente carbonática, com muito pouco ou nenhuma contribuição de fases clásticas, e deformação pouco expressiva.

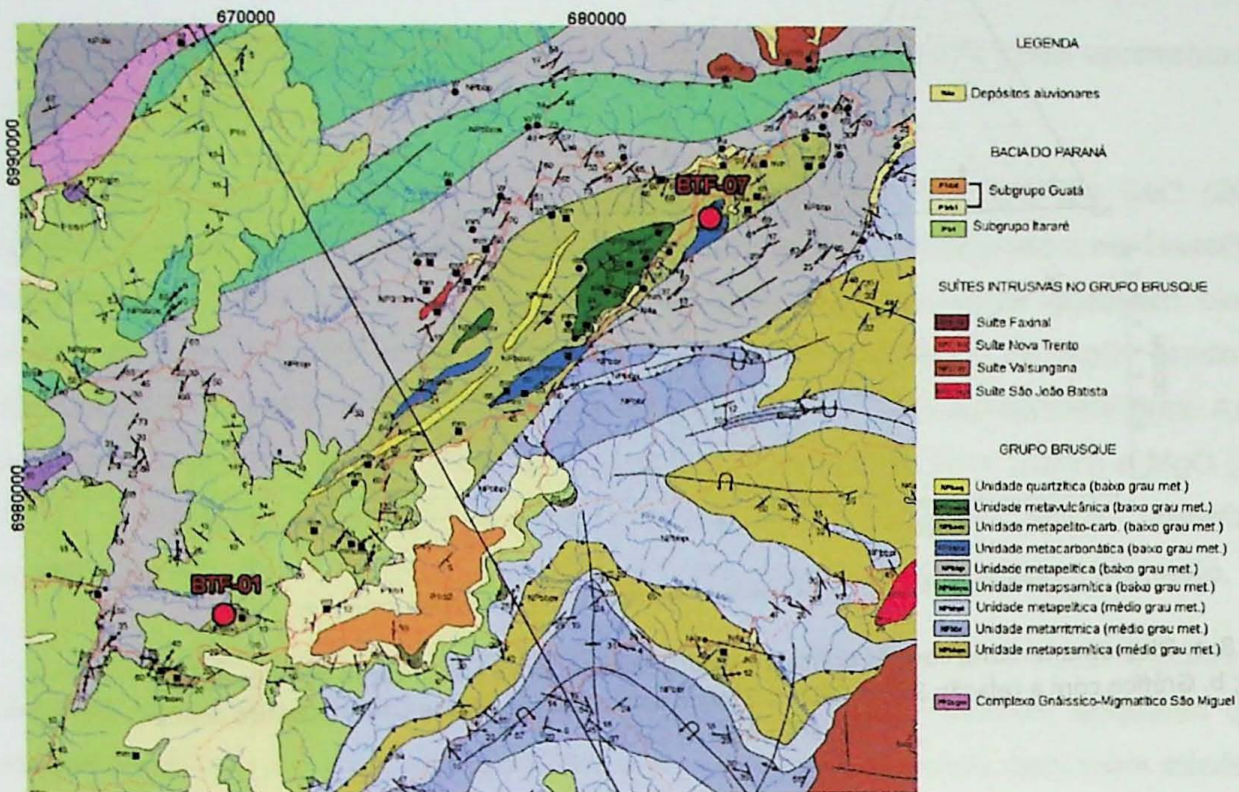


Figura 9: Mapa geológico com a localização dos pontos BTF-01 e BTF-07.

Nestas duas minas foi realizado um detalhamento maior dos isótopos de C e O tendo sido coletadas 18 amostras na Mina do Bugre (BTF-01, Figura 10) e 22 amostras na mina Renaux (BTF-07, Figura 10) que estão representadas nos perfis estratigráficos da figura 11

A amostragem foi realizada nos diferentes níveis estratigráficos com o objetivo de obter os litotipos característicos dos calcita mármores.

Mina Bugre - BTF - 01



Mina Renaux - BTF - 07



Figura 10: Fotos das pedreiras amostradas em detalhe para C e O com a localização dos pontos onde foram coletadas as amostras. Em vermelho tracejado tem-se representado o acaramento sedimentar S0//S1//S2.

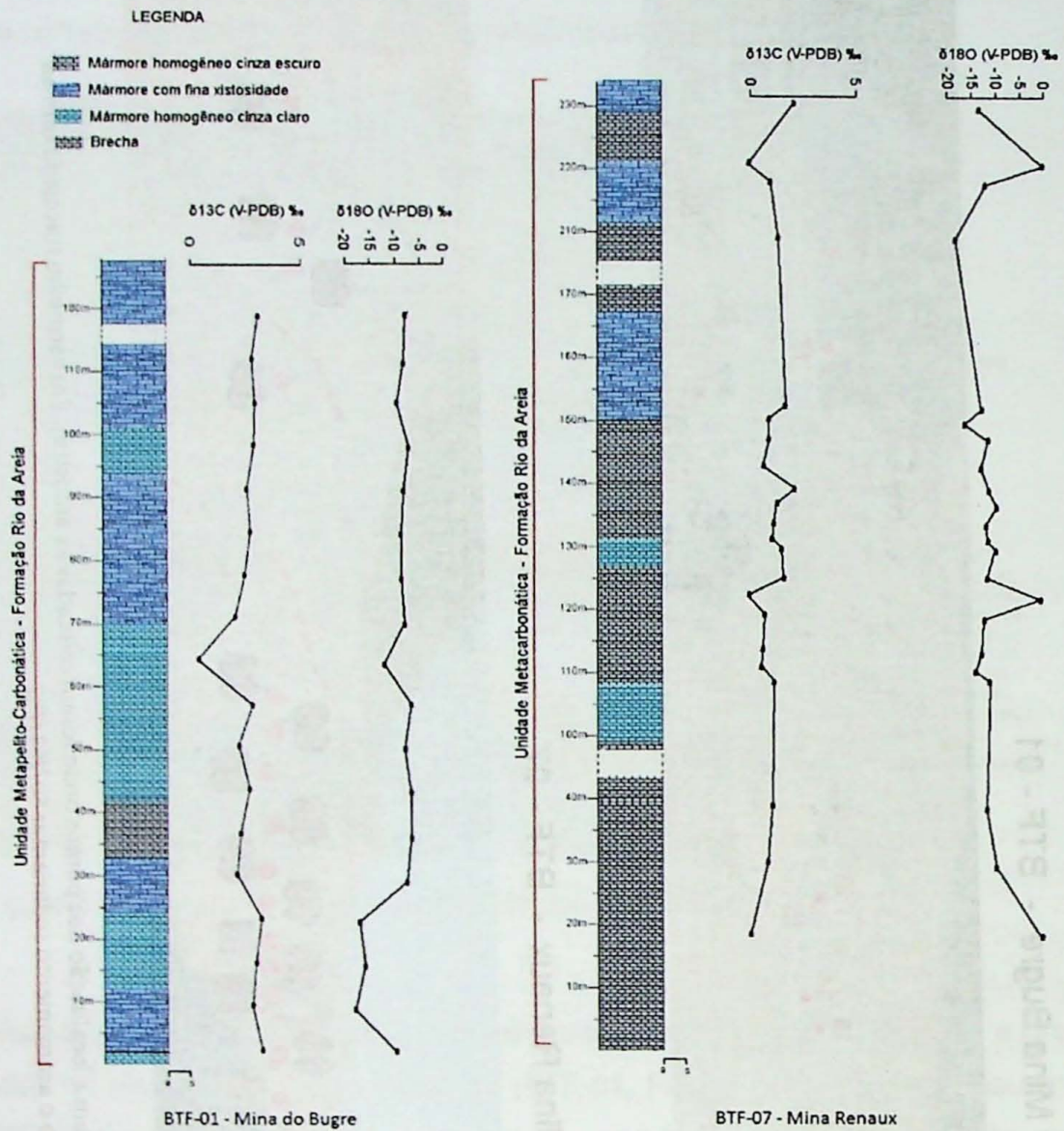


Figura 11: Perfis estratigráficos levantados na Mina do Bugre e na Mina Renaux.

Nota-se que a variação do $\delta^{13}\text{C}$ na Mina do Bugre é homogênea, variando de 0,28 a 3,17‰, enquanto que o $\delta^{18}\text{O}$ possui valores bem negativos, variando entre -6,28 e -17,65‰. Na Mina Renaux o comportamento do $\delta^{13}\text{C}$ é semelhante ao da Mina do Bugre variando entre 0,52 a 2,08‰ e o $\delta^{18}\text{O}$ variando entre -9,46 a -18,28‰.

O padrão geral das rochas metacarbonáticas desta formação pode ser vista na figura 12 onde nota-se que a variação dos isótopos de C e O estão dentro dos limites dos perfis analisados. De acordo com este gráfico nota-se que não existe uma correlação entre as variações de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e que a variação de $\delta^{18}\text{O}$ é bem maior do que a do $\delta^{13}\text{C}$.

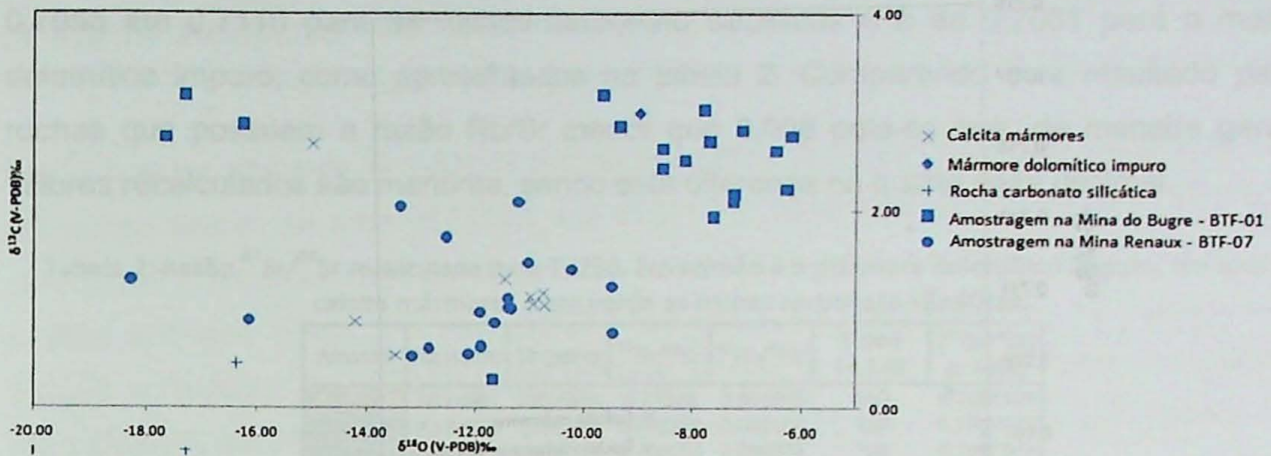


Figura 12: Gráfico mostrando a variação isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia.

Devido as rochas deste conjunto possuírem a razão Mn/Sr menor do que 10 a composição isotópica primária de C não foi alterada. Sendo assim, na figura 13, tem-se os limites dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para estas rochas plotadas na curva de evolução temporal de $\delta^{13}\text{C}$. Devido ao intervalo coincidir com muitas idades na curva de evolução isotópica do $\delta^{13}\text{C}$ fica difícil estabelecer uma idade preferencial para a formação destas rochas.

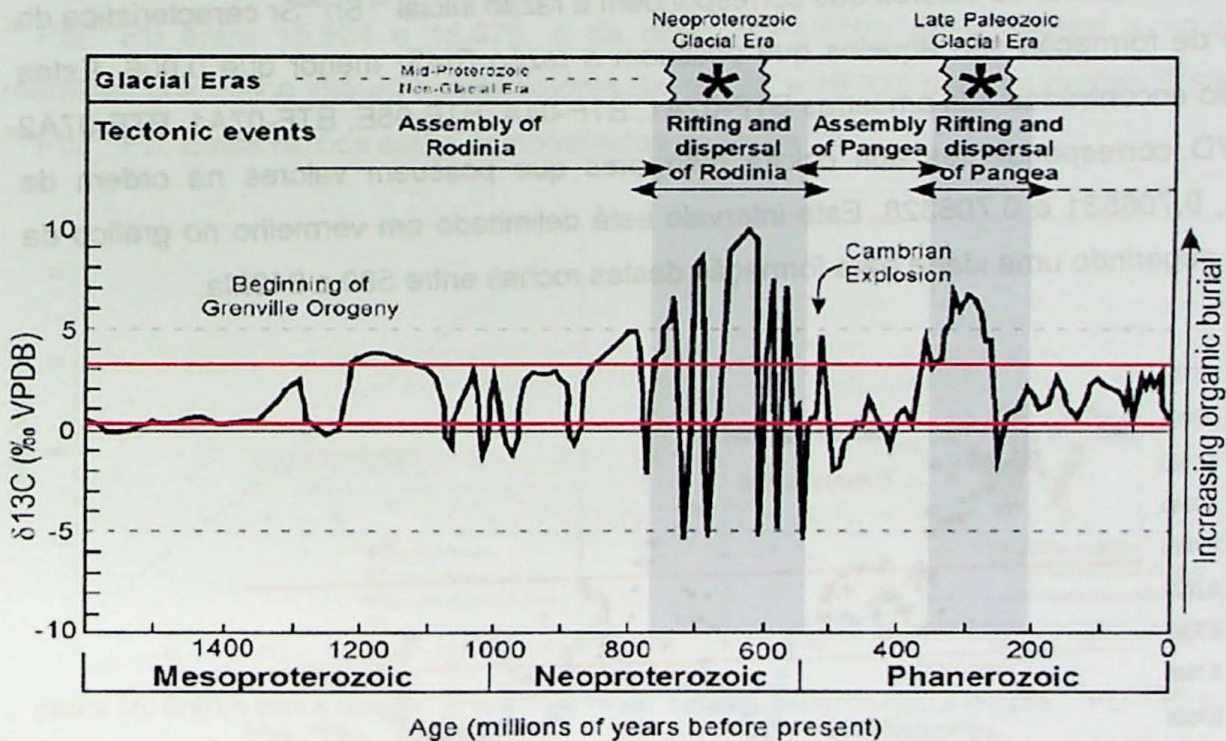


Figura 13: Variação isotópica temporal do C (modificado de Eyles & Januszczak, 2004).

No gráfico da figura 14 tem-se as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ onde nota-se uma concentração dos pontos para os calcita mármores e uma dispersão maior nas rochas carbonato silicáticas e no mármore dolomítico impuro.

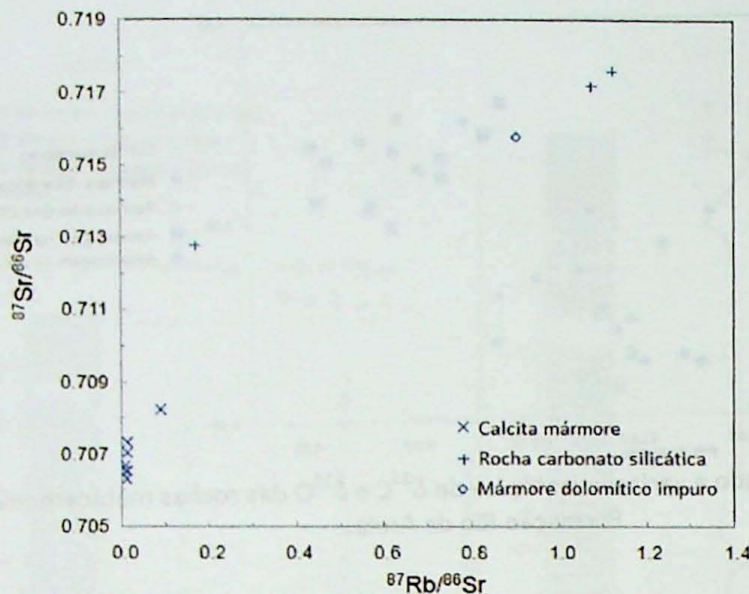


Figura 14: Gráfico com a relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mostrando a dispersão dos pontos para os diferentes litotipos.

Os calcita mármores possuem variações da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,706704 e 0,708254, as rochas carbonato silicáticas possuem variações desta razão entre 0,712778 e 0,717597 e o mármore dolomítico impuro assume o valor de 0,715790 para esta razão. Baseado na literatura, os valores que correspondem a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ característica do ambiente de formação são aqueles que possuem a razão Rb/Sr menor que 0,008. Estas razões são encontradas nas amostras BTF-02A1, BTF-04A, BTF-05E, BTF-07A1, BTF-07A2 e BTF-07D correspondentes aos calcita mármores que possuem valores na ordem de 0,706704, 0,706531 e 0,706328. Este intervalo está delimitado em vermelho no gráfico da figura 15, sugerindo uma idade para formação destas rochas entre 590 e 840Ma.

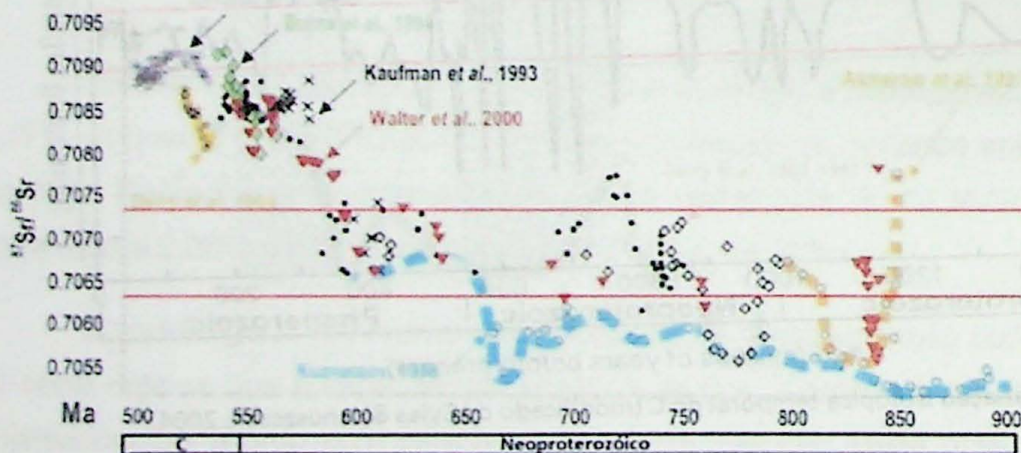


Figura 15: Evolução isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com os limites para as rochas da Formação Rio da Areia (modificado de Melezhik *et al.*, 2001).

As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculadas para a idade de 750Ma, que é a idade sugerida para o início da deposição dos sedimentos do Grupo Brusque (Basei (2008) e Porcher *et al.* (1999)), variam entre 0,7062 até 0,7073 para os calcita mármores, entre

0,7056 até 0,7110 para as rochas carbonato silicáticas e é de 0,7061 para o mármore dolomítico impuro, como apresentados na tabela 2. Comparando este resultado para as rochas que possuem a razão Rb/Sr menor que 0,008 nota-se que, de maneira geral, os valores recalculados são menores, sendo esta diferença na quarta casa decimal.

Tabela 2: Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculada para $T=750$. Em salmão é o mármore dolomítico impuro, em azul os calcita mármores e em verde as rochas carbonato silicáticas.

| Amostra | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | T (Ma) $\lambda = 1.42$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p / T(\text{Ma})$ |
|----------|----------|----------|---------------------------------|---------------------------------|----------------------------|--|
| BTF-1a | 70.74961 | 226.6981 | 0.71579 | 0.904048 | 750 | 0.7061104 |
| BTF-2a | 4.196926 | 1283.489 | 0.706704 | 0.009464 | 750 | 0.7066023 |
| BTF-2d | 22.71835 | 733.296 | 0.708254 | 0.089679 | 750 | 0.7072942 |
| BTF-4a | 6.571483 | 1295.575 | 0.707038 | 0.014681 | 750 | 0.7068811 |
| BTF-5e | 1.380517 | 261.9269 | 0.707331 | 0.015255 | 750 | 0.7071678 |
| BTF-7a1 | 6.341701 | 1429.393 | 0.70655 | 0.01284 | 750 | 0.7064123 |
| BTF-7a2 | 5.224818 | 1402.432 | 0.706531 | 0.010782 | 750 | 0.7064151 |
| BTF-7d | 10.36098 | 2399.681 | 0.706328 | 0.012496 | 750 | 0.7061939 |
| BTF-10b | 38.15023 | 102.6791 | 0.717181 | 1.076441 | 750 | 0.7056555 |
| BTF-10c | 43.25202 | 111.5653 | 0.717597 | 1.123233 | 750 | 0.7055704 |
| BTF-11b3 | 29.94696 | 509.4264 | 0.712778 | 0.170239 | 750 | 0.7109556 |

Quanto a composição isotópica de Pb das amostras, os calcita mármores apresentam variação da razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,789 e 21,149, e da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 19,798 e 86,817. As rochas carbonato silicáticas possuem variação da razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,504 e 15,678, e da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,669 e 19,467, e o mármore dolomítico impuro possui valores de 15,748 e 19,335 para as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Estas razões estão demonstradas na figura 16.

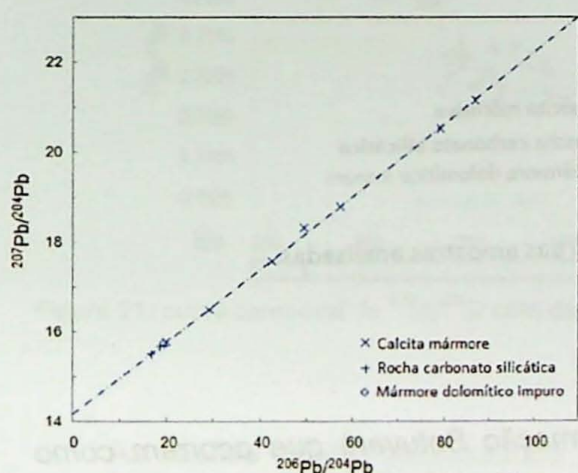


Figura 16: Gráfico com a relação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

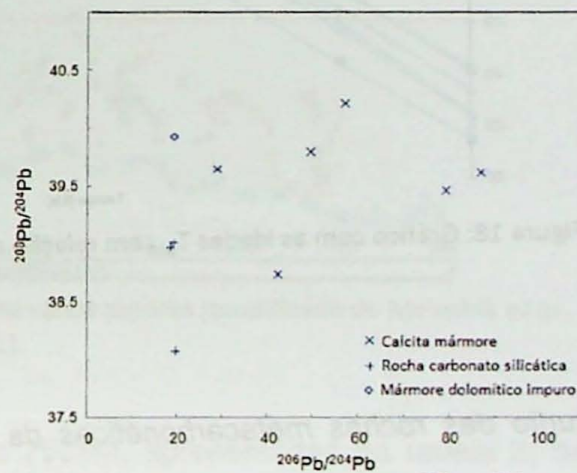


Figura 17: Gráfico com a relação $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Como pode-se notar no gráfico da figura 16 as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ definem uma isócrona de idade aproximada $1212 \pm 41\text{Ma}$, porém de acordo com Basei *et al.* (2008), a sedimentação das rochas supracrustais do Cinturão Dom Feliciano é de idade neoproterozóica, mais precisamente no ciclo Brasiliano, sendo assim a idade obtida ainda não possui um significado geológico a não ser de uma possível memória isotópica da área fonte. No gráfico da figura 17 nota-se que não existe uma correlação entre as razões

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, e que os calcita mármores são mais radiogênicos do que as rochas carbonato silicáticas e o mármore dolomítico impuro.

Quanto as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, estas são bem homogêneas variando entre 0,51413 até 0,51629 para os calcita mármores, 0,511293 até 0,512528 para as rochas carbonato silicáticas e 0,511651 para o mármore dolomítico impuro. Como demonstrado na figura 18 o ξ_{Nd} das rochas da Formação Rio da Areia em 750Ma, que é a idade sugerida para a deposição dos sedimentos (Basei (2008) e Porcher *et al.* (1999)), é negativo e sugere idades modelo T_{DM} entre 2082 até 2342Ma para os calcita mármores, 1543 até 2752Ma para as rochas carbonato silicáticas e de 2134Ma para o mármore dolomítico impuro. As duas primeiras retas, com idades modelo T_{DM} entre 1543 e 2121Ma estão relacionadas a rochas que sofreram metamorfismo de contato, diferentemente das demais, e não possuem mais as características originais da deposição explicando o diferente comportamento em relação as outras retas onde as rochas são essencialmente carbonáticas, sem evidência de um metamorfismo mais elevado.

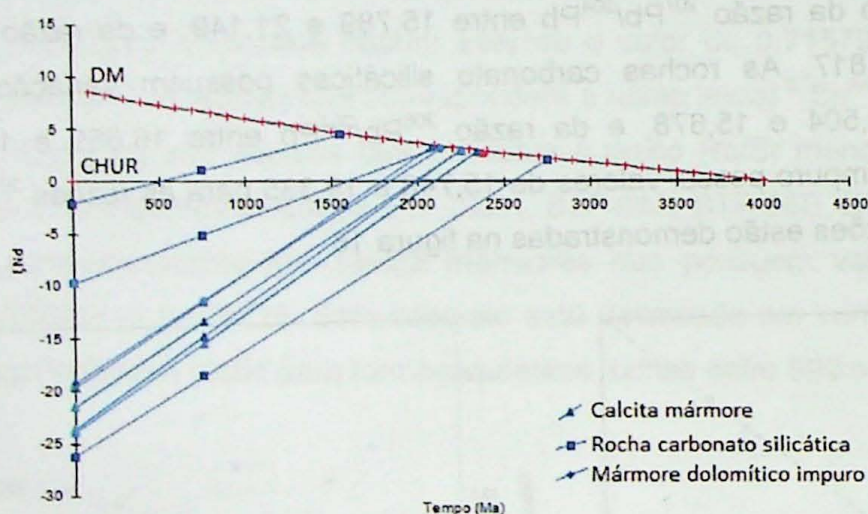


Figura 18: Gráfico com as idades T_{DM} em relação ao ξ_{Nd} das amostras analisadas.

6.4.2 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá que ocorrem como enclaves

Foi analisado apenas duas amostras de calcita mármores para $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, fornecendo os valores 0,04 e 0,5‰ de $\delta^{13}\text{C}$ e -8,72 e -10,1‰ de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 19). Não é possível definir uma correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ pois não existe uma quantidade mínima de amostras analisadas para as rochas deste conjunto. Devido as baixas razões Mn/Sr, que garante a composição isotópica primária de C, estes valores de $\delta^{13}\text{C}$ foram plotados na curva de variação temporal do $\delta^{13}\text{C}$ porém não é possível obter muita informação sobre a

idade de formação destas rochas devido a grande quantidade de valores iguais aos obtidos neste estudo fazerem parte da curva (Figura 20).

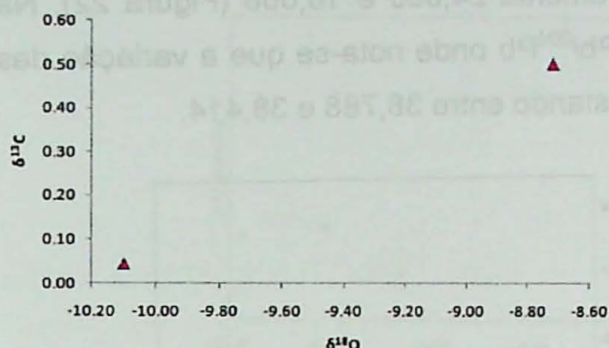


Figura 19: Gráfico que relaciona $\delta^{13}\text{C}$ com $\delta^{18}\text{O}$.

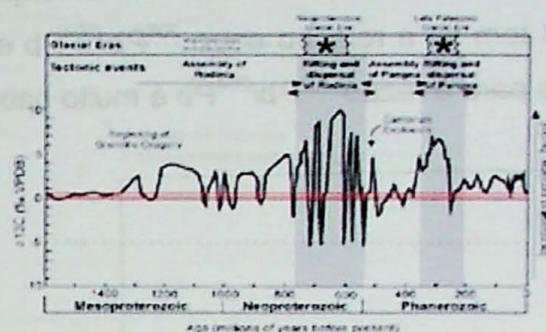


Figura 20: Variação temporal do $\delta^{13}\text{C}$ (modificado de Eyles & Januszczak, 2004).

Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos foram 0,708408 e 0,707653, sendo que o último corresponde ao calcita mármore com razão Rb/Sr dentro dos limites aceitáveis para a adotar esta razão como a razão inicial na época da deposição destas rochas. Essa razão comparada com as curvas temporais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicam idades possíveis de 580, 715 e 850Ma (Figura 21).

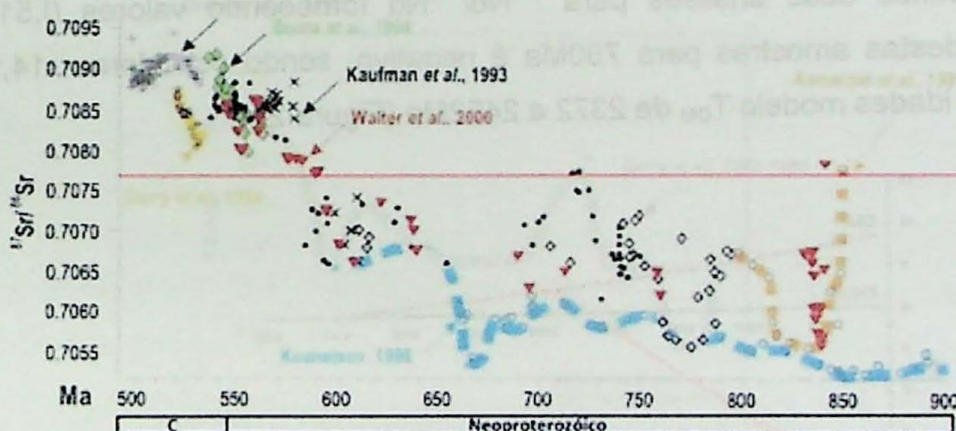


Figura 21: curva temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com dados de vários autores (modificado de Melezhik *et al.*, 2001).

As razões iniciais recalculadas para 750Ma, apresentadas na tabela 3, se mostra mais baixa para a amostra BTF-12h, que é a amostra que possui a razão Rb/Sr mais baixa, enquanto que para a outra amostra a razão recalculada $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é igual a atual.

Tabela 3: Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculada para T=750.

| Amostra | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | T (Ma) | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{p/T}$ |
|----------|----------|----------|---------------------------------|---------------------------------|--------|---|
| BTF-12c1 | 21.5 | 1744 | 0.708408 | 0.000 | 750 | 0.7084 |
| BTF-12h | 16.0 | 2033 | 0.707653 | 0.000 | 750 | 0.7077 |

As razões isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são respectivamente, para o calcita mármore mais preservado (com baixa razão Rb/Sr e Mn/Sr) 22,77, e 16,056, enquanto que para a outra amostra estas razões são respectivamente 24,006 e 16,008 (Figura 22). Na figura 23 tem-se a relação entre $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ onde nota-se que a variação das amostras para a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ é muito baixa, estando entre 38,768 e 38,414.

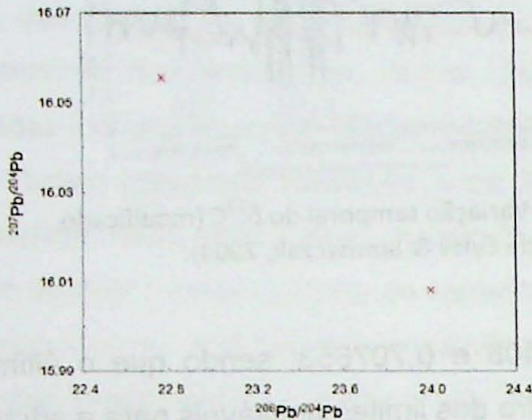


Figura 22: Gráfico que relaciona as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os calcita mármores das rochas que ocorrem como enclaves.

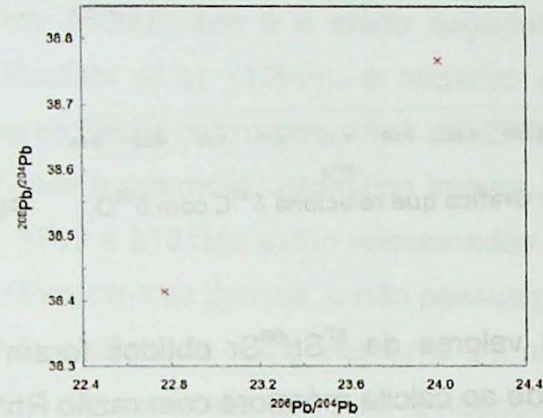


Figura 23: Gráfico que relaciona as razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os calcita mármores das rochas que ocorrem como enclaves.

Tem-se apenas duas análises para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fornecendo valores 0,511472 e 0,511383. O ξ_{Nd} destas amostras para 750Ma é negativo, sendo os valores -14,978 e -15,869, sugerindo idades modelo T_{DM} de 2372 e 2452Ma (Figura 24).

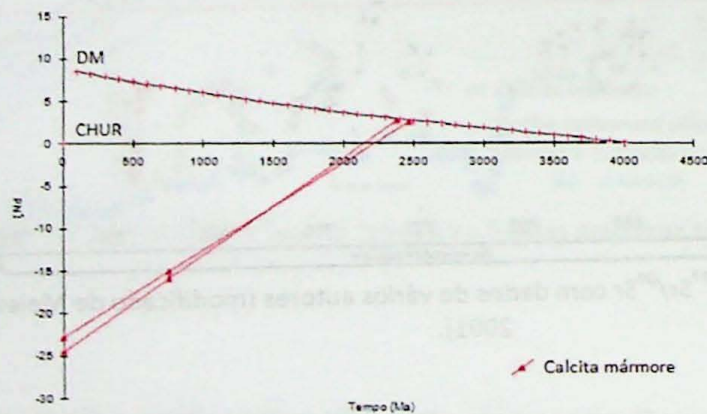


Figura 24: Gráfico com as idades T_{DM} em relação ao ξ_{Nd} das amostras analisadas.

6.4.3 Conjunto das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá

Os mármores dolomíticos impuros possuem valores para $\delta^{13}\text{C}$ negativos, variando de -1,81 a -2,54‰, enquanto que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam de -11,3 a -12,05‰ (Figura 25). Os dolomita mármores possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos, sendo estes 0,17 e 0,24‰ e valores

de $\delta^{18}\text{O}$ respectivamente -9,35 e -10,18‰. No gráfico da figura 2 nota-se que não existe uma correlação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

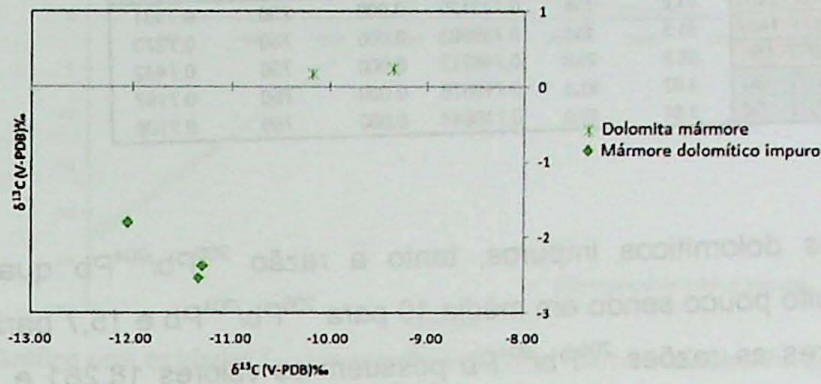


Figura 25: Gráfico que relaciona $\delta^{13}\text{C}$ com o $\delta^{18}\text{O}$ dos mármore dolomíticos impuros e dos dolomita mármore.

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos mármore dolomíticos impuros varia de 0,736983 a 0,746212, enquanto que nos dolomita mármore esta razão é de 0,719676 e 0,716844 (Figura 26). Devido a alta razão Rb/Sr a razão medida de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não corresponde a razão inicial do período de formação destas rochas não podendo ser utilizada para comparações na curva de evolução temporal da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nem para o cálculo da idade isocrônica.

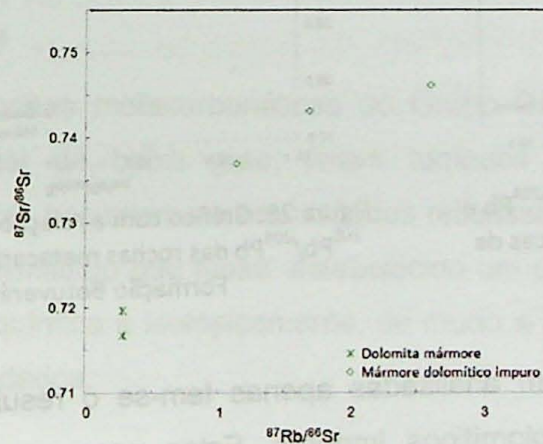


Figura 26: Gráfico mostrando a relação entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\delta^{13}\text{C}$ para os mármore dolomíticos impuros (losango) e para os dolomita mármore (asterisco).

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculadas para 750Ma, apresentadas na tabela 4, variam entre 0,7184 até 0,7251 para os mármore dolomíticos impuros e entre 0,7138 e 0,7167 para os dolomita mármore. Em ambos os casos, as razões recalculadas são menores do que as calculadas para hoje, porém nos dolomita mármore esta diferença é menor.

Tabela 4: Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculada para $T=750$. Em salmão estão os mármore dolomíticos impuros e em cinza os dolomita mármore.

| Amostra | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | T (Ma) I = 1.42 | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p / T(\text{Ma})$ |
|----------|----------|----------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------|--|
| BTF-14b1 | 91.8 | 158 | 0.743120 | 0.000 | 750 | 0.7431 |
| BTF-14b7 | 61.5 | 158 | 0.736983 | 0.000 | 750 | 0.7370 |
| BTF-15c | 66.9 | 75.0 | 0.746212 | 0.000 | 750 | 0.7462 |
| BTF-16b | 3.03 | 31.3 | 0.719676 | 0.000 | 750 | 0.7197 |
| BTF-16d | 3.84 | 38.8 | 0.716844 | 0.000 | 750 | 0.7168 |

Nos mármore dolomíticos impuros, tanto a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ quanto a razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variam muito pouco sendo em média 19 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 15,7 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Nos dolomita mármore as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ possuem os valores 18,261 e 18,899, e as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ os valores 15,668 e 15,736 (Figuras 27). No gráfico da figura 28, que relaciona a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, nota-se que os mármore dolomíticos impuros são mais radiogênicos do que os dolomita mármore.

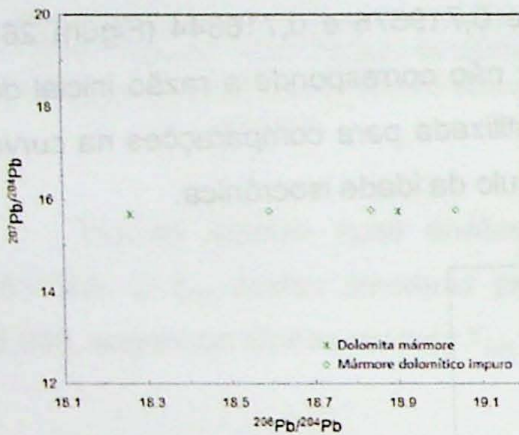


Figura 27: Gráfico com a relação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá.

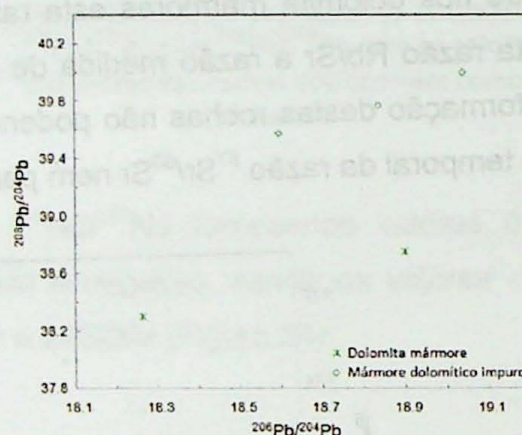


Figura 28: Gráfico com a relação $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das rochas metacarbonáticas da Formação Botuverá.

Das 5 amostras que foram analisadas apenas tem-se o resultado de duas que correspondem aos mármore dolomíticos impuros. Estes possuem razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, respectivamente 0,511458 e 0,511491. O ξ_{Nd} em 750Ma é negativo como no gráfico da figura 29, e sugere idades modelo T_{DM} entre 2141 e 2157Ma.

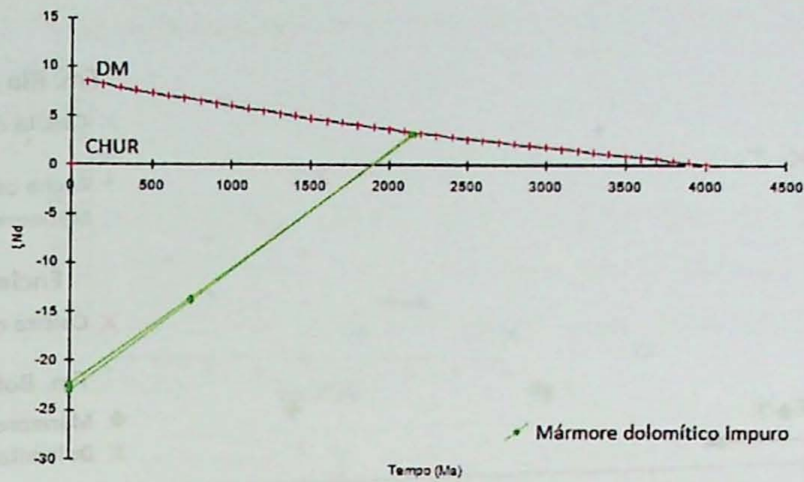


Figura 29: Gráfico com as idades T_{DM} em relação ao ξ_{Nd} dos mármores dolomíticos impuros da Formação Botuverá.

7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados integrados dos três conjuntos de rochas estudadas visando uma comparação entre estes através dos métodos geoquímicos e isotópicos utilizados.

7.1 Discussões Gerais

Apesar das rochas metacarbonáticas do Grupo Brusque terem passado por um metamorfismo regional de baixo grau, foram tomados cuidados para que a coleta sistemática de amostras nos afloramentos visitados refletisse o máximo possível seu caráter sedimentar original permitindo que fosse estabelecido um padrão, com base nas amostras menos alteradas geoquímica e isotópicamente, de modo a possibilitar a comparação entre os três conjuntos estudados.

Os calcita mármores da Formação Rio da Areia, devido as baixas razões Mn/Sr e Rb/Sr (Anexo III) e por serem as rochas com composição carbonática mais pura e sem contaminação por fases clásticas, serviram de base para comparação com as demais rochas dos outros conjuntos. No gráfico da figura 30 está relacionado a razão Sr/Ca com o Mn (%) onde a seta indica a direção de alteração com fluidos não marinhos. Os teores mais altos de Mn, estão associados as rochas carbonato silicáticas e aos dolomita mármores impuros, que conseqüentemente possuem teores elevados de Fe, Si, Rb e Al que indicam a contribuição de materiais terrígenos.

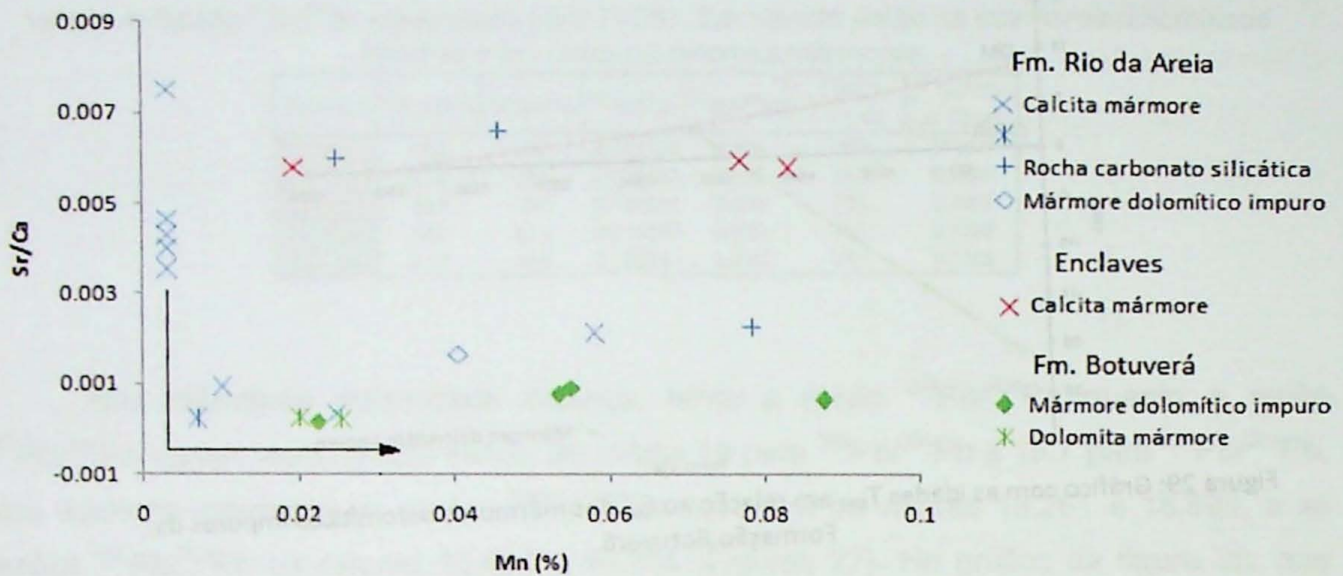


Figura 30: Gráfico que relaciona Sr/Ca e Mn para as rochas estudadas. A seta indica o aumento da alteração por fluídos não marinhos.

Levando em consideração a química básica nota-se que os calcita mármores da Formação Rio da Areia e o das rochas que ocorrem como enclaves possuem afinidades geoquímicas, com teores semelhantes de CaO, SiO₂, MgO e Al₂O₃ (Figura 31a, 31b e 31c), assim como os dolomita mármores da Formação Botuverá e Rio da Areia. Por outro lado, os mármores dolomíticos impuros da Formação Botuverá e as rochas que ocorrem como enclaves e as rochas carbonato silicáticas da Formação Rio da Areia, representam conjuntos de rochas quimicamente distintos dos calcita mármores, evidenciando maior contribuição terrígena devido a altos teores de SiO₂ e Al₂O₃ (Figura 31b e 31c). Essa característica foi utilizada na escolha das amostras pois o método utilizado nas análises isotópicas, para analisa não só a calcita presente nestas rochas mas também os minerais silicáticos terrígenos, trazendo a assinatura isotópica da rocha fonte.

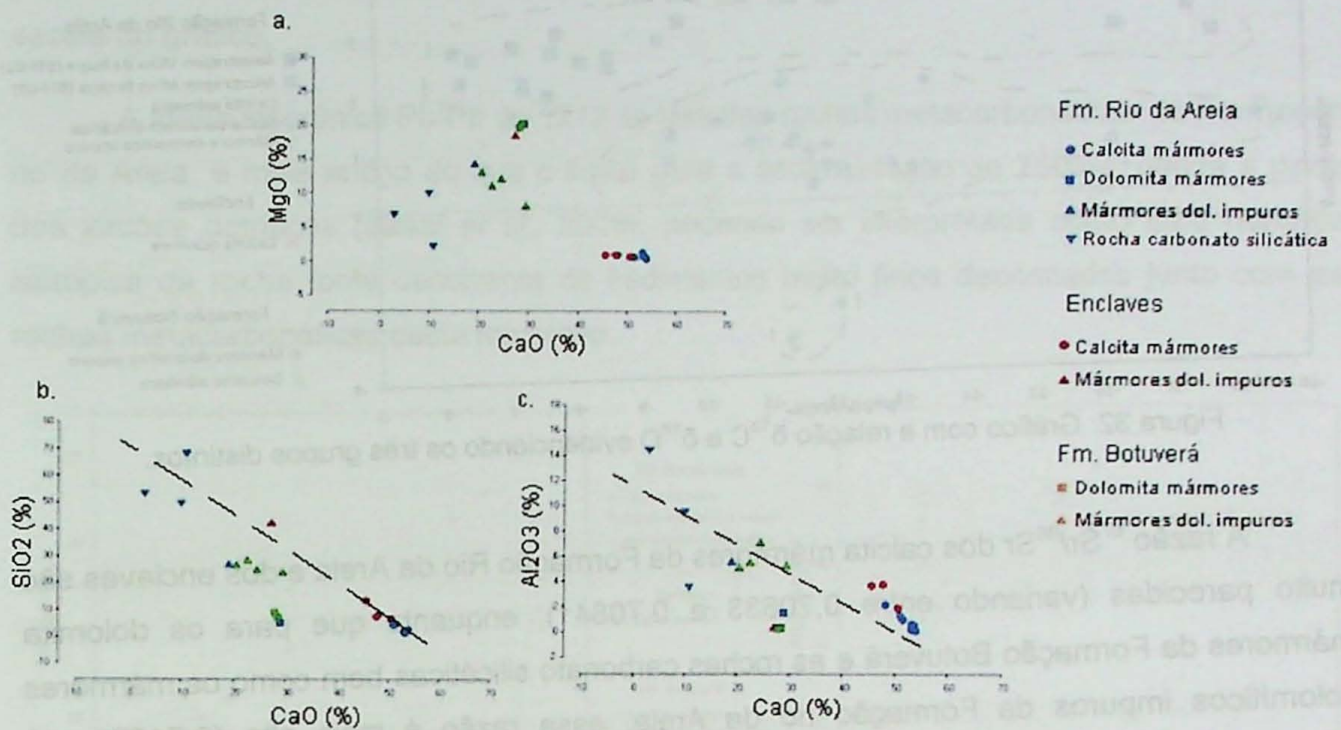


Figura 31: a. Gráfico com a relação MgO e CaO; b. Gráfico com a relação SiO₂ e CaO; c. gráfico com a relação Al₂O₃ e CaO.

Os resultados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ não mostram uma correlação entre estes dois parâmetros e sim grupos com grande variação de $\delta^{13}\text{C}$ para valores próximos de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 32). Na parte superior tem-se a variação de $\delta^{13}\text{C}$ de 1,94 até 3,17‰ correspondente a amostragem realizada na Mina Bugre (BTF-01) a um calcita mármore e ao mármore dolomítico impuro da Formação Rio da Areia. Na porção intermediária, com valores entre 0,04 e 2,08‰ de $\delta^{13}\text{C}$, tem-se a região onde está o resto dos calcita mármores da Formação Rio da Areia e o dos enclaves, juntamente com os dolomita mármores da Formação Botuverá e a amostragem realizada na Mina Renaux (BTF-07). Na parte inferior tem-se os mármores dolomíticos impuros da Formação Botuverá com valores de $\delta^{13}\text{C}$ bastante negativos (-1,81 até -2,54‰) quando comparados aos demais resultados. A falta de correlação entre o $\delta^{13}\text{C}$ e o $\delta^{18}\text{O}$ sugere a ausência de processos que alteram estes parâmetros conjuntamente, ou, se existir ocorre a alteração seletiva de apenas um destes. Os valores muito negativos de $\delta^{18}\text{O}$ (chegando a -18,28‰) podem ser correlacionados a eventos termicos associados ao metamorfismo regional ou alternativamente por fluidos enriquecidos em isótopos leves. Os diferentes valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem estar associado a assinaturas isotópicas originais ainda associados a diferentes partes da bacia, uma vez que estas rochas estão associadas a fluxos turbidíticos.

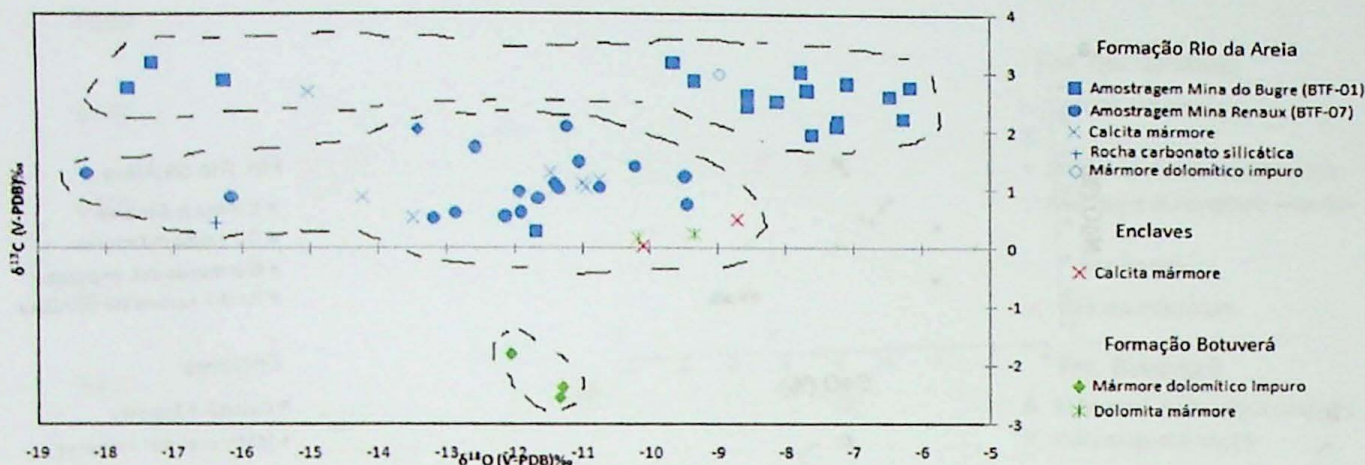


Figura 32: Gráfico com a relação $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ evidenciando os três grupos distintos.

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos calcita mármore da Formação Rio da Areia e dos enclaves são muito parecidas (variando entre 0,70633 e 0,70841), enquanto que para os dolomita mármore da Formação Botuverá e as rochas carbonato silicáticas bem como os mármore dolomíticos impuros da Formação rio da Areia, essa razão é mais alta (0,71278 até 0,74621), evidenciando dois conjuntos distintos, um mais e outro menos radiogênico (Figura 33).

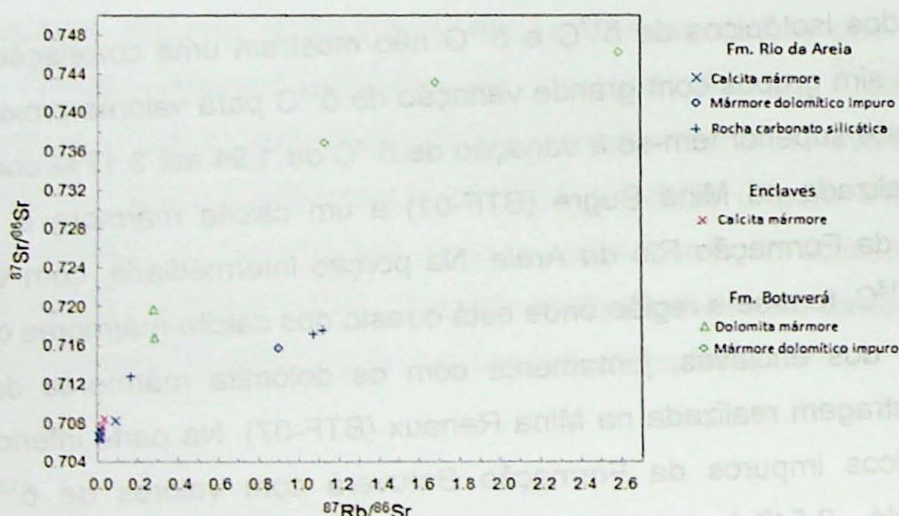


Figura 33: Gráfico que relaciona $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mostrando certa correlação entre os valores.

Quanto as amostras que possuem a razão Rb/Sr abaixo ou igual a 0,008 apresentarem os valores recalculados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para 750Ma mais baixos do que os valores atuais, isto pode sugerir um exagero na idade proposta para a sedimentação destas rochas, talvez sendo menor do que 750Ma.

O inverso ocorre quando se compara os diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (figuras 34 a e b). Neste caso os litotipos mais radiogênicos são os calcita mármore da Formação Rio da Areia e os enclaves. Na figura 60b nota-se que as rochas carbonato silicáticas da Formação rio da Areia e os mármore dolomíticos impuros da Formação Rio da Areia e Botuverá e os dolomita mármore da Formação Botuverá

possuem razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muito semelhantes, sendo indistinguíveis na escala do gráfico.

A idade isocrônica Pb-Pb de $1212 \pm 41\text{Ma}$ das rochas metacarbonáticas da Formação Rio da Areia, é mais antiga do que o limite para a sedimentação de 750Ma , obtida a partir dos zircões detríticos (Basei *et al.*, 2008), podendo ser interpretada como uma herança isotópica da rocha fonte decorrente de sedimentos muito finos depositados junto com as rochas metacarbonáticas desta formação.

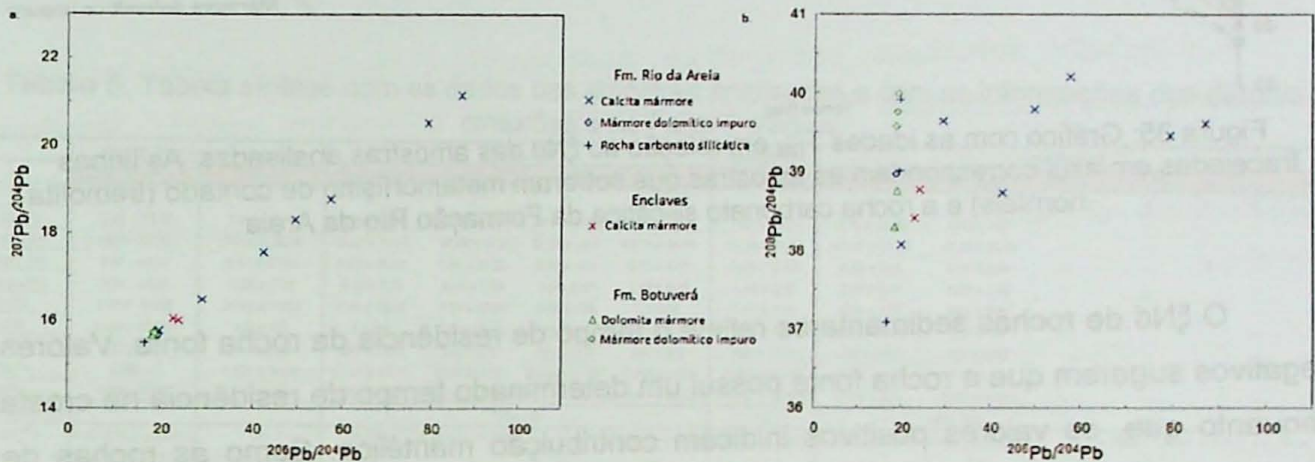


Figura 34: a. Gráfico com a relação entre $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ onde pode-se notar uma certa correlação entre os valores das diferentes formações; b. Gráfico com a relação entre $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ onde a dispersão dos valores é maior.

Os calcita mármore da Formação Rio da Areia e as rochas que ocorrem como enclaves, quanto para os mármore dolomíticos impuros da Formação Rio da Areia e Botuverá, apresentam razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, muito pouco (0,511383 até 0,511651). Já as rochas carbonato silicáticas da Formação Rio da Areia correspondente aos tremolita hornfels possuem valores mais altos desta razão, chegando a 0,512528, e o mármore dolomítico impuro desta mesma formação possui valor no outro extremo, respectivamente 0,511293. Esses valores podem indicar modificações relacionadas com o metamorfismo de contato que afetou essas rochas.

Idades Nd modelo (T_{DM}) entre 2082 e 2452Ma para os calcita mármore da Formação Rio da Areia e para os que ocorrem como enclaves e para os mármore dolomíticos impuros da Formação Botuverá e Rio da Areia, como demonstrado na figura 35. Diferentemente do padrão geral, idade T_{DM} mais jovem, ao redor de 1543 Ma foi obtida para os tremolita hornfels (Figura 35). As idades obtidas refletem, de modo geral, a contribuição de uma área fonte principal Paleoproterozoica, podendo ser a mesma para todas as unidades estudadas, visto que é relativamente pequeno o intervalo entre as idades modelo T_{DM} .

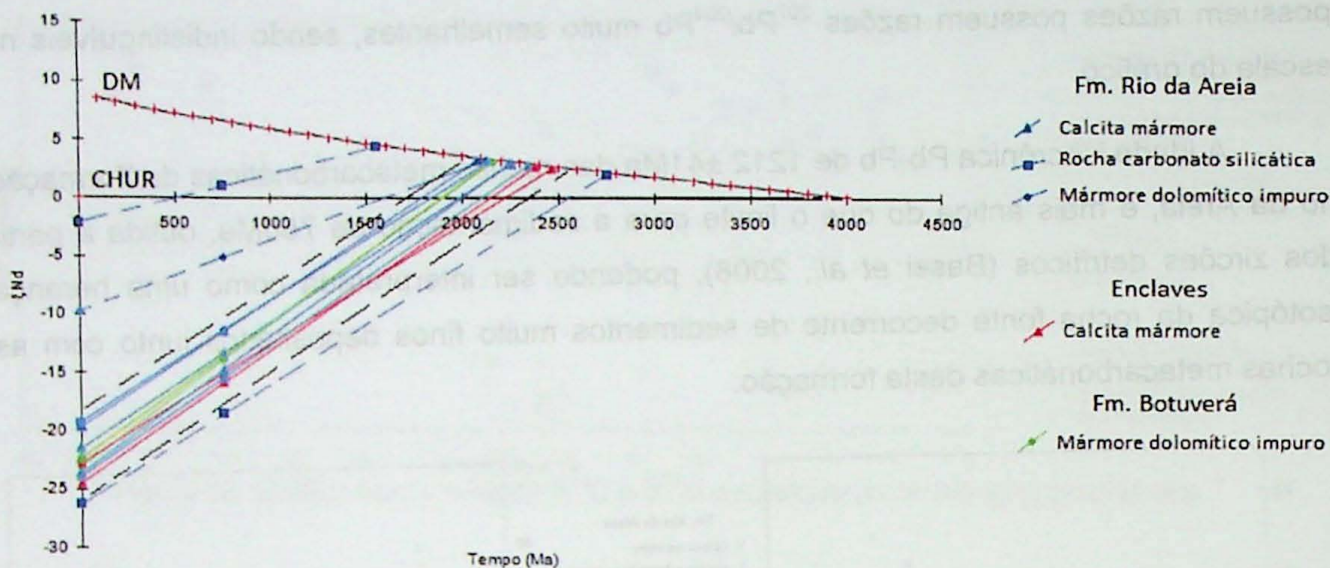


Figura 35: Gráfico com as idades T_{DM} em relação ao ξ_{Nd} das amostras analisadas. As linhas tracejadas em azul correspondem as amostras que sofreram metamorfismo de contato (tremolita hornfels) e a rocha carbonato silicática da Formação Rio da Areia

O ξ_{Nd} de rochas sedimentares reflete o tempo de residência da rocha fonte. Valores negativos sugerem que a rocha fonte possui um determinado tempo de residência na crosta enquanto que, os valores positivos indicam contribuição mantélica. Como as rochas de assunto deste estudo foram precipitadas quimicamente e podem ter sido retrabalhadas na bacia através de fluxos gravitacionais o parâmetro ξ_{Nd} pode estar relacionado a uma mistura que indique a lembrança isotópica da rocha fonte contida em minerais clásticos e as características da água do mar da paleobacia Brusque.

Quando se relaciona o ξ_{Nd} com o ξ_{Sr} fica mais clara a distribuição das rochas com mais e menos contribuição terrígena (Figura 36), o que reflete também na pureza em termos carbonáticos das mesmas.

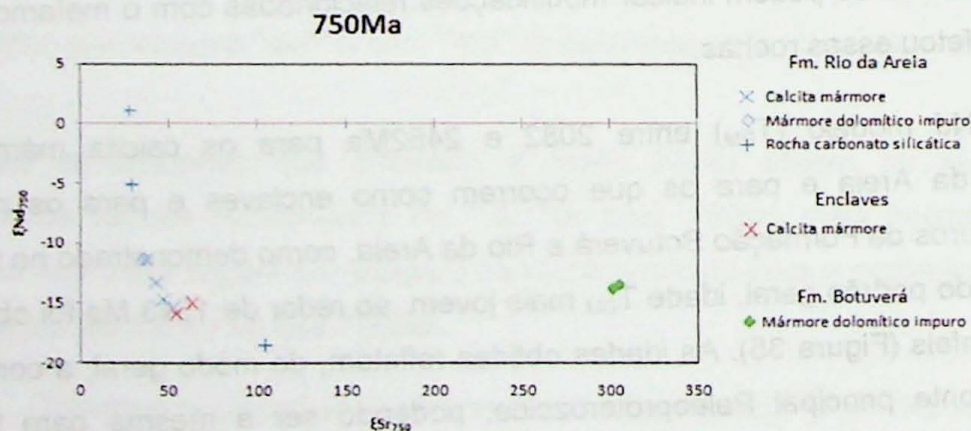


Figura 36: Gráfico com a relação entre ξ_{Nd} e ξ_{Sr} onde é notável a concentração dos calcita mármore em relação as rochas mais impuras composicionalmente.

7.2 Comparação com os outros cinturões

Abaixo, na tabela 5, tem-se uma síntese das informações geoquímicas e isotópicas das rochas analisadas, já incorporando os dados das rochas que ocorrem como enclaves aos dados das rochas da Formação Rio da Areia. Nessa tabela, para efeito de comparação, também estão indicados os valores disponíveis na literatura dos demais Cinturões Neoproterozóicos brasileiros e os possíveis equivalentes do Cinturão Dom Feliciano da porção sul-ocidental da África.

Tabela 5: Tabela síntese com os dados das amostras analisadas e com as informações dos demais cinturões e da Faixa Paraguai.

| | Cinturão Dom Feliciano (Brusque) | | Gariép Belt | | | | Saldanha Belt | Faixa Paraguai | | | | |
|--------------------------------------|----------------------------------|---------------------|-----------------|-------------------|----------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------|-----------------|-------------------|
| | Rio da Areia | Botuverá | Pickelhauber | Dabie River | Waile Kraal | Holgat | Matjies River | Guia | Serra Azul | Nobres | Tamiengo | Mirassol d'Oeste |
| | NT | NT | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 |
| SiO ₂ (%) | 1.45 - 43.16 | 7.15 a 28.41 | 2.75 a 59.57 | 0.41 a 14.39 | 5.74 a 47.04 | 0.72 a 3.14 | 0.2 a 7.87 | 0.01 a 16.08 | 0.56 a 4.67 | --- | --- | --- |
| CaO (%) | 18.96 - 54.07 | 20.44 a 29.76 | 13.22 a 49.61 | 30.68 a 52.8 | 17.23 a 49.2 | 43.34 a 54.78 | 31.89 a 55.77 | 32.45 a 54.89 | 51.38 a 55.14 | --- | --- | --- |
| MgO (%) | 0.35 - 20.13 | 8.11 a 20.13 | 0.67 a 20.84 | 1.36 a 21.21 | 0.69 a 14.9 | 0.25 a 5.79 | 0.42 a 21.35 | 0.23 a 10.5 | 0.17 a 0.46 | --- | --- | --- |
| Al ₂ O ₃ (%) | 0.04 - 14.35 | 0.26 a 7.08 | 0.13 a 8.22 | 0.09 a 2.88 | 1.6 a 9.39 | 0.13 a 0.45 | 0.08 a 1.38 | 0.02 a 5.04 | 0.22 a 1.88 | --- | --- | --- |
| Mn/Sr | 0.011 - 4.925 | 0.092 a 9.058 | 0.43 a 19.96 | 0.23 a 35.36 | 0.35 a 7.88 | 0 a 0.06 | 0.01 a 3.66 | 0.01 a 1.57 | 0.06 a 0.37 | --- | --- | --- |
| Fe/Sr | 1.064 - 50.313 | 108 a 599 | 3 a 153 | 1.11 a 364.91 | 6 a 69.35 | 0.04 a 0.32 | 0.05 a 3.66 | 0.05 a 11.15 | 0.57 a 3.7 | --- | --- | --- |
| Ca/Sr | 260 - 4721 | 207 a 1660 | 199 a 7306 | 613 a 3187 | 146 a 1485 | 162 a 360 | 139 a 1909 | 180 a 2056 | 318 a 1019 | --- | --- | --- |
| Mg/Ca | 0.005 - 2 | 0.232 a 0.594 | 0.014 a 0.579 | 0.024 a 0.564 | 0.014 a 0.484 | 0.004 a 0.95 | 0.007 a 0.565 | <0.01 a 0.27 | <0.01 a 0.01 | --- | --- | --- |
| Rb/Sr | 0.003 - 0.365 | 0.072 a 0.615 | 0.0051 a 0.4313 | 0.00047 a 0.0418 | --- | 0.00002 a 0.00007 | 0.00002 a 0.00012 | 0.003 a 0.27 | 0.005 a 0.017 | --- | --- | --- |
| Idade (Ma) | | | | 771 - 741 | | | 740 | | 610 - 565 | | 545 | 527 |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | 0.706328 a 0.707653 | --- | 0.7091 | 0.70797 a 0.70797 | --- | 0.70824 a 0.70852 | 0.7074 a 0.70818 | 0.70747 a 0.70779 | 0.70863 a 0.70882 | --- | 0.7084 a 0.7085 | 0.70852 a 0.71435 |
| ¹⁴⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | 0.511383 a 0.511625 | 0.511458 a 0.511491 | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 22.770 a 86.817 | 18.261 a 19.036 | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 15.789 a 21.149 | 15.668 a 15.770 | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | 38.071 a 40.210 | 38.301 a 39.999 | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| δ ¹³ C (‰) | 0.04 a 3.17 | -5.79 a 0.24 | -5.4 a 4.42 | -6.13 a 7.42 | -4.13 a -2.34 | -4.63 a 1.01 | 0.23 a 9.49 | -1.7 a 0.03 | -7.47 a -3.21 | -2.2 a 9.6 | -3.3 a 5.8 | -10.5 a -3 |
| δ ¹⁸ O (‰) | -17.65 a -6.18 | -17.61 a -9.35 | -15.56 a -3.67 | -15.11 a -2.62 | -5.32 a -15.75 | -7.63 a -2.35 | -15.15 a -6.05 | -8.8 a -6.2 | -7.8 a -5.5 | -6.7 a -0.1 | --- | -8.4 a -1.9 |

1 Fölling & Frimmel, 2002

2 Figueiredo, 2006

3 Alvarenga et al., 2009

Os teores dos elementos maiores (SiO₂, CaO, MgO e Al₂O₃) das amostras analisadas estão dentro do intervalo das rochas dos cinturões de dobramentos Gariép e parte do Saldania. Os limites Mn/Sr e Ca/Sr para as rochas analisadas (0.011 e até 9.058 e 207 até 4721) também são compatíveis com as rochas do Gariép (0 até 35.36 e 146 até 7306). A exceção mais expressiva é o teor de Al₂O₃, do Grupo Brusque, cujo valor máximo de 14,35% está bem acima do maior valor indicado na literatura (8,22% da Fm. Pickelhauber – Gariép). As razões Fe/Sr, Mg/Ca e Rb/Sr também possuem o limite superior acima do apresentado pelos demais cinturões (incluindo a Faixa Paraguai).

Quanto aos isótopos de δ¹³C e δ¹⁸O nota-se que a variação de δ¹³C das amostras analisadas (-5,79 até 3.17‰) é similar ao das formações Pickelhauber e Dabie Rivers do Gariép. Para os valores de δ¹⁸O, as rochas analisadas possuem o valor mais negativo (-17.65‰), enquanto que o valor mais negativo obtido na literatura chega a -15,56‰ (Formação Pickelhauber). Os intervalos de δ¹⁸O semelhantes ao calculado para as rochas do Grupo Brusque são os correspondentes ao das formações Pickelhauber, Dabie River e Matjies River, dos cinturões Gariép e Saldania.

Para os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, as rochas analisadas do Grupo Brusque possuem o valor mais baixo (0.70633) enquanto que os mais elevados chegam a 0.70765, pode ser encontrado também nas rochas das formações Matjies River (Saldania) e Guia (Faixa Paraguai). Deste modo, comparando-se os parâmetros apresentados na tabela 5, nota-se que, a maior concordância ocorre entre os metacarbonatos dos Grupos Brusque e Gariep

8. CONCLUSÃO

Os estudos estruturais, petrográficos, geoquímicos e isotópicos deste trabalho, acrescidos das informações disponíveis na literatura, permitiram sugerir algumas correlações entre as rochas metacarbonáticas Neoproterozoicas dos diferentes cinturões de dobramentos conhecidos na plataforma sul-americana e possíveis equivalentes sul-africanos.

As rochas metacarbonáticas abordadas neste estudo, pertencentes ao Grupo Brusque, em termos estruturais, sofreram a ação das mesmas fases deformacionais que o restante deste Grupo, sendo reconhecidas quatro fases nas rochas da Formação Rio da Areia e Botuverá. Isso foi possível graças às intercalações pelíticas que melhor evidenciam as fases deformacionais.

Os estudos petrográficos foram fundamentais neste trabalho, pois evidenciaram a variedade dos litotipos carbonáticos que existem no Grupo Brusque, através da identificação precisa da contribuição de fases clásticas e para a caracterização do metamorfismo a que estas rochas foram submetidas.

As análises geoquímicas e isotópicas realizadas em litotipos de composição carbonática mais pura, permitiram estabelecer padrões que ajudaram na identificação dos diferentes litotipos estudados, permitindo que fosse efetuadas as correlações entre eles.

Como contribuição específica para a geologia do Grupo Brusque, foi possível caracterizar geoquímica e isotópicamente que os calcita mármores dos enclaves em meio aos granitóides apresentam a mesma composição dos calcita mármores da Formação Rio da Areia. Isto indica que o metamorfismo de contato imposto às rochas que ocorrem como enclaves não alterou a composição geoquímica-isotópica das mesmas.

Para os demais litotipos, apesar destes apresentarem uma composição química semelhante (dolomita mármores, mármores dolomíticos impuros e rochas carbonato silicáticas), a assinatura isotópica individual não reforça a correlação entre eles. Isso pode ser devido ao fato dos valores isotópicos obtidos não refletirem exclusivamente os minerais

carbonáticos, podendo estes representarem a lembrança isotópica da rocha fonte devido a metodologia de análise empregada.

Average C, J. S., Bogdanoff, J. C., Babiniski, M., Darbani, M. A., Figueiredo, M., Santos, R., V. Dantas, E. L. 2009. The Amazon Paleotectonic In Gaudet, C., Stal, A., Halverson, G., Editorial. *Metamorphism, Tectonics, Global Change and Evolution*. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 1-24.

Babiniski, M. 1992. Isotopias geoquímicas Pb-Pb e geoquímicas isotópicas de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da bacia de São Francisco. Tese de Doutorado, IPENUSP, 139p.

Barbosa, C. 1980. Geógrafos mineiros de região de Curitiba. *Revista de Curitiba Industrial*, São Paulo, 238-243.

Bonin, B. A., Santos, E. 2009. O laboratório de isotopos estáveis do centro de pesquisas geocronológicas (IG-UESP). In: Babiniski, M. A., Piazueli, C. R., Babiniski, M., Teixeira, W., Siga Jr. O. *Simpósio 45 Anos da Geocronologia no Brasil*. *Boletim de Resumos e Exatidão*, São Paulo, IGC - USP, p. 84-85.

Basal, M. A. S. 2000. Geologia e modelagem tectônica das terras Pré-Cambrianas das regiões Sul-Ocidental brasileira e Uruguaiana, possíveis conexões com províncias antigas do eixo este-oeste. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 124p.

Basal, M. A. S., Campos Neto, M. C., Castro, N. A., de, Santos, P. R., Vlach, S. R. F., Siga Jr. O. 2007. Projeto Geologia do Brasil - Brasília - Brasília (SG 222-D-II) - Vidal Ramos - Folha (SG 222-D-I) - Estado de Santa Catarina. Escala 1:100.000. CPRM.

Basal, M. A., S. R. F. Vlach, A. P., 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Rivers and Dom Feliciano belts of South America and comparison with isochron ages from SW Africa. *Geological Society London Special Publications*, v. 294, p. 239-258.

Basal, M. A. S., Campos Neto, M. C., Castro, N. A., Hübner, A. P., Wemmer, K., Yamamoto, M. T., Hübner, M., Ovale, J. O., Piazueli, C. R. 2010. Tectonic Evolution of the Brasília Group, Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* (Aceto ainda sem data de publicação).

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarenga C. J. S., Boggiani P. C., Babinski M., Dardenne M. A., Figueiredo M., Santos R. V., Dantas E. L. 2009. The Amazon Palecontinent. *In: Gaucher C., Sial A., Halverson G., Frimmel H. Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution.* Hardbound, p.: 15-28.
- Babinski M. 1993. Idades isocrônicas Pb-Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da bacia do São Francisco. Tese de Doutorado, IPEN/USP, 133p.
- Barbosa C. de L. 1950. Ocorrências minerais da região de Brusque. *Revista de Química Industrial.* São Paulo: 238-243.
- Barros S. A., Santos E. 2009. O laboratório de isótopos estáveis do centro de pesquisas geocronológicas (IGc-USP). . *In: Basei M. A. S., Passarelli C. R., Babinski M., Teixeira W., Siga Jr. O. Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos Expandidos.* São Paulo, IGc – USP, p. 84-86.
- Basei M. A. S. 2000. Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos Pré-Cambrianos das regiões Sul-Oriental brasileira e Uruguaiana: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 124p.
- Basei M. A. S., Campos Neto M. C., Castro N. A. de, Santos P. R., Vlach S. R. F., Siga Jr. O. 2007. Projeto Geologia do Brasil – Brusque – Folha (SG.22Z-D-II) - Vidal Ramos - Folha (SG.22Z-D-I) – Estado de Santa Catarina. Escala 1:100.000. CPRM.
- Basei M. A. S., Frimmel A. P., Nutman A. P. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, v.294, p. 239-256.
- Basei M. A. S., Campos Neto M. C., Castro N. A., Nutman A. P., Wemmer K., Yamamoto M. T., Hueck M., Osako L., Siga Jr. O., Passarelli C. R. 2010. Tectonic Evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano Belt, , Santa Catarina, Southern Brazil (submetido). *Journal of South American Earth Scientists* (Aceito ainda sem data de publicação).

- Caldasso A. L. F., Krebs A. S. J., Silva M. A. S. da, Camozzato E., Ramgrab G. E. 1995a Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Botuverá – Folha SG-22-Z-D-I-2 – Estado de Santa Catarina. Escala 1:50.000. CPRM, Brasília.
- Caldasso A. L. F., Krebs A. S. J., Silva M. A. S. da, Camozzato E., Ramgrab G. E. 1995b Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Brusque – Folha SG-22-Z-D-II-1 – Estado de Santa Catarina. Escala 1:50.000. CPRM, Brasília.
- Cameron A. E., Smith D. M., Walker R. L. 1969. Mass spectrometry of nanogram-size samples of Pb. *Analytical Chemistry*, 41(3): 525-526.
- Carvalho P. F. & Pinto E. A. 1938. Reconhecimento Geológico no Estado de Santa Catarina. *Boletim DGM*, Rio de Janeiro, (92). 30 p.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 2000. *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. Lisboa, Calouste Gulbenkian, 727 p.
- Derry L. A., Keto L. S., Jacobsen S. B. 1989. Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53(9): 2331-2339.
- Derry L. A., Keto L. S., Jacobsen S. B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56(3): 1317-1329.
- Eyles N. & Januszczak N. 2004. 'Ziper-Rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750Ma. *Earth-Science Reviews* 65:1-73.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York. John Wiley & Sons, 589 p.
- Faure G. 2005. *Principles of isotope geology*. Willey. New York, 589 p.
- Figueiredo M. F. 2006. Químioestratigrafia das rochas ediacaranas do extremo norte da Faixa Paraguai, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências – USP, 105p.
- Fölling P. G. & Frimmel H. E. 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariiep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, (14) 69:88.

- Frimmel H. E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, (258) 338-353.
- Kaufman A. J. & Knoll A. H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research* 73:27-49.
- Kaul P. F. T., Krebs A. S. J., Trainini D. R., Silva M. A. S., Brito A. de L. F. de, Andrade A. F. de. 1976. Projeto Brusque – Serra do Taboleiro. Santa Catarina. DNPM-CPRM, Superintendência Regional de Porto Alegre.
- Magdaleno G. B., Ruiz I. R. 2009. Metodologia isotópica Pb-Pb no CPGeo-USP. In: Basei M. A. S.; Passarelli C. R.; Babinski M.; Teixeira W.; Siga Jr. O. Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo, IGc – USP, p. 84-86.
- Melezhik V. A., Gorokhov I. M., Kuznetsov A. B., Fallick A. E. 2001 Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for 'blind dating'. *Terra Nova* 13:1-11
- Oliveira D. M. de. 2004. Caracterização geoquímica elementar e isotópica de rochas carbonáticas neoproterozóicas: Inferências quimioestratigráficas – Sequências sedimentares do Mato Grosso do Sul e Paraguai. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 50 p.
- Porcher C. C., McNaughton N. J., Leite J. A. D., Hartmann L. A. & Fernandes L. A. D. 1999. Idade Shrimp em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. In: *1º simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Abstracts, Gramado*, 110.
- Rosen O., Desmons J., Fettes D. J. 2007. Metacarbonates and related rocks. In: Fettes D. J.; Desmons J.; Árkai P. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Reino Unido, Cambridge University Press, p. 46-51.
- Schulz Jr., A. & Albuquerque, L. F. F. 1969. *Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina*. DNPM: Porto Alegre. 109 p.
- Trainini D. R., Dias A. A., Krebs A. S. J., Souza E. C., Capeletti I., Toniolo J. A.; Silva L. C. da, Silva M. A. S. da. 1978. Projeto Vidal Ramos – Biguaçu. Santa Catarina. DNPM-CPRM, Superintendência Regional de Porto Alegre.

ANEXO II

Relação de Amostras para Petrografia, Geoquímica e Isotopia

| Amostra | Localidade | Profundidade (m) | Altitude (m) | Observações |
|---------|------------|------------------|--------------|-------------|
| 1101 | | | | |
| 1102 | | | | |
| 1103 | | | | |
| 1104 | | | | |
| 1105 | | | | |
| 1106 | | | | |
| 1107 | | | | |
| 1108 | | | | |
| 1109 | | | | |
| 1110 | | | | |
| 1111 | | | | |
| 1112 | | | | |
| 1113 | | | | |
| 1114 | | | | |
| 1115 | | | | |
| 1116 | | | | |
| 1117 | | | | |
| 1118 | | | | |
| 1119 | | | | |
| 1120 | | | | |
| 1121 | | | | |
| 1122 | | | | |
| 1123 | | | | |
| 1124 | | | | |
| 1125 | | | | |
| 1126 | | | | |
| 1127 | | | | |
| 1128 | | | | |
| 1129 | | | | |
| 1130 | | | | |
| 1131 | | | | |
| 1132 | | | | |
| 1133 | | | | |
| 1134 | | | | |
| 1135 | | | | |
| 1136 | | | | |
| 1137 | | | | |
| 1138 | | | | |
| 1139 | | | | |
| 1140 | | | | |
| 1141 | | | | |
| 1142 | | | | |
| 1143 | | | | |
| 1144 | | | | |
| 1145 | | | | |
| 1146 | | | | |
| 1147 | | | | |
| 1148 | | | | |
| 1149 | | | | |
| 1150 | | | | |
| 1151 | | | | |
| 1152 | | | | |
| 1153 | | | | |
| 1154 | | | | |
| 1155 | | | | |
| 1156 | | | | |
| 1157 | | | | |
| 1158 | | | | |
| 1159 | | | | |
| 1160 | | | | |
| 1161 | | | | |
| 1162 | | | | |
| 1163 | | | | |
| 1164 | | | | |
| 1165 | | | | |
| 1166 | | | | |
| 1167 | | | | |
| 1168 | | | | |
| 1169 | | | | |
| 1170 | | | | |
| 1171 | | | | |
| 1172 | | | | |
| 1173 | | | | |
| 1174 | | | | |
| 1175 | | | | |
| 1176 | | | | |
| 1177 | | | | |
| 1178 | | | | |
| 1179 | | | | |
| 1180 | | | | |
| 1181 | | | | |
| 1182 | | | | |
| 1183 | | | | |
| 1184 | | | | |
| 1185 | | | | |
| 1186 | | | | |
| 1187 | | | | |
| 1188 | | | | |
| 1189 | | | | |
| 1190 | | | | |
| 1191 | | | | |
| 1192 | | | | |
| 1193 | | | | |
| 1194 | | | | |
| 1195 | | | | |
| 1196 | | | | |
| 1197 | | | | |
| 1198 | | | | |
| 1199 | | | | |
| 1200 | | | | |

ANEXO II

| Amostra | Laminação | Geoquímica | Isotopia |
|---------|-----------|------------|----------|
| 01a | x | x | x |
| 01c | x | | |
| 02a1 | | x | x |
| 02d | x | x | x |
| 04a | | x | x |
| 04f | x | | |
| 05e | x | x | x |
| 05i | x | | |
| 05j | x | | |
| 07a1 | | x | x |
| 07a2 | x | x | x |
| 07d | | x | x |
| 07i | x | | |
| 07j | x | | |
| 08e | | x | |
| 10b | x | x | x |
| 10c | x | x | x |
| 10f | x | | |
| 11a2 | x | | |
| 11b3 | | x | x |
| 12b1 | | x | |
| 12c1 | x | x | x |
| 12h | | x | x |
| 13a | x | | |
| 13d | x | x | |
| 14a1 | x | | |
| 14b1 | | x | x |
| 14b7 | x | x | x |
| 15c | x | x | |
| 15e | | | x |
| 16a2 | x | | |
| 16b | | x | x |
| 16c | | x | |
| 16d | | x | x |
| 17a | | x | x |
| 17c | x | x | x |
| Total | 22 | 24 | 20 |

ANEXO III

Fotos de Campo

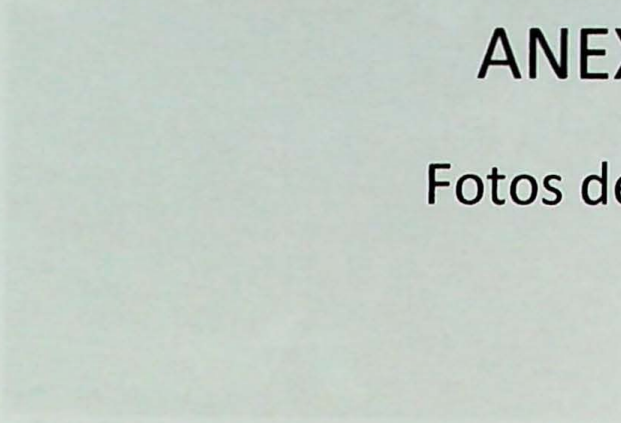


Foto 1. Vista aérea de la zona de estudio en la zona de...
Código de campo: BT-101

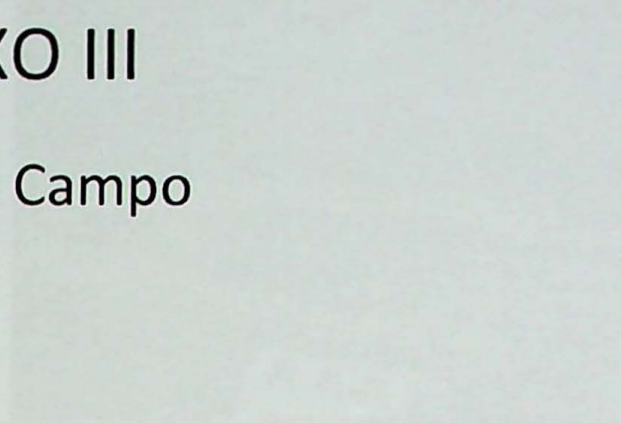


Foto 2. Vista aérea de la zona de estudio en la zona de...
Código de campo: BT-102



Foto 3. Vista aérea de la zona de estudio en la zona de...
Código de campo: BT-103



Foto 4. Vista aérea de la zona de estudio en la zona de...
Código de campo: BT-104



Foto 5. Vista aérea de la zona de estudio en la zona de...
Código de campo: BT-105



Foto 6. Vista aérea de la zona de estudio en la zona de...
Código de campo: BT-106



Foto 1: Acamamento sedimentar em frente de lavra na Mina Bugre – Vidal Ramos (BTF-01)



Foto 2: : Dobras intrafoliares características da segunda fase deformacional deixando $S_0//S_1//S_2$ (Mina Renaux – Botuverá – BTF-07).



Foto 3: Dobras assimétricas associadas a terceira fase de deformação (Mina Renaux – Botuverá – BTF-07).



Foto 4: : Foto mostrando o acamamento, evidenciado em vermelho, $S_2//S_1$ (Mina Boca 2 – BTF-12 – Camboriú)

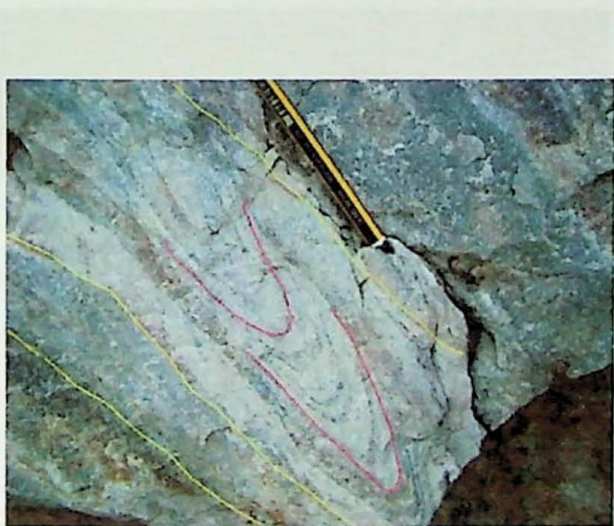


Foto 5: Dobras intrafoliares S_1 (em vermelho) paralelas ao acamamento S_2 (em amarelo) na Mina Boca 2 (BTF-12 – Camboriú).



Foto 6: Falha cavalgante vista nos afloramentos deste conjunto de rochas (BTF-13 – Camboriú).



Foto 7: Ressaltado em vermelho as dobras da terceira fase deformacional (Penha – BTF-17).



Foto 8: Rocha com muitas venulações esbranquiçadas e aspecto brechado (BTF-03, Vidal Ramos).



Foto 9: Nível de brecha com piratas oxidadas acompanhando a acamamento sedimentar (BTF-02, Vidal Ramos).



Foto 10: Dique de lamprófito com fenocristais milimétricos (BTF-05, Botuverá).



Foto 11: Foto mostrando o acamamento e dobras intrafoliares (BTF-10 – Botuverá).

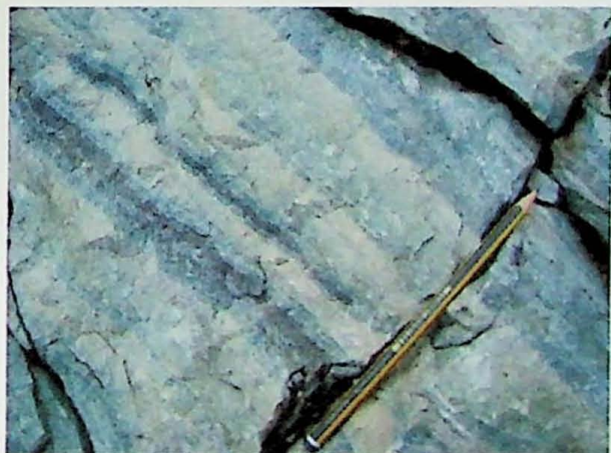


Foto 12: Bandas alternando diferentes colorações (BTF-12, Brusque).

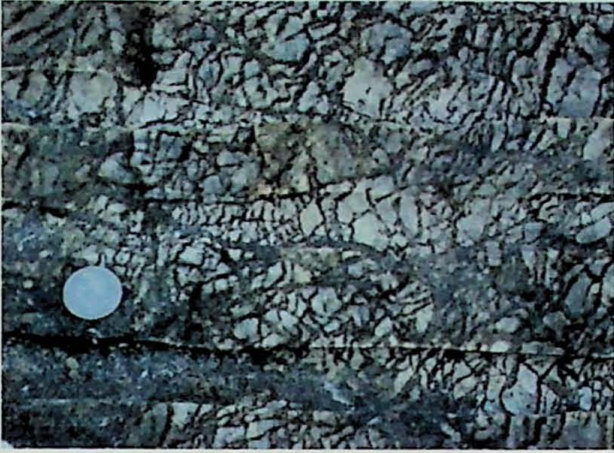


Foto 13: Zona de brecha no diopsídio-carbonato hornfels (BTF-13, Brusque).



Foto 14: Bandamento marcado pela alternância de cores no quartzo mármore (BTF16, Estrada Camboriú-Itajaí).

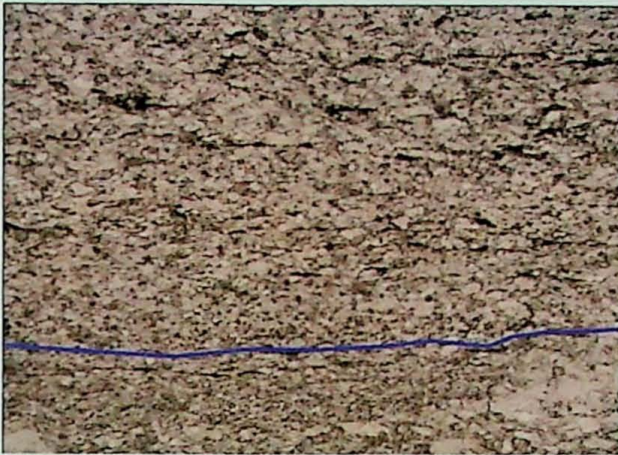


Foto 15: : Alternância entre níveis carbonático e níveis pelíticos evidenciando melhor a deformação (BTF-14, Camboriú).

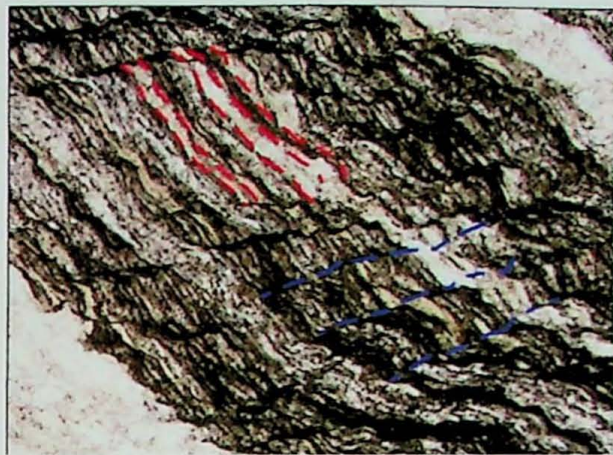
ANEXO IV

Fotomicrografia das Lâminas

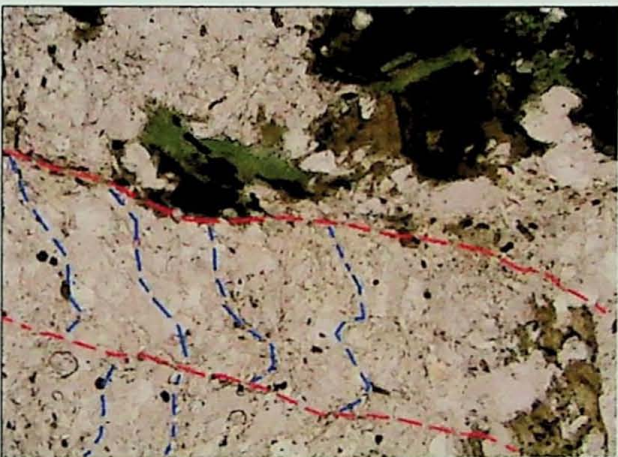




Fotomicrografia 1: Acamamento sedimentar marcado por cristais de carbonato e pela diferença de granulação no limite da linha azul (Lado maior: 3,25mm, BTF-01, Vidal Ramos).



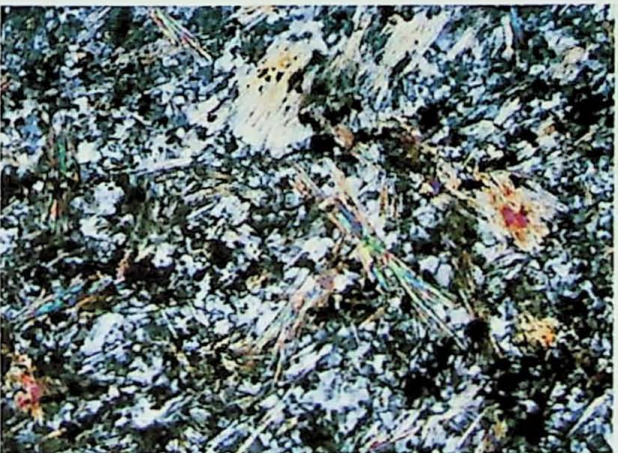
Fotomicrografia 2: Foliação S2 em vermelho paralela ao acamamento sedimentar e em azul uma clivagem de crenulação pós-S2 (Lado maior: 3,25mm; BTF-11, Botuverá).



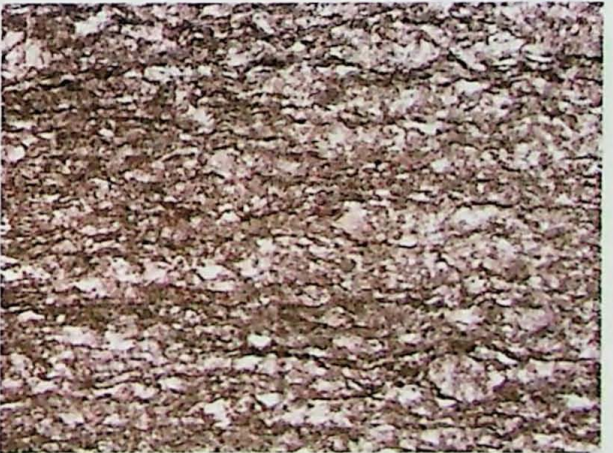
Fotomicrografia 3: Em azul a foliação S1 preservada e em vermelho a xistosidade S2 (Lado maior: 1,3mm, BTF-17, Penha).



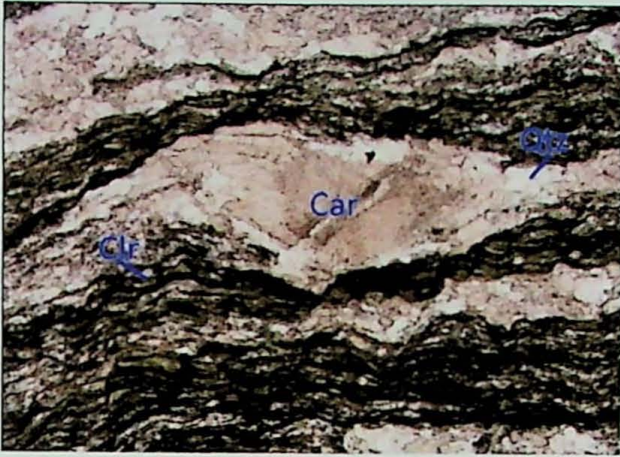
Fotomicrografia 4: Pseudomorfo de piroxênio substituído por tremolita e com a flogopita na borda (Lado maior:3,25mm; BTF-05, Botuverá).



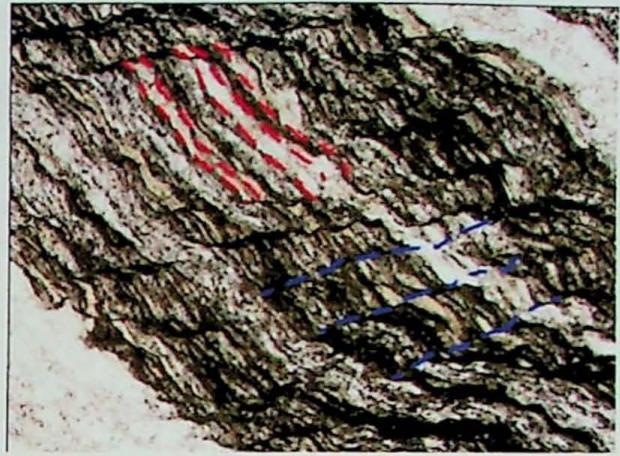
Fotomicrografia 5: Fotomicrografia com os cristais de tremolita fibrorradiados (BTF-10 – Botuverá).



Fotomicrografia 6: Acamamento sedimentar marcado pelo carbonato em diferentes granulações e pela matéria orgânica em um mármore impuro (Lado maior: 3,25mm, BTF-01, Vidal Ramos).



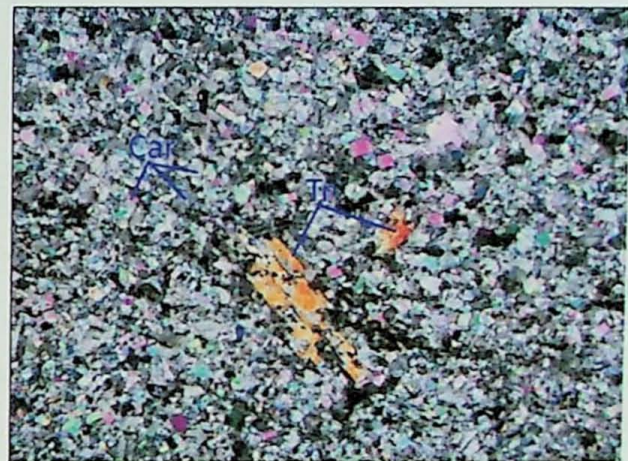
Fotomicrografia 7: Carbonato-clorita xisto com *boudin* do leito carbonático em meio ao leito micáceo (Lado maior: 3,25mm, BTF-11, Botuverá).



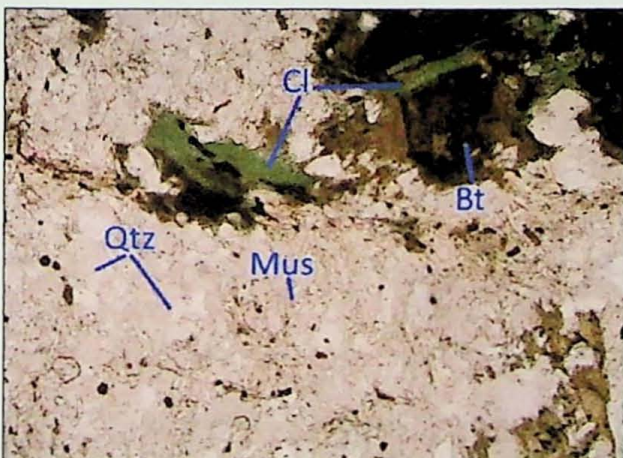
Fotomicrografia 8: : A linha tracejada em vermelho marca a foliação principal S0 e a linha tracejada em azul a clivagem de crenulação (Lado maior: 3,25mm; BTF-11, Botuverá).



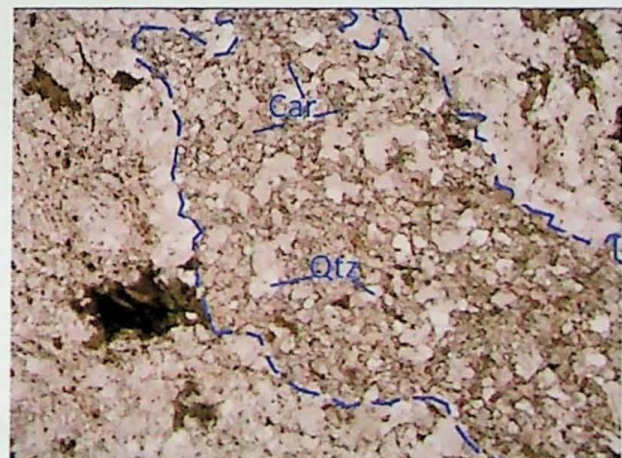
Fotomicrografia 9: Cristais de dipopsídio, com birrefribgência azulada, e em granulação bem maior do que os outros cristais (Lado maior: 3,25mm; BTF-13, Brusque).



Fotomicrografia 10: Fotomicrografia mostrando o porfiroblastos de tremolita (Lado maior: 1,3mm; BTF-13, Brusque).



Fotomicrografia 11: Fotomicrografia mostrando a clorita alterando os porfiroblastos de biotita (Lado maior: 10,3mm; BTF-17, Penha).



Fotomicrografia 12: Bolsões de carbonato e quartzo ressaltado em azul no quartzo-mica-xisto com carbonato (Lado maior: 3,25mm; BTF-17, Penha).

ANEXO V

Análises Químicas

| Elemento | Amostra 1 | Amostra 2 | Amostra 3 | Amostra 4 | Amostra 5 | Amostra 6 | Amostra 7 | Amostra 8 |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| SiO ₂ | 67.30 | 67.1 | 67.3 | 67.3 | 67.3 | 67.3 | 67.3 | 67.3 |
| Al ₂ O ₃ | 14.12 | 14.12 | 14.12 | 14.12 | 14.12 | 14.12 | 14.12 | 14.12 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.21 | 2.21 | 2.21 | 2.21 | 2.21 | 2.21 | 2.21 | 2.21 |
| MnO | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 |
| MgO | 14.32 | 14.32 | 14.32 | 14.32 | 14.32 | 14.32 | 14.32 | 14.32 |
| CaO | 18.95 | 18.95 | 18.95 | 18.95 | 18.95 | 18.95 | 18.95 | 18.95 |
| MgCO ₃ | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 |
| X ₂ O | 1.92 | 1.92 | 1.92 | 1.92 | 1.92 | 1.92 | 1.92 | 1.92 |
| P ₂ O ₅ | 0.136 | 0.136 | 0.136 | 0.136 | 0.136 | 0.136 | 0.136 | 0.136 |
| Li ₂ O | 26.76 | 26.76 | 26.76 | 26.76 | 26.76 | 26.76 | 26.76 | 26.76 |
| Total | 100.47 | 100.47 | 100.47 | 100.47 | 100.47 | 100.47 | 100.47 | 100.47 |
| SiO ₂ | 1.807 | 1.703 | 1.807 | 1.807 | 1.774 | 1.703 | 1.807 | 1.703 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.214 | 0.212 | 0.214 | 0.214 | 0.207 | 0.214 | 0.214 | 0.212 |
| MgCO ₃ | 0.523 | 0.515 | 0.523 | 0.523 | 0.515 | 0.523 | 0.523 | 0.515 |
| Ta ₂ O ₅ | 20.062 | 20.419 | 21.15 | 21.04 | 20.275 | 20.062 | 20.062 | 20.419 |
| CaO | 290.674 | 275.526 | 289.080 | 289.790 | 289.000 | 290.674 | 290.674 | 275.526 |
| Si | 60 | 60 | 60 | 60 | 60 | 60 | 60 | 60 |
| Al | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Fe | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Mn | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Mg | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Ca | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Li | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| P | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Ta | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Co | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Cr | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Na | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| K | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Cl | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| S | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| N | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| O | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| H | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| C | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| F | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| B | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| I | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Br | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Y | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Zr | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Hf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Ti | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| V | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Cr | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Mn | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Fe | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Ni | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Cu | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Zn | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| As | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Se | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Te | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Mo | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Sr | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Zr | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Hf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Y | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Sc | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| La | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Ce | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Pr | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Nd | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Pm | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Sm | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Eu | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Gd | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Tb | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Dy | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Ho | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Er | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Tm | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Yb | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Lu | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Hg | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Pb | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Bi | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Po | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| At | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Rn | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Fr | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Ra | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Ac | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Th | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Pa | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| U | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Np | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Pu | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Am | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Cm | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Bk | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Cf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Es | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Fm | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Md | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Ds | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Rg | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Cn | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Fl | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Mc | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Lv | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uu | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uub | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuq | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uup | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuh | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuq | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uup | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuh | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uug | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uud | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uue | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Uuf | | | | | | | | |

| | BTF-01A | BTF-02D | BTF-02A1 | BTF-04A | BTF-05E | | BTF-07A2 | BTF-07D |
|-------|---------|---------|----------|---------|---------|--------|----------|---------|
| SiO2 | 27.20 | 8.12 | 1.46 | 4.60 | 2.38 | 2.72 | 1.45 | 4.17 |
| TiO2 | 0.312 | 0.086 | 0.031 | 0.051 | 0.009 | 0.009 | 0.030 | 0.060 |
| Al2O3 | 5.55 | 2.13 | 0.20 | 0.92 | 0.06 | 0.04 | 0.46 | 1.23 |
| Fe2O3 | 2.21 | 0.89 | 0.60 | 0.26 | 0.34 | 0.35 | 0.29 | 0.53 |
| MnO | 0.052 | 0.075 | 0.004 | 0.004 | 0.013 | 0.014 | 0.004 | 0.004 |
| MgO | 14.28 | 0.85 | 1.26 | 0.56 | 0.35 | 0.71 | 0.63 | 0.68 |
| CaO | 18.96 | 48.32 | 53.22 | 51.70 | 54.07 | 53.71 | 53.70 | 51.18 |
| Na2O | 0.40 | < 0.02 | < 0.02 | < 0.02 | 0.06 | < 0.02 | < 0.02 | 0.09 |
| K2O | 1.62 | 0.85 | 0.14 | 0.34 | 0.09 | 0.09 | 0.24 | 0.42 |
| P2O5 | 0.130 | 0.091 | 0.023 | 0.009 | 0.012 | 0.012 | 0.034 | 0.026 |
| Loi | 29.76 | 38.57 | 42.42 | 41.04 | 42.26 | 42.27 | 42.35 | 40.83 |
| Total | 100.47 | 99.98 | 99.36 | 99.48 | 99.64 | 99.93 | 99.19 | 99.22 |
| Mn/Sr | 1.800 | 0.785 | 0.023 | 0.018 | 0.278 | 0.301 | 0.019 | 0.011 |
| Rb/Sr | 0.256 | 0.032 | 0.003 | 0.006 | 0.007 | 0.009 | 0.004 | 0.004 |
| Mg/Ca | 0.633 | 0.015 | 0.020 | 0.009 | 0.005 | 0.011 | 0.010 | 0.011 |
| Fe/Sr | 69.063 | 8.419 | 3.118 | 1.064 | 6.575 | 6.566 | 1.233 | 1.352 |
| Ca/Sr | 940.476 | 725.526 | 439.000 | 335.736 | 1660 | 1655 | 362.275 | 207.165 |
| Ba | 560 | 109 | < 37 | 69 | < 37 | < 37 | 33 | 99 |
| Ce | < 35 | < 35 | < 35 | < 35 | < 35 | < 35 | < 35 | < 35 |
| Co | 14 | < 6 | < 6 | < 6 | < 6 | < 6 | < 6 | < 6 |
| Cr | 30 | 16 | < 13 | < 13 | < 13 | < 13 | < 13 | < 13 |
| Cu | 16 | 8 | < 5 | 9 | < 5 | < 5 | 11 | 5 |
| Ga | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 |
| La | < 28 | < 28 | < 28 | < 28 | < 28 | < 28 | < 28 | < 28 |
| Nb | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 |
| Nd | 12 | 21 | 25 | 20 | 24 | 25 | 16 | 25 |
| Ni | 18 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 |
| Pb | < 4 | 10 | 14 | 15 | 10 | 11 | 15 | 17 |
| Rb | 57 | 24 | 5 | 10 | 3 | 3 | 7 | 12 |
| Sc | 23 | 47 | 57 | 50 | 54 | 53 | 54 | 51 |
| Sr | 224 | 740 | 1347 | 1711 | 362 | 360 | 1647 | 2745 |
| Th | < 7 | 14 | 16 | 17 | 14 | 13 | 16 | 18 |
| U | 5 | 14 | 13 | 10 | 17 | 17 | 13 | 4 |
| V | 35 | 10 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 |
| Y | 11 | 7 | 5 | 7 | 5 | 5 | 7 | 8 |
| Zn | 36 | 12 | 10 | 7 | 5 | 5 | 6 | 10 |
| Zr | 67 | 29 | 24 | 26 | 13 | 13 | 21 | 28 |
| Cl | < 50 | < 50 | < 50 | < 50 | < 50 | < 50 | < 50 | < 50 |
| F | 1714 | 1307 | 1910 | 830 | < 500 | < 500 | 603 | 539 |
| S | 2665 | < 550 | < 550 | < 550 | 785 | 786 | < 550 | < 550 |

| BTF-07A1 | BTF-08E | BTF-10C | BTF-10B | BTF-11B3 | BTF-12B1 | BTF-12C1 | BTF-12H |
|----------|---------|---------|---------|----------|----------|----------|---------|
|----------|---------|---------|---------|----------|----------|----------|---------|

| | | | | | | | | |
|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1.70 | 5.16 | 49.54 | 49.70 | 53.05 | 68.18 | 7.18 | 13.23 | 6.30 |
| 0.033 | 0.080 | 3.261 | 3.269 | 2.913 | 0.081 | 0.143 | 0.146 | 0.075 |
| 0.58 | 1.52 | 9.46 | 9.55 | 14.35 | 3.52 | 3.70 | 3.62 | 1.85 |
| 0.33 | 0.56 | 13.46 | 13.47 | 12.16 | 1.99 | 1.82 | 2.48 | 1.03 |
| 0.004 | 0.009 | 0.101 | 0.101 | 0.059 | 0.032 | 0.099 | 0.107 | 0.025 |
| 0.67 | 20.13 | 9.89 | 9.99 | 6.75 | 2.04 | 0.94 | 0.89 | 0.62 |
| 53.45 | 28.93 | 9.94 | 9.96 | 2.97 | 10.93 | 47.82 | 45.75 | 50.64 |
| < 0.02 | < 0.02 | 0.61 | 0.60 | 4.97 | 0.52 | 0.24 | 0.30 | 0.12 |
| 0.28 | 0.63 | 1.03 | 1.02 | 1.04 | 1.14 | 0.94 | 0.65 | 0.46 |
| 0.035 | 0.020 | 0.389 | 0.393 | 0.396 | 0.028 | 0.160 | 0.089 | 0.066 |
| 42.20 | 43.36 | 1.34 | 1.32 | 0.60 | 11.47 | 36.49 | 32.04 | 37.87 |
| 99.28 | 100.40 | 99.02 | 99.37 | 99.26 | 99.93 | 99.53 | 99.30 | 99.06 |

| | | | | | | | | |
|---------|----------|-------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 0.020 | 1.383 | 4.862 | 4.926 | 3.248 | 0.528 | 0.375 | 0.436 | 0.092 |
| 0.005 | 0.365 | 0.273 | 0.271 | 0.257 | 0.058 | 0.021 | 0.013 | 0.008 |
| 0.011 | 0.584 | 0.836 | 0.843 | 2.000 | 0.157 | 0.017 | 0.016 | 0.010 |
| 1.512 | 78.400 | 593 | 590 | 603.688 | 29.701 | 6.236 | 9.122 | 3.428 |
| 388.671 | 6428.889 | 695 | 693 | 234.043 | 258.943 | 260.075 | 267.122 | 267.554 |

| | | | | | | | | |
|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 57 | 40 | 217 | 218 | 152 | 333 | 124 | 80 | 68 |
| < 35 | < 35 | 44 | 62 | 53 | < 35 | < 35 | < 35 | < 35 |
| < 6 | < 6 | 77 | 76 | 53 | 44 | < 6 | 7 | < 6 |
| < 13 | < 13 | 474 | 481 | 8 | 59 | 17 | 17 | 13 |
| < 5 | < 5 | 41 | 42 | 32 | < 5 | < 5 | 11 | < 5 |
| < 9 | < 9 | 21 | 20 | 25 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 |
| < 28 | < 28 | < 28 | < 28 | < 28 | < 28 | < 28 | < 28 | < 28 |
| < 9 | < 9 | 21 | 21 | 29 | < 9 | < 9 | < 9 | < 9 |
| 35 | < 14 | 62 | 61 | 53 | < 14 | 37 | 40 | 42 |
| < 5 | < 5 | 383 | 381 | 36 | 24 | 6 | 7 | < 5 |
| 10 | < 4 | 10 | 11 | 8 | < 4 | 21 | 18 | 17 |
| 7 | 18 | 44 | 43 | 36 | 27 | 43 | 24 | 17 |
| 53 | 26 | 28 | 26 | 20 | < 14 | 49 | 44 | 52 |
| 1528 | 50 | 161 | 159 | 141 | 469 | 2043 | 1903 | 2103 |
| 15 | < 7 | 8 | 7 | < 7 | < 7 | 19 | 17 | 16 |
| 12 | 8 | 9 | 7 | 3 | < 3 | 9 | 8 | 5 |
| < 9 | < 9 | 232 | 238 | 267 | 17 | 20 | 15 | 17 |
| 7 | 5 | 28 | 28 | 32 | 7 | 25 | 21 | 13 |
| 6 | 10 | 96 | 97 | 116 | 13 | 32 | 36 | 16 |
| 20 | 26 | 195 | 194 | 206 | 77 | 46 | 44 | 44 |
| < 50 | < 50 | < 50 | < 50 | < 50 | < 50 | 148 | 251 | < 50 |
| < 500 | < 500 | 1012 | 1180 | 762 | 525 | 888 | < 500 | < 500 |
| 579 | < 550 | 559 | 555 | < 550 | < 550 | < 550 | < 550 | < 550 |

| BTF-17C | BTF-17A | JB-1a | LD |
|---------|---------|-------|----|
|---------|---------|-------|----|

| | | | | |
|-------|-------|--------|-------|-------|
| 68.50 | 66.21 | 52.68 | 52.16 | 0.03 |
| 0.610 | 0.730 | 1.283 | 1.3 | 0.003 |
| 14.32 | 15.29 | 14.68 | 14.51 | 0.02 |
| 4.60 | 5.45 | 8.98 | 9.1 | 0.01 |
| 0.088 | 0.093 | 0.147 | 0.150 | 0.002 |
| 1.44 | 1.70 | 7.85 | 7.75 | 0.01 |
| 1.03 | 0.84 | 8.96 | 9.23 | 0.01 |
| 2.46 | 2.72 | 2.82 | 2.74 | 0.02 |
| 3.89 | 4.04 | 1.36 | 1.42 | 0.01 |
| 0.125 | 0.155 | 0.257 | 0.26 | 0.003 |
| 1.93 | 1.73 | 1.1 | 1.1 | 0.01 |
| 98.99 | 98.96 | 100.12 | 99.72 | |

| | |
|--------|---------|
| 5.948 | 6.381 |
| 1.271 | 1.348 |
| 1.174 | 1.7 |
| 280 | 337.611 |
| 99.517 | 82.596 |

| | | | | |
|-------|-------|-------|------|-----|
| 676 | 786 | 518 | 497 | 37 |
| 124 | 76 | 65 | 66.1 | 35 |
| 37 | 36 | 37 | 39.5 | 6 |
| 47 | 58 | 407 | 415 | 13 |
| 13 | 30 | 55 | 55.5 | 5 |
| 17 | 20 | 16 | 18 | 9 |
| 45 | 41 | 43 | 38.1 | 28 |
| 17 | 18 | 27 | 27 | 9 |
| 34 | 31 | 42 | 25.5 | 14 |
| 31 | 35 | 143 | 140 | 5 |
| 7 | 10 | 11 | 7.2 | 4 |
| 146 | 152 | 39 | 41 | 3 |
| < 14 | < 14 | 30 | 27.9 | 14 |
| 115 | 113 | 457 | 443 | 2 |
| 9 | 10 | < 7 | 8.8 | 7 |
| 4 | 5 | < 3 | 1.6 | 3 |
| 64 | 81 | 194 | 220 | 9 |
| 37 | 38 | 24 | 24 | 2 |
| 69 | 80 | 82 | 82 | 2 |
| 217 | 230 | 143 | 146 | 2 |
| < 50 | < 50 | 122 | | 50 |
| 958 | 530 | < 500 | | 500 |
| < 550 | < 550 | < 550 | | 550 |

ANEXO VI

Análises Isotópicas

| ANO | AMOSTRA | LOCALIDADE | TIPO | VALOR | UNIDADE |
|------|---------|-------------|------|-------|------------------|
| 1940 | BT-01 | Mato Grosso | BTOT | 1,62 | 10 ⁻³ |
| 1941 | BT-02 | Mato Grosso | BTOT | 1,72 | 10 ⁻³ |
| 1942 | BT-03 | Mato Grosso | BTOT | 1,36 | 10 ⁻³ |
| 1943 | BT-04 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1944 | BT-05 | Mato Grosso | BTOT | 2,04 | 10 ⁻³ |
| 1945 | BT-06 | Mato Grosso | BTOT | 1,36 | 10 ⁻³ |
| 1946 | BT-07 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1947 | BT-08 | Mato Grosso | BTOT | 2,28 | 10 ⁻³ |
| 1948 | BT-09 | Mato Grosso | BTOT | 1,36 | 10 ⁻³ |
| 1949 | BT-10 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1950 | BT-11 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1951 | BT-12 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1952 | BT-13 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1953 | BT-14 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1954 | BT-15 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1955 | BT-16 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1956 | BT-17 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1957 | BT-18 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1958 | BT-19 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1959 | BT-20 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1960 | BT-21 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1961 | BT-22 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1962 | BT-23 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1963 | BT-24 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1964 | BT-25 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1965 | BT-26 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1966 | BT-27 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1967 | BT-28 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1968 | BT-29 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1969 | BT-30 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1970 | BT-31 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1971 | BT-32 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1972 | BT-33 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1973 | BT-34 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1974 | BT-35 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1975 | BT-36 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1976 | BT-37 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1977 | BT-38 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1978 | BT-39 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1979 | BT-40 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1980 | BT-41 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1981 | BT-42 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1982 | BT-43 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1983 | BT-44 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1984 | BT-45 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1985 | BT-46 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1986 | BT-47 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1987 | BT-48 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1988 | BT-49 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1989 | BT-50 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1990 | BT-51 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1991 | BT-52 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1992 | BT-53 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1993 | BT-54 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1994 | BT-55 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1995 | BT-56 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1996 | BT-57 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1997 | BT-58 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1998 | BT-59 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 1999 | BT-60 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2000 | BT-61 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2001 | BT-62 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2002 | BT-63 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2003 | BT-64 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2004 | BT-65 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2005 | BT-66 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2006 | BT-67 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2007 | BT-68 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2008 | BT-69 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2009 | BT-70 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2010 | BT-71 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2011 | BT-72 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2012 | BT-73 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2013 | BT-74 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2014 | BT-75 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2015 | BT-76 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2016 | BT-77 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2017 | BT-78 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2018 | BT-79 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2019 | BT-80 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2020 | BT-81 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2021 | BT-82 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2022 | BT-83 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2023 | BT-84 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2024 | BT-85 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2025 | BT-86 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2026 | BT-87 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2027 | BT-88 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2028 | BT-89 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2029 | BT-90 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2030 | BT-91 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2031 | BT-92 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2032 | BT-93 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2033 | BT-94 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2034 | BT-95 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2035 | BT-96 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2036 | BT-97 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2037 | BT-98 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2038 | BT-99 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |
| 2039 | BT-100 | Mato Grosso | BTOT | 2,24 | 10 ⁻³ |

Análises Isotópicas de C e O

| SPE | AMOSTRA | Rocha | Material | $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰ | $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰ |
|-------|----------------|--------------|----------|---------------------------------|---------------------------------|
| 19402 | BTF-1a | Metacalcareo | RTOT | 2.98 | -8.97 |
| 19403 | BTF-2a | Metacalcareo | RTOT | 1.16 | -10.74 |
| 19404 | BTF-2d | Metacalcareo | RTOT | 0.53 | -13.48 |
| 19405 | BTF-4a | Metacalcareo | RTOT | 0.88 | -14.23 |
| 19406 | BTF-5e | Metacalcareo | RTOT | 2.67 | -15.01 |
| 19407 | BTF-7a1 | Metacalcareo | RTOT | 1.05 | -10.94 |
| 19408 | BTF-7a2 | Metacalcareo | RTOT | 1.12 | -10.99 |
| 19409 | BTF-7d | Metacalcareo | RTOT | 1.30 | -11.46 |
| 19412 | BTF-11b3 | Metacalcareo | RTOT | 0.44 | -16.37 |
| 19413 | BTF-12c1 | Metacalcareo | RTOT | 0.04 | -10.10 |
| 19414 | BTF-12h | Metacalcareo | RTOT | 0.50 | -8.72 |
| 19415 | BTF-14b1 | Metacalcareo | RTOT | -2.54 | -11.33 |
| 19416 | BTF-14b7 | Metacalcareo | RTOT | -2.38 | -11.30 |
| 19417 | BTF-15c | Metacalcareo | RTOT | -1.81 | -12.05 |
| 19418 | BTF-16b | Metacalcareo | RTOT | 0.24 | -9.35 |
| 19419 | BTF-17a | Metacalcareo | RTOT | -5.48 | -16.86 ± 0.13 |
| 19420 | BTF-17c | Metacalcareo | RTOT | -5.79 | -17.61 |
| 19421 | BTF-16d | Metacalcareo | RTOT | 0.17 | -10.18 |
| 19549 | BTF-01-R1 E91 | Metacalcareo | RTOT | 3.02 | -7.78 |
| 19550 | BTF-01-R2 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.70 | -7.69 |
| 19551 | BTF-01-R3 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.86 | -9.34 |
| 19552 | BTF-01-R4 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.82 | -7.09 |
| 19553 | BTF-01-R5 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.51 | -8.13 |
| 19554 | BTF-01-R6 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.63 | -8.55 |
| 19555 | BTF-01-R7 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.42 | -8.55 |
| 19556 | BTF-01-R8 E91 | Metacalcareo | RTOT | 1.94 | -7.62 |
| 19557 | BTF-01-R9 E91 | Metacalcareo | RTOT | 0.28 | -11.68 |
| 19558 | BTF-01-R10 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.76 | -6.18 |
| 19559 | BTF-01-R11 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.17 | -7.23 |
| 19560 | BTF-01-R12 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.61 | -6.47 |
| 19561 | BTF-01-R13 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.22 | -6.28 |
| 19562 | BTF-01-R14 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.09 | -7.25 |
| 19563 | BTF-01-R15 E91 | Metacalcareo | RTOT | 3.16 | -17.31 |
| 19564 | BTF-01-R16 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.87 | -16.25 |
| 19565 | BTF-01-R17 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.73 | -17.65 |
| 19566 | BTF-01-R18 E91 | Metacalcareo | RTOT | 3.17 | -9.65 |
| 19567 | BTF-07-R1 E91 | Metacalcareo | RTOT | <LD | <LD |
| 19568 | BTF-07-R2 E91 | Metacalcareo | RTOT | 0.75 | -9.46 |
| 19569 | BTF-07-R3 E91 | Metacalcareo | RTOT | 1.02 | -11.40 |
| 19570 | BTF-07-R4 E91 | Metacalcareo | RTOT | 1.04 | -10.73 |
| 19571 | BTF-07-R5 E91 | Metacalcareo | RTOT | 0.52 | -13.18 |
| 19572 | BTF-07-R6 E91 | Metacalcareo | RTOT | 0.55 | -12.13 |
| 19573 | BTF-07-R7 E91 | Metacalcareo | RTOT | 0.62 | -11.90 |

| | | | | | |
|-------|----------------|--------------|------|------|--------|
| 19574 | BTF-07-R8 E91 | Metacalcareo | RTOT | <LD | <LD |
| 19575 | BTF-07-R9 E91 | Metacalcareo | RTOT | 1.48 | -11.03 |
| 19576 | BTF-07-R10 E91 | Metacalcareo | RTOT | 1.41 | -10.22 |
| 19577 | BTF-07-R11 E91 | Metacalcareo | RTOT | 1.01 | -11.34 |
| 19578 | BTF-07-R12 E91 | Metacalcareo | RTOT | 1.11 | -11.40 |
| 19579 | BTF-07-R13 E91 | Metacalcareo | RTOT | 1.23 | -9.49 |
| 19580 | BTF-07-R14 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.08 | -11.22 |
| 19581 | BTF-07-R15 E91 | Metacalcareo | RTOT | 0.60 | -12.87 |
| 19582 | BTF-07-R16 E91 | Metacalcareo | RTOT | 0.86 | -11.65 |
| 19583 | BTF-07-R17 E91 | Metacalcareo | RTOT | 0.88 | -16.16 |
| 19584 | BTF-07-R18 E91 | Metacalcareo | RTOT | 1.73 | -12.56 |
| 19585 | BTF-07-R19 E91 | Metacalcareo | RTOT | 1.29 | -18.28 |
| 19586 | BTF-07-R20 E91 | Metacalcareo | RTOT | 0.97 | -11.92 |
| 19587 | BTF-07-R21 E91 | Metacalcareo | RTOT | <LD | <LD |
| 19588 | BTF-07-R22 E91 | Metacalcareo | RTOT | 2.04 | -13.41 |

Análises Isotópicas de Sr

| AMOSTRA | MATERIAL | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | erro (2σ) |
|----------|-------------------|---------------------------------|--------------------|
| BTF-1a | RTOT/Metacalcareo | 0.715790 | 0.000034 |
| BTF-2a | RTOT/Metacalcareo | 0.706704 | 0.000033 |
| BTF-2d | RTOT/Metacalcareo | 0.708254 | 0.000026 |
| BTF-4a | RTOT/Metacalcareo | 0.707038 | 0.000054 |
| BTF-5e | RTOT/Metacalcareo | 0.707331 | 0.000057 |
| BTF-7a1 | RTOT/Metacalcareo | 0.706550 | 0.000013 |
| BTF-7a2 | RTOT/Metacalcareo | 0.706531 | 0.000023 |
| BTF-7d | RTOT/Metacalcareo | 0.706328 | 0.000028 |
| BTF-10b | RTOT/Metacalcareo | 0.717181 | 0.000026 |
| BTF-10c | RTOT/Metacalcareo | 0.717597 | 0.000031 |
| BTF-11b3 | RTOT/Metacalcareo | 0.712778 | 0.000077 |
| BTF-12c1 | RTOT/Metacalcareo | 0.708408 | 0.000028 |
| BTF-12h | RTOT/Metacalcareo | 0.707653 | 0.000022 |
| BTF-14b1 | RTOT/Metacalcareo | 0.743120 | 0.000052 |
| BTF-14b7 | RTOT/Metacalcareo | 0.736983 | 0.000060 |
| BTF-15c | RTOT/Metacalcareo | 0.746212 | 0.000030 |
| BTF-16b | RTOT/Metacalcareo | 0.719676 | 0.000030 |
| BTF-16d | RTOT/Metacalcareo | 0.716844 | 0.000061 |

Análises Isotópicas de Pb

| SPB | AMOSTRA | MATERIAL | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | erro ¹ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | erro ¹ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | erro ¹ |
|------|----------|--------------|-----------------------------------|-------------------|-----------------------------------|-------------------|-----------------------------------|-------------------|
| 3970 | BTF-1a | Metacalcareo | 19.355 | 0.010 | 15.748 | 0.010 | 39.007 | 0.010 |
| 3971 | BTF-2a | Metacalcareo | 42.548 | 0.046 | 17.575 | 0.046 | 38.734 | 0.046 |
| 3972 | BTF-2d | Metacalcareo | 29.025 | 0.010 | 16.490 | 0.011 | 39.644 | 0.011 |
| 3973 | BTF-4a | Metacalcareo | 57.236 | 0.034 | 18.774 | 0.033 | 40.210 | 0.036 |
| 3974 | BTF-5e | Metacalcareo | 19.798 | 0.021 | 15.789 | 0.022 | 38.071 | 0.022 |
| 3975 | BTF-7a1 | Metacalcareo | 79.172 | 0.015 | 20.516 | 0.015 | 39.460 | 0.015 |
| 3976 | BTF-7a2 | Metacalcareo | 86.817 | 0.011 | 21.149 | 0.011 | 39.613 | 0.011 |
| 3977 | BTF-7d | Metacalcareo | 49.537 | 0.010 | 18.318 | 0.010 | 39.792 | 0.010 |
| 3978 | BTF-10b | Metacalcareo | 18.575 | 0.007 | 15.668 | 0.008 | 38.967 | 0.009 |
| 3979 | BTF-10c | Metacalcareo | 19.467 | 0.021 | 15.678 | 0.021 | 39.922 | 0.021 |
| 3997 | BTF-11b3 | Metacalcareo | 16.669 | 0.005 | 15.504 | 0.006 | 37.091 | 0.007 |
| 3998 | BTF-12c1 | Metacalcareo | 24.006 | 0.007 | 16.008 | 0.007 | 38.768 | 0.007 |
| 3999 | BTF-12h | Metacalcareo | 22.770 | 0.007 | 16.056 | 0.007 | 38.414 | 0.007 |
| 4000 | BTF-14b1 | Metacalcareo | 19.036 | 0.005 | 15.770 | 0.006 | 39.999 | 0.006 |
| 4001 | BTF-14b7 | Metacalcareo | 18.834 | 0.008 | 15.758 | 0.008 | 39.766 | 0.008 |
| 4002 | BTF-15c | Metacalcareo | 18.594 | 0.012 | 15.744 | 0.013 | 39.577 | 0.015 |
| 4003 | BTF-16b | Metacalcareo | 18.261 | 0.008 | 15.668 | 8.000 | 38.301 | 0.008 |
| 4004 | BTF-17a | Metacalcareo | 18.409 | 0.007 | 15.604 | 0.007 | 38.899 | 0.007 |
| 4005 | BTF-17c | Metacalcareo | 18.463 | 0.008 | 15.641 | 0.008 | 39.110 | 0.009 |
| 4006 | BTF-16d | Metacalcareo | 18.899 | 0.009 | 15.736 | 0.009 | 38.751 | 0.009 |

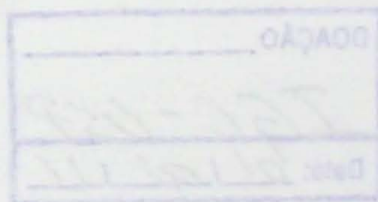
Análises Isotópicas de Nd

| SPS | AMOSTRA | MATERIAL | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | erro (2σ) | $\epsilon\text{Nd}(0)$ |
|------|-----------|--------------------|-----------------------------------|--------------------|------------------------|
| 6356 | BTF-1a1 | RTOT/Meta calcareo | 0.511651 | 0.000009 | -19.2 |
| 6357 | BTF-2a1 | RTOT/Meta calcareo | 0.511538 | 0.000012 | -21.5 |
| 6358 | BTF-2d1 | RTOT/Meta calcareo | 0.511413 | 0.000004 | -23.9 |
| 6359 | BTF-4a1 | RTOT/Meta calcareo | 0.511429 | 0.000009 | -23.6 |
| 6363 | BTF-7d | RTOT/Meta calcareo | 0.511629 | 0.000016 | -19.7 |
| 6364 | BTF-10b | RTOT/Meta calcareo | 0.512141 | 0.000010 | -9.7 |
| 6365 | BTF-10c | RTOT/Meta calcareo | 0.512528 | 0.000011 | -2.1 |
| 6366 | BTF-11b3 | RTOT/Meta calcareo | 0.511293 | 0.000005 | -26.2 |
| 6367 | BTF-12c1 | RTOT/Meta calcareo | 0.511472 | 0.000012 | -22.7 |
| 6368 | BTF-12h | RTOT/Meta calcareo | 0.511383 | 0.000008 | -24.5 |
| 6369 | BTF-14b1 | RTOT/Meta calcareo | 0.511491 | 0.000006 | -22.4 |
| 6370 | BTF-14b71 | RTOT/Meta calcareo | 0.511458 | 0.000010 | -23.0 |
| 6375 | BTF-16d | RTOT/Meta calcareo | 0.511631 | 0.000006 | -19.6 |
| 6374 | BTF-17c | RTOT/Meta calcareo | 0.512019 | 0.000008 | -12.1 |

Valores de ξ_{Nd} e ξ_{Sr} para 750Ma

| Amostra | Sr | | Nd | |
|----------|---------|----------|---------|----------|
| | T1 (Ma) | e(T1) | T1 (Ma) | e(T1) |
| BTF-1a | 750 | 35.31864 | 750 | -11.3538 |
| BTF-2a | 750 | 42.29553 | 750 | -13.334 |
| BTF-2d | 750 | 52.1301 | 750 | -15.3345 |
| BTF-4a | 750 | 46.25709 | 750 | -14.7139 |
| BTF-5e | 750 | 50.3319 | * | * |
| BTF-7a1 | 750 | 39.5954 | * | * |
| BTF-7a2 | 750 | 39.63417 | * | * |
| BTF-7d | 750 | 36.49141 | 750 | -11.3902 |
| BTF-10b | 750 | 28.85655 | 750 | -5.12323 |
| BTF-10c | 750 | 27.64807 | 750 | 1.068885 |
| BTF-11b3 | 750 | 104.1667 | 750 | -18.5117 |
| BTF-12c1 | 750 | 62.52131 | 750 | -14.9789 |
| BTF-12h | 750 | 53.76744 | 750 | -15.8695 |
| BTF-14b1 | 750 | 305.1576 | 750 | -13.49 |
| BTF-14b7 | 750 | 301.6237 | 750 | -13.8257 |
| BTF-15c | 750 | 210.6167 | * | * |
| BTF-16b | 750 | 185.2982 | * | * |
| BTF-16d | 750 | 144.257 | * | * |

*: Em análise



Valores de EMD e ESR para 150ms

| M1 | | M2 | | Amplitude |
|----------|---------|----------|---------|-----------|
| TT (ms) | TT (ms) | TT (ms) | TT (ms) | |
| -11.9238 | 750 | 55.01864 | 750 | BTF-1a |
| -13.334 | 750 | 42.20253 | 750 | BTF-2a |
| -15.0342 | 750 | 52.1201 | 750 | BTF-3a |
| -14.7139 | 750 | 40.22708 | 750 | BTF-4a |
| * | * | 50.3379 | 750 | BTF-5a |
| * | * | 30.8854 | 750 | BTF-7a1 |
| * | * | 39.53412 | 750 | BTF-7a2 |
| -11.3902 | 750 | 38.48141 | 750 | BTF-7b |
| -8.12323 | 750 | 28.85228 | 750 | BTF-10a |
| 1.08882 | 750 | 27.84807 | 750 | BTF-10c |
| -18.5112 | 750 | 104.1867 | 750 | BTF-11a3 |
| -14.9789 | 750 | 62.52121 | 750 | BTF-12a1 |
| -15.0882 | 750 | 53.70744 | 750 | BTF-12a |
| -13.49 | 750 | 202.1278 | 750 | BTF-14a1 |
| -12.8257 | 750 | 201.6237 | 750 | BTF-14a2 |
| * | * | 210.8187 | 750 | BTF-15c |
| * | * | 185.2882 | 750 | BTF-16a |
| * | * | 144.227 | 750 | BTF-16b |

* Em Amplitude

DOAÇÃO _____
 IGC-USP
 Data: 01/02/11

