

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

QUIMIOESTRATIGRAFIA E PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO
SETE LAGOAS, BACIA DO SÃO FRANCISCO, NA REGIÃO DE LAGOA SANTA
(MG)

Sergio Caetano Filho

Orientadora: Profa. Dra. Marly Babinski

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2012 / 42)

SÃO PAULO
2012

À memória de meu amado primo Luís Augusto Mollica Caetano

Agradecimentos

Primeiramente, agradeço aos meus pais (Sergio e Alaide), irmã (Aline), avós (Elísio e Maria, Cândido e Paulina) e padrinhos (Elísio e Cleonice) por todo o apoio e confiança em mim depositados. Considero este trabalho fruto de nosso esforço e dedicação durante nossas vidas, feito por vocês e para vocês. Agradeço também a toda minha família, aos meus muitos tios e primos queridos, que também sempre me ajudaram e apoiaram.

Aos meus amigos de Santos, do Colégio do Carmo, Fernando, João, Gabriel, Daniel, Marcos, Diego, Rosa, Nathália, Pedro, Grottone, Felipe, entre outros. Ao meu grande amigo Nelson, por todas nossas mais variadas conversas, das quais sinto falta. E por que não a todos meus amores...

Aos meus amigos de faculdade, com os quais passei a maior parte dos meus inesquecíveis últimos cinco anos, em especial: Renato “Cutassolto”, Paulo “Kuprólito”, Renato “Nany”, Marcelo “Bucetauro”, Guilherme “Syphylys”, Guilherme “Piriguete”, Caio “Mocinha”, Vaselina “Dailson”, Funério “Clóvis”, Helena “Minera”, Lucas “Habiba”, Fernando “Caramello”, Vitor “Pacotão”, Renata “Horácio”, Victor “Sheila”, Priscila “Perva”, Giuseppe “Peluda”, “Simone”, Camila “Planária”, André “Klitoris” e a todos os companheiros de Geologia.

Aos meus Mestres e amigos, Profa. Marly, Gustavo “Gorda” e Matheus “Alemão”, pelas orientações, conselhos, ideias e ensinamentos. Não poderia ter um suporte melhor que o de vocês. A todos aqueles que viabilizaram esta produção científica, professores e funcionários do Instituto de Geociências da USP, ao IEF e ao município de Lagoa Santa. Ao pessoal do CENPES que me recebeu com muita dedicação, em especial Samuel e Natasha, pelos conselhos e aprendizados, muito utilizados neste trabalho. Ao pessoal da REGEA, em especial ao Pedro, Vital e Léo, parceiros das andanças pelas áreas de risco, não só uma nova experiência profissional, como pessoal.

Para finalizar, gostaria de agradecer e dedicar este trabalho a todos aqueles que participaram da minha formação ao longo de toda minha vida. Aos meus mestres que, em sua maioria, exerceram de forma exemplar a arte de formar profissionais e cidadãos, e que de certa forma me levaram a conhecer essa ciência maravilhosa chamada Geologia. Saibam que vocês formaram um profissional apaixonado pelo que faz. Obrigado a você, que consultará este trabalho para os mais diversos fins. Deixo aqui o meu “Muito obrigado a todos!” e peço desculpas caso eu tenha esquecido de alguém.

Sumário

Resumo	v
Abstract	vi
1. Introdução	1
1.1. Localização da área de estudo	1
1.2. Justificativa e objetivos	2
2. Contexto Geológico	3
2.1. A Bacia do São Francisco e o Grupo Bambuí	3
2.2. A Formação Sete Lagoas.....	6
2.3. Glaciações neoproterozoicas e hipóteses relacionadas	8
3. Fundamentação Teórica	10
3.1. Isótopos de C e O	10
3.2. Isótopos de Sr	13
3.3. Considerações para aplicação da quimioestratigrafia isotópica.....	14
3.4. Geoquímica de Elementos Terras Raras	15
3.5. Idades modelo Sm-Nd	17
3.6. Geocronologia U-Pb em zircão detrítico	17
4. Materiais e métodos.....	18
4.1. Procedimentos dos trabalhos em campo	18
4.2. Descrição da Seção Parque Gruta da Lapinha, digitalização das amostras e petrografia	19
4.3. Geoquímica isotópica de C, O e Sr	20
4.4. Litogeoquímica.....	21
4.5. Separação de zircão detrítico para datação U-Pb.....	21
4.6. Análises isotópicas Sm-Nd.....	22
5. Resultados.....	22
5.1. Seção Parque Gruta da Lapinha e litofácies	22
5.2. Litogeoquímica.....	31
5.2.1. Elementos maiores e traço	31
5.2.2. Elementos Terras Raras	35
5.3. Geoquímica isotópica de C, O e Sr	37
5.4. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd	40
6. Discussão dos resultados	47
6.1. Identificação de assinaturas isotópicas primárias nos carbonatos	47
6.2. Quimioestratigrafia isotópica e correlações estratigráficas.....	52
6.3. Avaliação das assinaturas primárias dos Elementos Terras Raras	55
6.4. Proveniência sedimentar e idade deposicional da Formação Sete Lagoas.....	58

6.5. Implicações das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e idades obtidas no contexto geotectônico do Grupo Bambuí.....	60
7. Conclusões.....	64
Referências bibliográficas.....	67

Índice de figuras

Figura 1: Mapa de acesso ao município de Lagoa Santa, Minas Gerais, onde se encontra o Parque Estadual do Sumidouro, a partir da capital Belo Horizonte. Fonte: http://maps.google.com.br	2
Figura 2: Mapa geológico do Cráton São Francisco, representando as bacias neoproterozoicas e as faixas móveis marginais (extraído de Alkmim <i>et al.</i> 1993).	4
Figura 3: Coluna estratigráfica do Supergupo São Francisco, Bacia do São Francisco (Dardenne 1978) (extraído de Babinski <i>et al.</i> 1999).	5
Figura 4: Mapa geológico da região de Lagoa Santa (MG) (extraído de CPRM 2003).	7
Figura 5: Estratigrafia da Formação Sete Lagoas, baseada em Schöhl (1976) e Vieira <i>et al.</i> (2007a, b), com as idades recentemente publicadas e perfil isotópico esquemático de C (extraído de Paula-Santos, em prep.).	8
Figura 6: Curva da composição isotópica de Sr na água do mar durante o Neoproterozoico até o período Cambriano (extraído de Halverson <i>et al.</i> 2010).	14
Figura 7: Sucessão de rochas carbonáticas no Parque Estadual do Sumidouro, Seção Parque Gruta da Lapinha (PGL).	19
Figura 8: Entrada da Gruta da Lapinha, no Parque Estadual do Sumidouro, Lagoa Santa (MG).	19
Figura 9: Amostra 11-PGL-20. Detalhe para lâminas submilimétricas compostas por micas, marcando planos de fraqueza no calcário. Escala em centímetros.	24
Figura 10: Amostra 11-PGL-39 Detalhe para feições de recristalização mineral, de cor branca, descontínuas, por vezes boudinadas. Escala em centímetros.	24
Figura 11: Amostra 11-PGL-32. Bolsões e grânulos milimétricos de calcita recristalizada. Escala em centímetros.	24
Figura 12: Amostra 11-PGL-02. Detalhe para estilólito, estrutura mesodiagenética comum em calcários. Escala em centímetros.	24
Figura 13: Amostra 11-PGL-10. Detalhe para manchas escuras, podendo se tratar de manchas de óleo. Escala em centímetros.	24
Figura 14: Camada de marga, com aproximadamente 1,15 m de espessura, localizada a 30,1 m da base da Seção Parque Gruta da Lapinha, da qual foram coletados os grãos de zircão detrítico para geocronologia U-Pb.	25
Figura 15: Camada de rocha carbonática boudinada, com 0,5 m de espessura, a aproximadamente 32 m da base da Seção Parque Gruta da Lapinha.	25
Figura 16: Falha inversa localizada na camada boudinada, a 32 m da base da seção. A imagem da direita marca a linha de falha, seu movimento e as pequenas dobras de arrasto associadas.	25
Figura 17: Seção Parque Gruta da Lapinha e sua divisão em litofácies.	26
Figura 18: Amostra 11-PGL-04. Calcissiltito grosso a calciarenito muito fino, cinza escuro, finamente laminado, com vênulas de recristalização de cor branca. Escala em centímetros.	29
Figura 19: Amostra 11-PGL-04. Calcissiltito grosso a calciarenito muito fino, com laminação dada pela variação granulométrica. Constitui-se essencialmente por calcita e filmes de minerais opacos (matéria orgânica piritizada). Polarizadores cruzados.	29
Figura 20: Amostra 11-PGL-16. Calcissiltito grosso a calciarenito muito fino, intercalado com camada brechada, com grânulos de quartzo, calcita e argila, subangulosos. Polarizadores cruzados.	29

Figura 21: Amostra 11-PGL-08. Calciarenito muito fino, com vênulas recristalizadas compostas por calcita espática e quartzo. Presença de estilólitos formados por filmes de minerais opacos. Polarizadores cruzados.....	29
Figura 22: Amostra 11-PGL-12. Calciarenito muito fino, com laminação fina plano-paralela e lâminas micáceas no topo e na base da amostra, que delimitam planos de fraqueza. Escala em centímetros.	29
Figura 23: Amostra 11-PGL-19. Calcissiltito médio, laminação muito fina, cor preta a cinza escuro. Escala em centímetros.....	29
Figura 24: Amostra 11-PGL-20. Calcissiltito médio, intercalado com calciarenito muito fino, com lâminas ricas em minerais opacos e argilominerais. Polarizadores cruzados.....	30
Figura 25: Amostra 11-PGL-29. Calciarenito fino a médio, cinza claro, finamente laminado. Escala em centímetros.....	30
Figura 26: Amostra 11-PGL-29. Calciarenito fino a médio, com camada de calcissiltito médio, mais impuro, com calcita, quartzo e argilominerais. Polarizadores cruzados.....	30
Figura 27: Amostra 11-GL-01. Rocha híbrida (marga), composta essencialmente por calcita (cc), quartzo (qtz), argilominerais (am), muscovita (ms) e minerais opacos. Visão geral, polarizadores cruzados.....	30
Figura 28: Amostra 11-GL-01. Detalhe para mineralogia. Calcita (cc), quartzo (qtz), argilominerais (am), muscovita (ms) e minerais opacos. Polarizadores cruzados.	30
Figura 29: Amostra 11-PGL-33. Calcissiltito médio a grosso, finamente laminado, coloração bege, localmente dolomitizado. Escala em centímetros.....	30
Figura 30: Amostra 11-PGL-34. Calcissiltito médio a grosso. Detalhe para cristal de calcita tipo <i>fish</i> . Calcita (cc), quartzo (qtz), argilominerais (am). Polarizadores cruzados.....	31
Figura 31: Diagrama de distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS das amostras de rochas carbonáticas da Seção PGL.	35
Figura 32: Seção isotópico-estratigráfica Parque Gruta da Lapinha (PGL), com os perfis dos comportamentos dos isótopos de C e O e das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	39
Figura 33: Imagem de catodoluminescência dos grãos de zircão detrítico da amostra 11-PGL-PEL. Os círculos vermelhos indicam os <i>spots</i> e as idades em laranja são discordantes.....	44
Figura 34: Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão detrítico da amostra 11-PGL-PEL. Os círculos vermelhos indicam os <i>spots</i> e as idades em laranja são discordantes.....	45
Figura 35: Diagrama concórdia Tera & Wasserburg (1972) para a amostra 11-PGL-PEL com detalhe do intervalo de 750 a 350 Ma.	46
Figura 36: Histograma obtido com os dados geocronológicos de zircão detrítico da amostra 11-PGL-PEL. Foram utilizadas somente idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ com concordância entre 90-105%.	46
Figura 37: Idade Modelo Sm-Nd obtida em sistema Rocha Total para a amostra 11-PGL-PEL.	47
Figura 38: Diagramas geoquímicos para avaliação da assinatura isotópica primária das amostras de rochas carbonáticas da Seção PGL. Nota-se o desvio da amostra 11-PGL-33 em relação às demais.	50
Figura 39: Diagramas de dispersão Mg/Ca vs Mn/Sr e Mn (%) vs Sr/Ca. Nota-se a correlação positiva entre Mn/Sr e Mg/Ca durante o processo de dolomitização e que a diminuição de Sr não foi acompanhada por incorporação de Mn.	51
Figura 40: Diagramas de dispersão entre Mg/Ca e Mn/Sr vs $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Nota-se que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ não mostram correlação com o aumento das razões Mg/Ca e Mn/Sr, enquanto o $\delta^{13}\text{C}$ mostra uma correlação negativa.....	51
Figura 41: Amostra 11-PGL-32, o círculo preto corresponde à porção recristalizada da amostra e o círculo vermelho à porção isenta de recristalizações. A composição isotópica entre elas pouco varia. Escala em centímetros.....	52
Figura 42: Amostra 11-PGL-39, a seta vermelha indica o veio concordante à laminação, correspondente à recristalização, e o círculo vermelho mostra a porção da amostra livre de	

recristalização. A composição isotópica de C no veio é consideravelmente menor. Escala em centímetros.....	52
Figura 43: Diagrama de dispersão entre as razões Rb/Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mostrando uma correlação positiva.	52
Figura 44: Correlações estratigráficas entre a seção PGL estudada e seções Canaã (CA), Mata Grande (MG) e Cauê (CE), estudadas por Vieira <i>et al.</i> (2007b), e as seções Jequitai e Sete Lagoas, estudadas por Santos <i>et al.</i> (2004).	54
Figura 45: Diagramas de correlação Zr e Al vs ΣETR e Th vs Al. A correlação positiva encontrada em todos eles ilustra a contaminação por constituintes terrígenos na composição dos ETR das amostras analisadas. A área marcada em vermelho delimita os valores dentro dos limites propostos para os respectivos parâmetros.	56
Figura 46: Diagrama de distribuição dos ETR normalizado em relação ao padrão PAAS para a amostra 11-PGL-03, considerada representativa do ambiente marinho de deposição dos carbonatos.	57
Figura 47: Diagrama de distribuição dos ETR normalizado em relação ao padrão PAAS para as demais amostras da seção PGL, consideradas como não representativas do ambiente marinho de deposição dos carbonatos, segundo os limites propostos por Frimmel (2009) e Ling <i>et al.</i> (no prelo).	57
Figura 48: Figura esquemática da proveniência sedimentar proposta para as rochas da segunda sequência deposicional da Formação Sete Lagoas na porção oriental do Cráton São Francisco. O histograma da amostra 11-PGL-PEL indica como prováveis fontes as rochas das supersuítas ígneas da Faixa Araçuaí, propostas por Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (2011) (extraído de Paula-Santos, em prep.).	59
Figura 49: Curva de evolução das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante o Neoproterozoico e Cambriano, proposta por Halverson <i>et al.</i> (2010). As colunas em cinza marcam os intervalos das duas glaciações do Criogeniano, <i>Sturtian</i> e <i>Marinoan</i> , respectivamente. A elipse vermelha apresenta as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ representativas da Seção PGL posicionadas em relação às idades absolutas mais jovens encontradas por este trabalho (Modificado de Halverson <i>et al.</i> 2010).	61
Figura 50: Modelo esquemático do fluxo fluvial de Sr para os mares atualmente e para o Cráton São Francisco durante o Cambriano (extraído de Paula-Santos, em prep.).	63

Índice de tabelas

Tabela 1: Teores dos elementos maiores das rochas carbonáticas analisadas.	32
Tabela 2: Teores de Rb e Sr, razões geoquímicas, parâmetros $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas carbonáticas da Seção PGL.	33
Tabela 3: Teores dos Elementos Terras Raras, Zr e ΣETR das amostras de rochas carbonáticas da Seção PGL.	36
Tabela 4: Razão Y/Ho e parâmetros Ce/Ce* e Pr/Pr* das amostras de rochas carbonáticas da Seção PGL.	36
Tabela 5: Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para porções preservadas e recristalizações para cinco amostras da Seção PGL.	38
Tabela 6: Dados isotópicos U/Pb obtidos pela técnica LA-ICP-MS em grãos de zircão detríticos da amostra 11-PGL-PEL.	41
Tabela 7: Dados isotópicos de Sm-Nd obtidos para a amostra 11-PGL-PEL.	47

Resumo

A Formação Sete Lagoas (FSL), base do Grupo Bambuí, é composta por calcários com intercalações subordinadas de pelitos depositados sobre rochas de origem glacial da Formação Jequitaí, no Cráton São Francisco. Constitui-se por dois ciclos retrogradacionais-progradacionais, que dividem a formação em duas sequências (inferior e superior). Estudos recentes mostram que as idades da base e do topo da FSL são contrastantes e sugerem um hiato deposicional de 130 M.yr. entre as mesmas. Este trabalho apresenta um estudo de quimioestratigrafia isotópica (C, O e Sr), geoquímica de elementos maiores, traço e terras raras e de geocronologia U-Pb em grãos de zircão detrítico e Sm-Nd em rocha-total, em uma seção estratigráfica de topo da FSL. Os resultados permitiram a correlação estratigráfica com seções previamente estudadas, o estudo de proveniência e a obtenção de uma idade máxima de deposição para a sequência superior da unidade.

A seção estudada é composta por calcissiltitos médios a calciarenitos muito finos, ricos em matéria orgânica, de cor cinza escura, com intercalações pelíticas subordinadas e de uma camada métrica de marga, da qual se obteve o conjunto de grãos de zircão detrítico. Para as rochas carbonáticas, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de 1,18 a 10,24‰ (PDB), sendo que os menores valores (1,18 a 5,98‰) estão associados a uma porção tectonicamente afetada e dolomitizada. Já os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam de -9,65 a -6,79‰ (PDB) e não apresentam variação significativa na porção dolomitizada. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ estão em torno de 0,7075 a 0,7077.

O conjunto de grãos de zircão detrítico datados pelo método U-Pb apresentam três populações com idades de 625, 579 e 557 Ma, com suas fontes atribuídas à supersuítas ígneas da Faixa Araçuaí. A idade da população mais jovem, de aproximadamente 560 Ma, é assumida como a idade máxima de deposição para as rochas da segunda sequência deposicional da FSL. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mostram uma excursão positiva, regionalmente encontrada na FSL, que permitiram correlacionar a seção estudada com outras seções de topo.

As idades obtidas sugerem que a evolução sedimentar do Grupo Bambuí, a partir da segunda sequência deposicional da FSL, ocorreu próximo ao limite Ediacarano - Cambriano. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são menos radiogênicas que o esperado para as demais sucessões carbonáticas cambrianas do planeta ($>0,7085$), o que sugere deposição em um ambiente de mar epicontinental restrito, em uma bacia de antepaís, na qual seu registro isotópico não corresponde aos oceanos abertos contemporâneos. Portanto, ressalta-se o cuidado a ser tomado na correlação estratigráfica por meio da quimioestratigrafia isotópica das rochas do Grupo Bambuí com sucessões carbonáticas análogas encontradas por todo o planeta.

Abstract

The Sete Lagoas Formation (SLF), base of Bambuí Group, consists of limestones with subordinated pelitic intercalations, which was deposited over glaciogenic deposits of Jequitaí Formation, in São Francisco Craton. SLF presents two shallowing-upward cycles, separating this unit in two sequences (lower and upper members). Recent geochronological data exhibit contrasting ages between these sequences, suggesting a gap of 130 M.yr. This work presents isotope chemostratigraphy (C, O and Sr), major, trace and earth rare elements geochemistry and geochronology (U-Pb on detrital zircon grains and Sm-Nd on whole rock samples) in a stratigraphic section at the top of SLF. The results allowed the correlation with sections previously studied, provenance data and the establishment of a maximum depositional age for the upper sequence of SLF.

The section studied is composed by medium calcilutites to very fine calcarenites, rich in organic matter, dark gray colored, with subordinated pelitic intercalations and a metric layer of marl, from which were obtained detrital zircon grains. The $\delta^{13}\text{C}$ values range from 1,18 to 10,24‰ (PDB) and the lowest values (1,18 to 5,98‰) are associated to a tectonically affected portion, with presence of dolomitization process. The $\delta^{18}\text{O}$ values range from -9,65 to -6,79‰ and do not exhibit significant variation. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios obtained are about 0,7075 to 0,7077.

The detrital zircon grains dated by U-Pb method present three population ages of 625, 579 and 557 Ma, with their sources attributed to igneous rocks from the Araçuaí Orogen. The age of the younger population, approximately 560 Ma, sets a maximum depositional age to the upper sequence of SLF. The $\delta^{13}\text{C}$ values show a positive excursion found regionally at the top of SLF, which allowed correlation between this section and another sections previously studied.

Obtained ages suggest that the sedimentary evolution of the Bambuí Group, from the upper sequence of SLF, occurred close to the Ediacaran – Cambrian boundary. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are less radiogenic than the expected ones for this period ($>0,7085$), suggesting a deposition on a epicontinental restricted sea, in a foreland basin tectonic setting, where its isotopic record did not match with the contemporaneous open oceans. Therefore, this work emphasizes the caution with the stratigraphic correlation by isotope chemostratigraphy on carbonates of Bambuí Group with similar carbonate successions found worldwide.

1. Introdução

A Formação Sete Lagoas (FSL) tem sido alvo de discussões recentes em relação a sua idade de deposição, com implicações na evolução sedimentar e geotectônica do Grupo Bambuí. A FSL é composta por rochas carbonáticas com intercalações subordinadas de rochas pelíticas, recobrindo depósitos glaciais da Formação Jequitaí, no Cráton São Francisco. Corresponde a dois ciclos retrogradacionais-progradacionais que, segundo dados geocronológicos recentes, apresentam idades de 740 ± 22 Ma para a sequência basal e 610 Ma para a sequência de topo, sugerindo a existência de um hiato de 130 M.yr. entre os mesmos.

As rochas da FSL estão inseridas no contexto de rochas carbonáticas neoproterozoicas depositadas sobre depósitos glaciais que ocorrem globalmente como registro sedimentar do fim do Éon Proterozoico e marcam abruptas mudanças no clima do planeta, podendo indicar eventos de glaciações globais (Kirschvink 1992; Hoffman *et al.* 1998). São propostos três grandes eventos glaciais neoproterozoicos: *Sturtian* (~710 Ma), *Marinoan* (~635 Ma) e *Gaskiers* (~580 Ma) (Halverson *et al.* 2005). As sucessões carbonáticas que se assentam diretamente sobre diamictitos glaciais guardam em seu registro isotópico anomalias de C, O e Sr resultantes de modificações na geoquímica da água dos oceanos (Knoll & Walter 1992, Jacobsen & Kaufman 1999). Essas anomalias são verificadas por meio dos parâmetros $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e pela razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e são usadas como ferramentas de correlação estratigráfica globais entre os depósitos neoproterozoicos, dada a escassez de fósseis nas rochas dessa idade (Halverson *et al.* 2007, Halverson *et al.* 2010).

Este trabalho apresenta um estudo de quimioestratigrafia e de geocronologia em uma seção de topo da FSL, a fim de complementar os dados recentemente encontrados em outras seções da região de Lagoa Santa (MG). Nas rochas carbonáticas foi realizado o estudo de quimioestratigrafia, por meio de isótopos de C, O e Sr, elementos maiores, traço e terras raras. Adicionalmente, nas intercalações de margas realizou-se o estudo de proveniência sedimentar por meio da datação U-Pb em zircões detríticos e Sm-Nd em sistema rocha-total.

1.1. Localização da área de estudo

A área de estudo se localiza no município de Lagoa Santa (MG), a cerca de 50 km da capital Belo Horizonte. O acesso a partir da capital é feito pela MG-424 para norte, saindo para MG-010 sentido Vespasiano, seguindo para a BR-424 sentido Lagoa Santa (Figura 1). A seção estudada está localizada no Parque Estadual do Sumidouro, na Gruta da Lapinha, de coordenadas UTM (23K) 609088 m L / 7836803 m S, a noroeste do centro de Lagoa Santa, e está posicionada no membro superior da Formação Sete Lagoas.

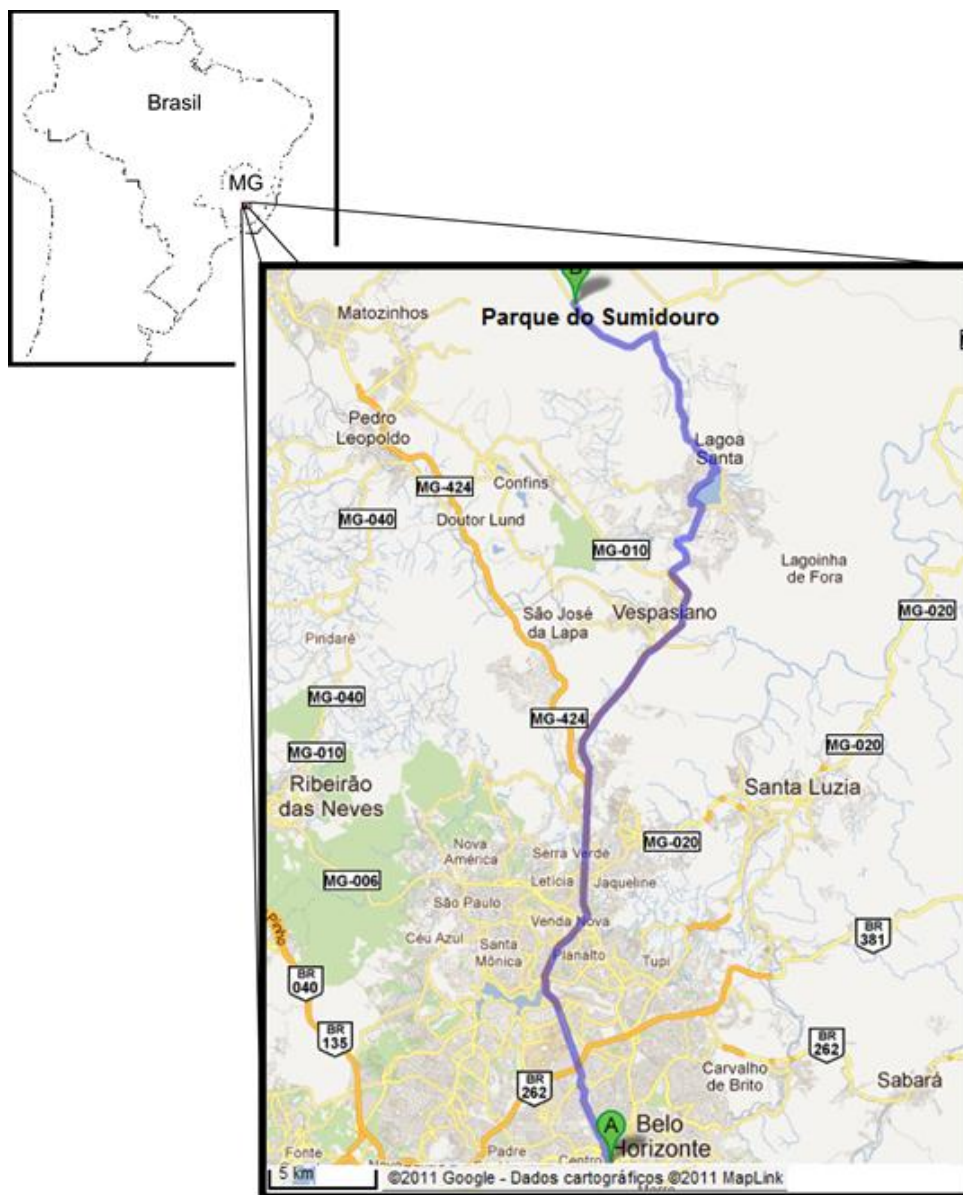


Figura 1: Mapa de acesso ao município de Lagoa Santa, Minas Gerais, onde se encontra o Parque Estadual do Sumidouro, a partir da capital Belo Horizonte. Fonte: <http://maps.google.com.br>.

1.2. Justificativa e objetivos

As rochas do Grupo Bambuí, em especial a Formação Sete Lagoas, têm sido alvo de discussões acerca de suas idades e contexto geológico da bacia durante sua deposição (Babinski *et al.* 2007, Vieira *et al.* 2007a, b, Rodrigues 2008, Pimentel *et al.* 2011, Alkmim & Martins-Neto 2011).

Rodrigues (2008) apresenta uma idade máxima de deposição de 610 Ma para a segunda sequência deposicional da Formação Sete Lagoas, por meio de datações em zircões detríticos, contrastando com a idade isocrônica Pb-Pb de 740 ± 22 Ma para primeira sequência deposicional, na porção basal da unidade, depositada acima de diamictitos glaciais da Formação Jequitaí (Babinski *et al.* 2007). Pimentel *et al.* (2011), com base em

estudos de proveniência, propõem que a sequência que apresenta as idades mostradas por Rodrigues (2008) tem como fonte a Faixa Brasília, tratando-se de uma bacia tipo *foreland*. O contraste com a idade isocrônica de 740 Ma, na base da unidade (Babinski *et al.* 2007), pode indicar uma paraconformidade entre os carbonatos da Formação Sete Lagoas, ainda não encontrada em campo. Entretanto, estudos isotópicos de C e O (Santos *et al.* 2000, Vieira *et al.* 2007b, Babinski *et al.* 2007) mostram saltos na composição isotópica que podem indicar tal discordância.

Por meio de um estudo quimioestratigráfico, com isótopos de C, O e Sr, e geocronológico, pelo método U-Pb em zircão detrítico e Sm-Nd em rocha total, em uma sucessão carbonática de topo da Formação Sete Lagoas, este trabalho tem como objetivos a correlação estratigráfica com seções previamente estudadas, o estudo de proveniência sedimentar e obtenção de uma idade máxima de deposição para a sequência superior da unidade.

2. Contexto Geológico

2.1. A Bacia do São Francisco e o Grupo Bambuí

A Bacia do São Francisco possui de 200 a 350 km de largura por 800 km de comprimento, constituindo-se de depósitos sedimentares carbonáticos e siliciclásticos, de idade neoproterozoica, localizados sobre o Cráton São Francisco (Figura 2), pertencentes ao Supergrupo São Francisco (Dardenne 1978). A bacia é margeada por cinturões de dobramentos brasileiros, a Faixa Brasília a oeste, Faixa Araçuaí a leste, junto com o bloco Espinhaço Meridional-Paramirim, e a norte pelas faixas Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana. Ao sul, encontram-se exposições do embasamento arqueano a paleoproterozoico (Teixeira & Figueiredo 1991).

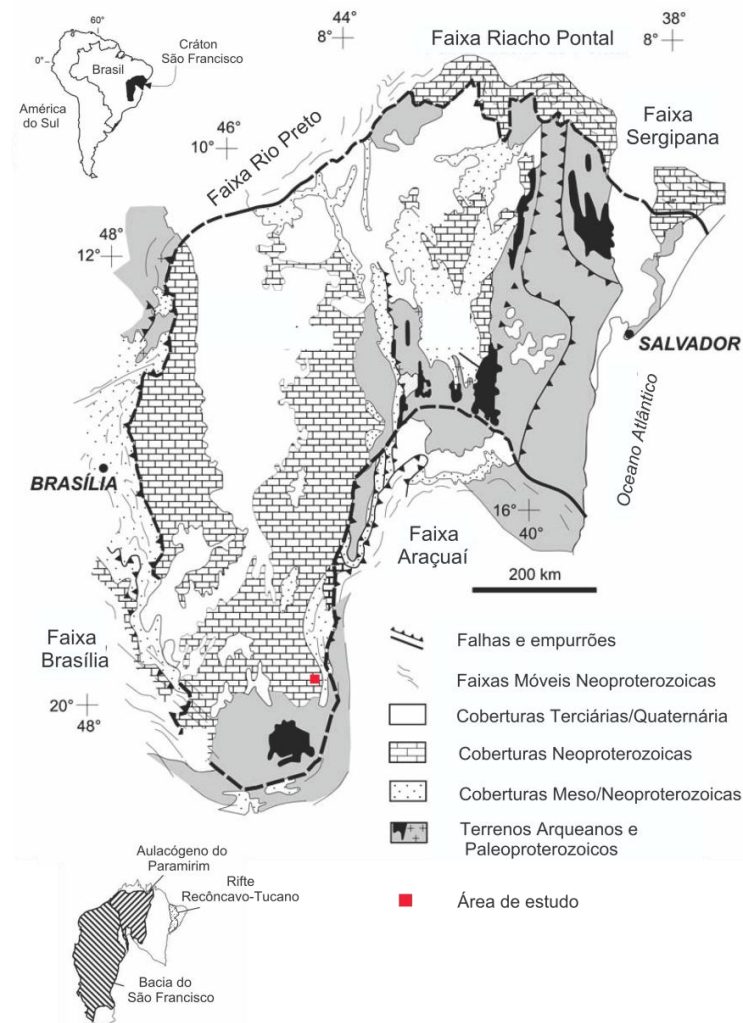


Figura 2: Mapa geológico do Cráton São Francisco, representando as bacias neoproterozoicas e as faixas móveis marginais (extraído de Alkmim *et al.* 1993).

O Supergupo São Francisco (Dardenne 1978) é composto pela Formação Jequitá e pelo Grupo Bambuí. A Formação Jequitá corresponde a extensivos depósitos glaciais continentais (Uhlein *et al.* 1994, 1998, Cukrov 1999), compostos por paraconglomerados, arenitos maciços e sedimentos finos, sobre os quais se depositam as rochas do Grupo Bambuí.

O Grupo Bambuí é dividido em cinco formações, segundo a litoestratigrafia proposta por Dardenne (1978) (Figura 3): i) Formação Sete Lagoas, composta por dolomitos e calcários com estromatólitos bem preservados e pelitos; ii) Formação Serra de Santa Helena, com folhelhos, siltitos e arenitos restritos; iii) Formação Lagoa do Jacaré, formada por siltitos, margas, calcários negros, com ocorrências oolíticas e pisolíticas; iv) Formação Serra da Saudade, com folhelhos verdes, siltitos e lentes de calcários; v) Formação Três Marias, representa o topo do grupo, composta por siltitos e arcóseos de ambientes aluvial a marinho raso.

As unidades que compõem o Grupo Bambuí podem ser divididas em duas sequências maiores (Babinski *et al.* 1999): a) uma sequência marinha de águas rasas a pouco profundas, representadas pelas formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, abrangendo ciclos de sedimentação carbonática a pelito-psamítica; e b) uma unidade clástica de ambiente de mar raso a aluvial, constituída pela Formação Três Marias, interpretada como depósito de bacia tipo *foreland* formada com a instalação dos cinturões de dobramentos do Ciclo Brasileiro, há cerca de 600 Ma (Costa & Angeiras 1971, Marshak & Alkmim 1989, Brito-Neves & Cordani 1991).

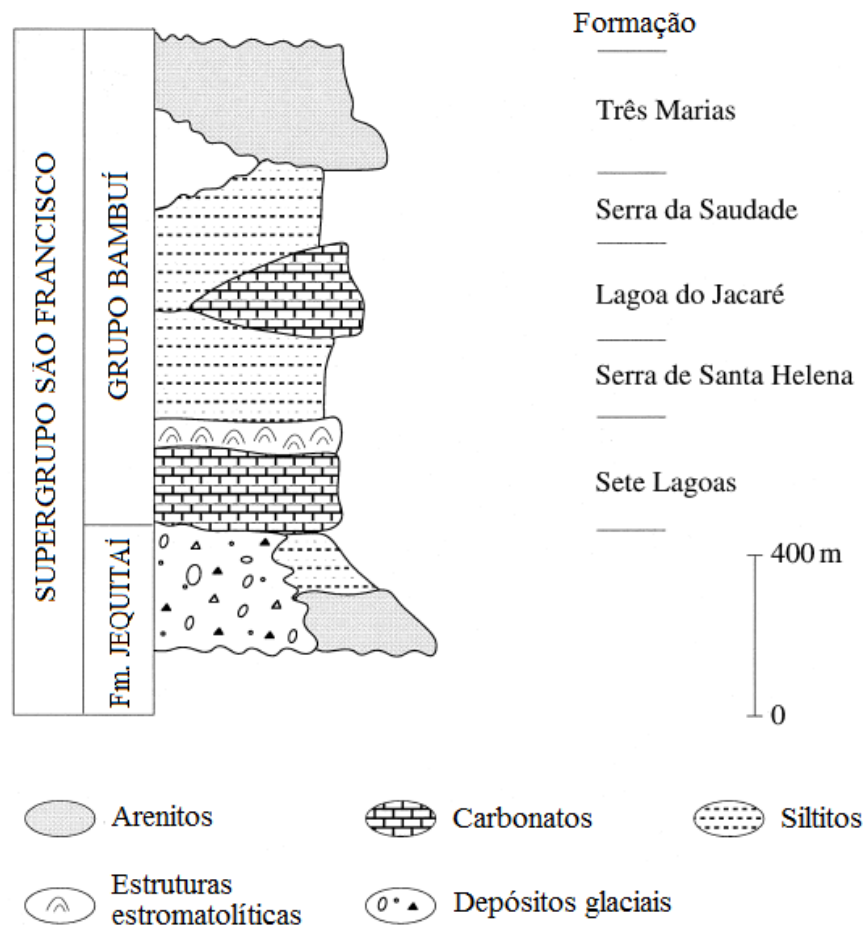


Figura 3: Coluna estratigráfica do Supergroupo São Francisco, Bacia do São Francisco (Dardenne 1978) (extraído de Babinski *et al.* 1999).

Quanto à deformação imposta ao Grupo Bambuí pelas orogêneses brasileiras, Alkmim *et al.* (1989) e Chemale *et al.* (1993) distinguem regiões afetadas pela Faixa Brasília, a oeste, e pela Faixa Araçuaí, a leste, das porções centrais não deformadas. A deformação é progressiva em direção às bordas, em condição dúctil nas margens e dúctil-rúptil no centro.

2.2. A Formação Sete Lagoas

A Formação Sete Lagoas foi dividida recentemente em dois membros, sendo eles: Membro Pedro Leopoldo, basal, e o Membro Lagoa Santa, no topo da formação (CPRM, 2003 – Figura 4), os quais recebem os nomes das fácies propostas por Schödl (1976). O Membro Pedro Leopoldo é constituído por calcissiltitos e/ou microesparitos, micritos, subordinadamente calciarenitos muito finos, margas e protomilonitos. O Membro Lagoa Santa é composto por calciarenitos, calcissiltitos e espatitos, brechas, estromatólitos e protomilonitos.

Na porção sul do Cráton São Francisco, a Formação Sete Lagoas alcança mais de 200 m de espessura e compreende dois ciclos retrogradacionais-progradacionais que registram interação entre taxa de subsidência, oscilação eustática e deposição carbonática, caracterizando duas sequências deposicionais (Vieira *et al.* 2007a).

Vieira (2007) propõe a evolução sedimentar da Formação Sete Lagoas, com início do primeiro ciclo sedimentar, apresentando precipitados de fundo do mar resultantes de uma transgressão sobre o cráton, com depósitos carbonáticos sobre as rochas do embasamento arqueano a paleoproterozoico. O relevo irregular do embasamento foi responsável pela instalação de um mar com conexão restrita com o oceano, criando condições de supersaturação em CaCO_3 , promovendo a precipitação de aragonita, à medida que se encontram pseudomorfos de cristais desse mineral na base da unidade. Posteriormente, com o aumento do nível do mar, houve uma conexão efetiva com o oceano, responsável pelo desaparecimento desses cristais. O segundo ciclo transgressivo inundou a plataforma, gerando um ambiente de águas profundas com deposição mista carbonática-siliciclástica, sobreposta por calcários cristalinos, com estruturas relacionadas à ação de ondas de tempestade, como estratificações tipo *hummocky*, evidenciando uma retrogradação. A parte superior deste ciclo registra um ambiente costeiro, de rampa interna, com raseamento da bacia e deposição em ambiente de onda e tempestade, no qual são presentes estromatólitos. A autora conclui que a Formação Sete Lagoas representa uma rampa carbonática dominada por tempestade, dividida em ambiente de rampa interior, média e exterior.

Quanto aos isótopos de C, a sequência basal inicia com valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos (até -4,5‰), típicos de carbonatos de capa, migrando para valores próximos a 0‰ no topo. A sequência superior apresenta um salto isotópico na base, de valores pouco positivos até valores próximos a +8‰. Após este salto, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam uma excursão positiva em direção ao topo, atingindo valores de até +14‰ (Figura 5).

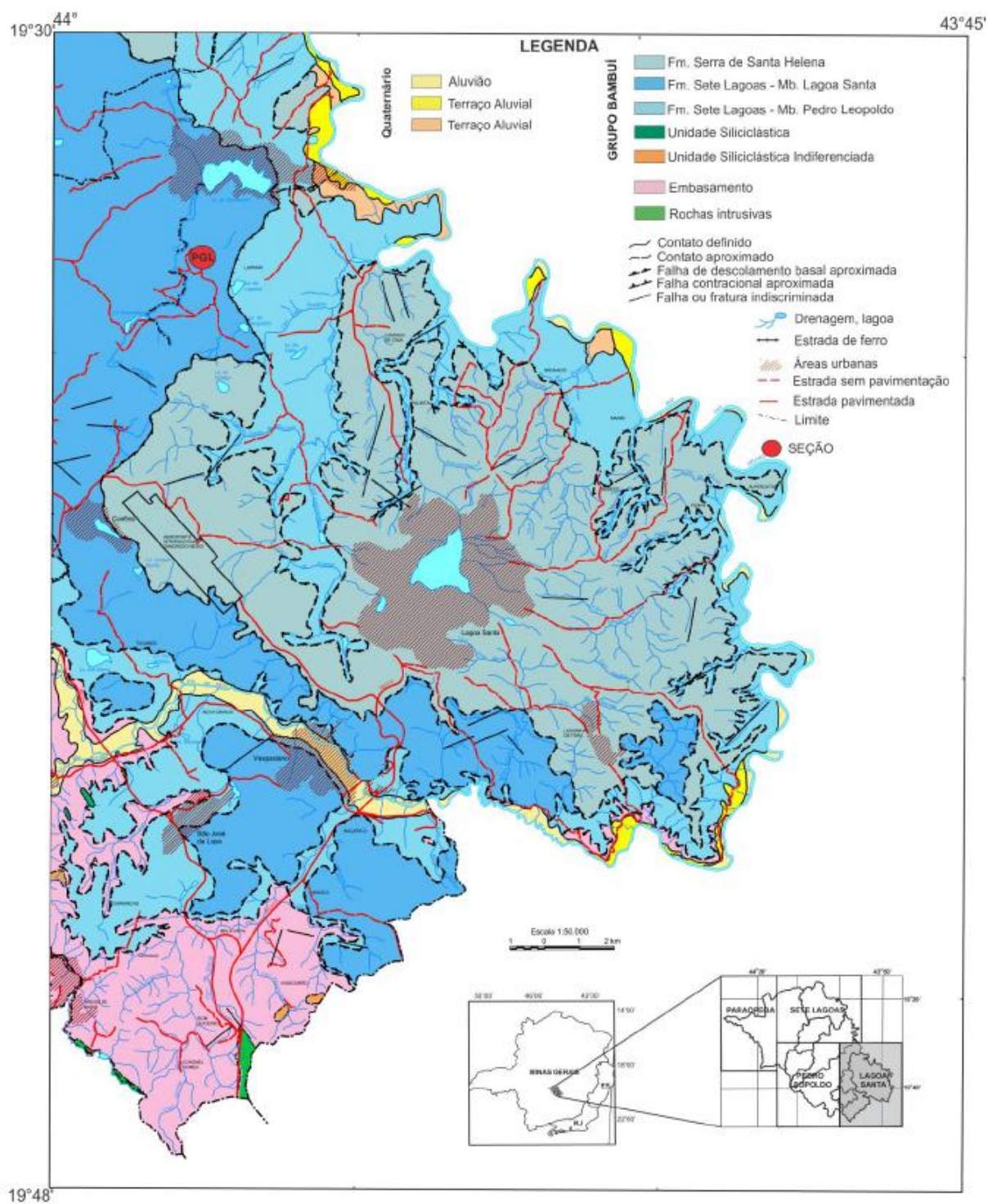


Figura 4: Mapa geológico da região de Lagoa Santa (MG) (extraído de CPRM 2003).

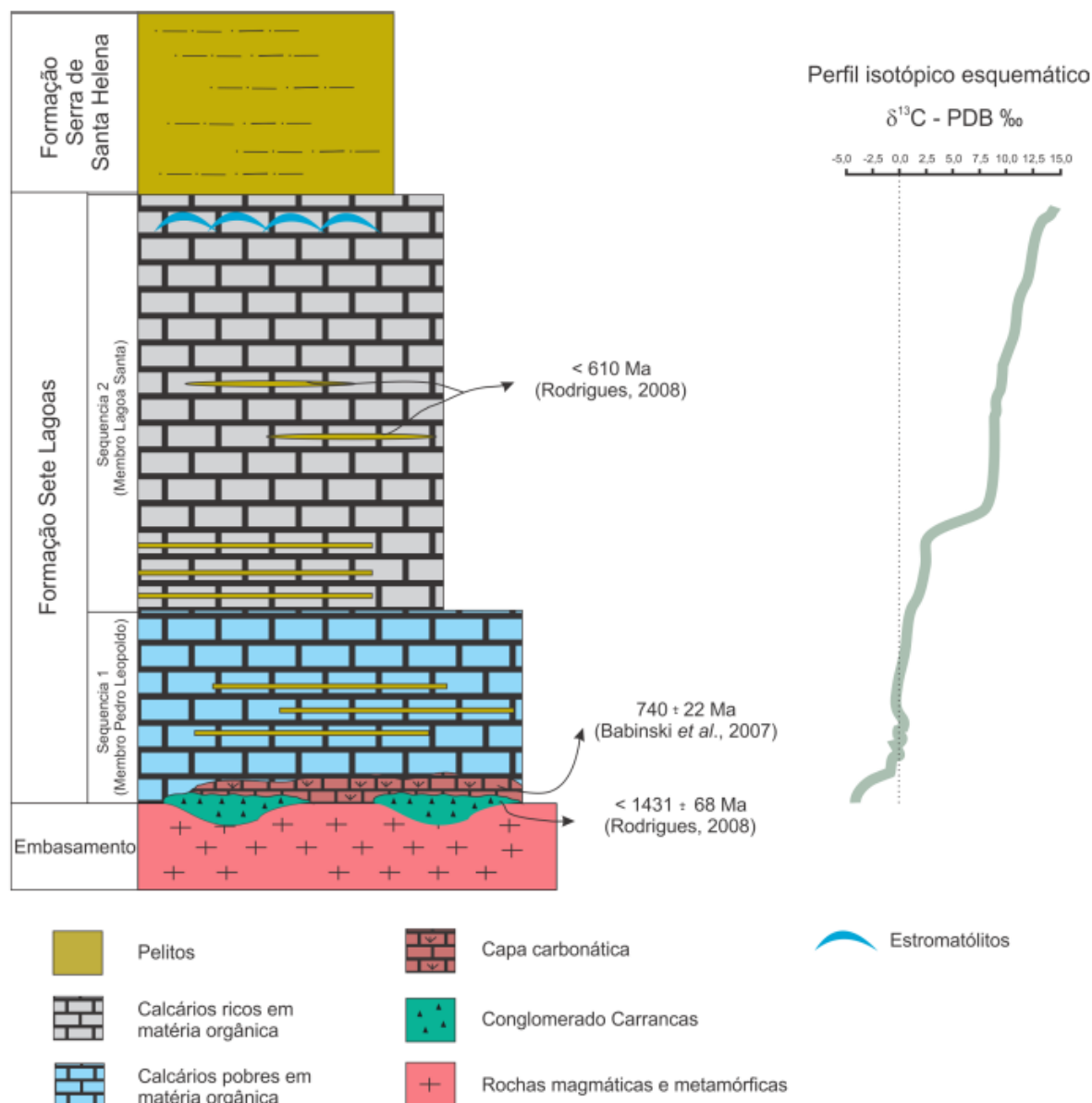


Figura 5: Estratigrafia da Formação Sete Lagoas, baseada em Schöll (1976) e Vieira *et al.* (2007a, b), com as idades recentemente publicadas e perfil isotópico esquemático de C (extraído de Paula-Santos, em prep.).

2.3. Glaciações neoproterozoicas e hipóteses relacionadas

O período que compreende o fim do Éon Proterozoico e início do Fanerozoico foi marcado por grandes mudanças no clima que permitiram uma intensa diversificação na vida, com aparecimento dos primeiros metazoários. Essas mudanças climáticas aparecem no registro geológico como depósitos glaciais repentinamente sucedidos por carbonatos de capa, encontrados em várias partes do planeta, como Canadá, Namíbia, Austrália e Brasil (encontrados nos crátons São Francisco e Amazônico) (Knoll & Walter 1992). São propostos

três grandes eventos glaciais neoproterozoicos: *Sturtian* (~710 Ma), *Marinoan* (~635 Ma) e *Gaskiers* (~580 Ma) (Halverson *et al.* 2005).

O registro sedimentar típico de tais eventos, encontrado em todos os continentes, é composto por unidades glaciais na base, cobertas por capas carbonáticas, por meio de contato abrupto, com pouca evidência de retrabalhamento ou hiato significativo (Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2003). No contexto geológico do presente trabalho, os representantes desse registro sedimentar característico são as rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, em contato com diamictitos das formações Jequitai e Carrancas, no interior do Cráton São Francisco, e do Grupo Macaúbas, na Faixa Araçuai.

Algumas hipóteses foram criadas para explicar tais depósitos, sendo a mais expressiva delas a hipótese do *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998). Kirschvink (1992) considera o modelo de que no fim do Pré-Cambriano, grandes massas continentais estariam aglomeradas entre regiões de média à baixa latitude. Os continentes refletem a energia solar, enquanto os oceanos absorvem esta energia. A presença de mares rasos e epicontinentais no interior dessas grandes massas causariam um rebaixamento do nível do mar, expondo áreas continentais, passando de áreas de alta absorção de energia para áreas de alta reflectância, o que contribuiria para a tendência glacial. O autor sugere que, previamente às glaciações, apenas se encontram registro de protistas e procariontes e, após esses eventos, são encontrados registros dos primeiros metazoários (Fauna de Ediacara), posteriormente o aparecimento de fauna mineralizada no Cambriano, sugerindo que as glaciações podem ter influenciado nas mudanças evolutivas. O modelo é de que as glaciações extinguiriam a vida periodicamente e criavam situações favoráveis a formas estranhas se desenvolverem, sem competição com a vida preexistente. Porém, Corsetti *et al.* (2006) mostram que o registro fóssil em depósitos pré- e sin-glaciais pouco variam e para depósitos pré- e pós-glaciais não há mudanças na diversidade das assembléias fósseis ao longo do evento glacial.

Hoffman *et al.* (1998) propõem a hipótese do *Snowball Earth* como períodos em que a Terra foi quase totalmente coberta por geleiras, até as regiões equatoriais. Esse evento teve seu fim devido a uma intensa atividade vulcânica que elevou o nível de dióxido de carbono em até 350 vezes em relação ao atual, agravando o efeito estufa, resultando no degelo. A transferência desse excesso de dióxido de carbono da atmosfera para os oceanos, aliado ao aumento da temperatura e atividade biogênica, causaram a precipitação de rochas carbonáticas, em águas quentes, dando origem aos “carbonatos de capa” encontrados no mundo inteiro. No cenário do *Snowball Earth*, a camada de gelo que recobriu os oceanos dificultou a entrada de luz para os organismos fotossintetizantes, causando um colapso na vida marinha. Sendo assim, o isótopo leve (^{12}C) deixou de ser absorvido, passando a se concentrar mais nos oceanos, resultando na diminuição da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da água do mar. O que se encontra nos carbonatos de capa é justamente o

parâmetro $\delta^{13}\text{C}$ com valores negativos, característico dessas sucessões. Segundo esta hipótese, a água fria do degelo ajudou a manter a assinatura isotópica dos carbonatos semelhante a dos períodos glaciais, até o restabelecimento da atividade biológica, preservando as condições do estrato basal, onde se concentrou C inorgânico devido ao avanço das geleiras. Porém, o significado dos valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ ainda é incerto e muito discutido, como será visto no item 3.1. Outra hipótese que também propõe glaciações globais é a *Slushball Earth* (Hyde *et al.* 2000), com a existência de uma zona de 40% próxima ao Equador descoberta pelo gelo, permitindo a atividade de organismos fotossintetizantes. Segundo esta hipótese, as anomalias de C seriam resultantes da liberação de metano por meio das conseqüentes transgressões causadas pelo fluxo de degelo.

Eyles & Januszcak (2004) propuseram a hipótese *Zipper-rift* para as glaciações do Neoproterozoico, devido à quebra do supercontinente Rodínia e seus conseqüentes efeitos climáticos e depósitos das bacias tipo *rift* formadas. A fragmentação inicial de Rodínia se deu por volta de 750 Ma e essa quebra é registrada por uma sucessão tectonoestratigráfica bem definida, depositada em bacias de *rift* marinhas. De acordo com esta hipótese, as glaciações seriam regionais e não tão severas quanto às retratadas pela hipótese da *Snowball Earth*, devido a uma topografia tectônica gerada. A tectônica global e intensa atividade vulcânica, especialmente o rápido soterramento de C nas bacias tipo *rift*, poderiam explicar a extrema mudança nos valores isotópicos dos estratos neoproterozoicos.

3. Fundamentação Teórica

3.1. Isótopos de C e O

Tendo em vista a escassez de fósseis no registro sedimentar pré-cambriano, a utilização de isótopos estáveis se torna muito importante no estudo das sucessões sedimentares pós-glaciais neoproterozoicas, a partir de suas implicações tectônicas e paleoambientais, tornando possível a correlação entre os depósitos encontrados por todos os continentes (Jacobsen & Kaufman 1999, Kaufman & Knoll 1995).

Os dois principais reservatórios de C são a matéria orgânica e as rochas carbonáticas, que diferem quanto aos mecanismos de fracionamento isotópico. Para a matéria orgânica o fracionamento isotópico leva à concentração de ^{12}C , devido ao efeito cinético durante a fotossíntese, com absorção preferencial do isótopo mais leve. Já nas rochas carbonáticas, o efeito de troca química no sistema enriquece o íon bicarbonato em ^{13}C , produto da dissolução do CO_2 na água do mar (Hoefs 1987).

Os isótopos de oxigênio têm seu fracionamento ligado aos processos de evaporação, principalmente, e respiração. Também por efeito cinético, durante a evaporação das águas o

isótopo mais leve (^{16}O) se enriquece no vapor, devido à molécula de H_2^{16}O possuir menor pressão vapor (Faure 1986).

Os isótopos de C e O são expressos por meio de razões isotópicas utilizando-se o parâmetro $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, no qual:

$$\delta = [(R \text{ amostra} - R \text{ padrão}) / R \text{ padrão}] * 1000$$

Onde: R amostra são as razões $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, da amostra, e R padrão é a razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ do padrão. É utilizado o padrão da concha *Bellemnite* da Formação *Pee Dee*, Estados Unidos (padrão PDB). Os resultados são dados em partes por mil (‰).

Para o parâmetro $\delta^{13}\text{C}$, os chamados carbonatos de capa, que recobrem depósitos glaciais, mostram valores negativos na base, gradando para valores positivos em direção ao topo, com seu significado ainda incerto e discutível. Algumas hipóteses tentam explicar essas excursões, entre elas:

- i) Redução da atividade biológica: em um ambiente com condições favoráveis, os organismos tendem a consumir o isótopo mais leve (^{12}C), aumentando a razão da amostra, já que a concentração do isótopo mais pesado aumentaria na água. Com a redução na atividade biológica marinha, o isótopo leve (^{12}C) deixou de ser absorvido, concentrando-se mais nos oceanos e diminuindo a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da água do mar. Adicionalmente, sem a troca de gases entre os oceanos e a atmosfera, os valores $\delta^{13}\text{C}$ teriam uma maior influência da atividade hidrotermal nas cadeias mesoceânicas (-5 a -7 ‰). Portanto, para depósitos desse tipo de ambiente glacial a pós-glacial, sob influência de águas frias de degelo, espera-se encontrar valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002).
- ii) Altas taxas de sedimentação carbonática: devido ao aumento do fluxo continental, resultante do intemperismo químico durante o degelo, aumentando a alcalinidade nos oceanos. Mesmo com a retomada da atividade biológica, a rápida deposição seria mais rápida que o fracionamento de carbono orgânico, mantendo valores $\delta^{13}\text{C}$ negativos (Hoffman & Schrag 2002).
- iii) Estratificação do oceano: com a glaciação, as correntes oceânicas diminuem, promovendo a estratificação do oceano. As partículas orgânicas se deslocariam para a base da coluna de água aumentando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ na superfície. No fundo marinho, há um decréscimo em ^{13}C devido à remineralização dessas partículas orgânicas junto com a redução sulfato-bacteriana nas águas mais profundas. Com o degelo, as correntes oceânicas voltariam a atuar, levando

águas anóxicas, alcalinas, liberando CO₂ e depositando capas carbonáticas com valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (Hoffman & Schrag 2002).

- iv) Reequilíbrio isotópico durante litificação do sedimento carbonático: em sedimentos costeiros a litificação ocorre em presença de uma mistura de água meteórica com água do mar. Durante a litificação há dissolução, reprecipitação e reequilíbrio isotópico dos minerais carbonáticos com os fluidos presentes nos poros, entre eles água meteórica subterrânea, com influência de carbono fotossintético vindo da biomassa terrestre. Este carbono é empobrecido em ^{13}C , promovendo a diminuição nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, acompanhado pela diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Segundo esta hipótese, esse padrão isotópico se desenvolve durante a litificação e não estaria relacionado às mudanças nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ oceânicos globais (Knauth & Kennedy 2009).
- v) Oxidação da fitomassa: o carbono orgânico soterrado junto ao sedimento, rico em ^{12}C , ao ser rapidamente oxidado promove diminuição da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (Fike *et al.* 2006).
- vi) Carbono liberado a partir de hidratos de metano: grandes quantidades de carbono empobrecido em ^{13}C , rapidamente liberados a partir de hidratos de metano (clatratos), diminuem a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ nos sedimentos (Jiang *et al.* 2003).

A migração gradual dos valores negativos-positivos estaria relacionada a diversos fatores, entre eles à alta taxa de soterramento de carbono orgânico (Kaufman *et al.* 1993), com a restauração da atividade biológica ou por geração de ambientes com ligação restrita com oceanos, com aumento da taxa de soterramento de carbono orgânico local (Santos *et al.* 2004, Vieira 2007).

Quanto ao registro dos isótopos de O em rochas carbonáticas marinhas, verifica-se um decréscimo nos valores do parâmetro $\delta^{18}\text{O}$ com o aumento das idades. Sharp (2007) propõe três hipóteses que podem ser consideradas em conjunto: i) os valores de $\delta^{18}\text{O}$ eram realmente mais negativos no passado; ii) as temperaturas nos oceanos antigos eram superiores, promovendo empobrecimento em ^{18}O por evaporação; e iii) com a contínua diagênese há enriquecimento em ^{16}O . Os isótopos de O são facilmente alterados por processos meteóricos e por percolação de fluidos ricos em ^{16}O , empobrecendo a rocha em ^{18}O , o que torna mais complexa sua interpretação (Veizer *et al.* 1999, Font *et al.* 2006; Vieira 2007). O parâmetro $\delta^{13}\text{C}$ é pouco sensível à diagênese porque os fluidos presentes contêm muito pouco carbono quando comparados à rocha carbonática (Kaufman & Knoll 1995), preservando a assinatura isotópica de C original.

3.2. Isótopos de Sr

Segundo Melezhik *et al.* (2001) cronocorrelações feitas apenas com dados de $\delta^{13}\text{C}$ não são confiáveis devido às variações locais desse parâmetro, apontando inconsistências relacionadas às idades das rochas e à flutuação isotópica espacial e temporal no carbono inorgânico dissolvido. Ao contrário do Sr, o tempo de residência do C nos oceanos é pequeno (433 anos – Frimmel 2010), o que justifica as variações geográficas e batimétricas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Por estes motivos, este parâmetro não pode ser utilizado isoladamente para correlacionar as sucessões do Neoproterozoico, mas sim aliado às razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a partir de sua curva de evolução da água do mar durante este período (Melezhik *et al.* 2001, Halverson *et al.* 2007).

O tempo de residência do Sr no oceano (3-5 Ma) é muito maior do que o tempo de mistura de águas do oceano (1000 anos), logo a composição isotópica pode ser considerada característica em um dado espaço de tempo geológico (Halverson *et al.* 2007). Atualmente, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos oceanos é 0,7092, na qual o estrôncio não-radiogênico (^{86}Sr) é oriundo da alteração da crosta oceânica e o radiogênico (^{87}Sr) tem como fonte o intemperismo das rochas dos continentes (Halverson *et al.* 2007). Acredita-se que no Neoproterozoico a contribuição do manto, por vias hidrotermais submarinas, era maior (Jacobsen & Kaufman 1999).

Dessa forma, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar é controlada pelo balanço do fluxo de material vindo da erosão do continente e por fontes oceânicas, pela alteração da crosta oceânica e processos hidrotermais, variando ao longo do tempo geológico. Por exemplo, no início da Era Neoproterozoica essa razão era de 0,7055, chegando a 0,7085 no final do Ediacarano (Jacobsen & Kaufman 1999, Halverson *et al.* 2007).

Jacobsen & Kaufman (1999) estabeleceram para que os resultados sejam representativos da composição isotópica primária, devem-se considerar as amostras com razão $\text{Mn}/\text{Sr} < 2$, $\text{Rb}/\text{Sr} < 0,005$ e altas concentrações de Sr (150-1200 ppm). Outros parâmetros têm sido propostos na literatura, com limites mais rigorosos, como os utilizados por este trabalho, proposto por Förling & Frimmel (2002), sendo eles, para o parâmetro $\delta^{13}\text{C}$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 10$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 50$ e $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$, e para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\text{Rb}/\text{Sr} < 0,001$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 0,5$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 3$ e $\text{Ca}/\text{Sr} < 1000$. Halverson *et al.* (2007) propõem o limite para concentração de Sr maior que 300 ppm.

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é utilizada portanto, junto ao parâmetro $\delta^{13}\text{C}$, para preencher as lacunas deixadas pela escassez de fósseis do Neoproterozoico, sendo fundamental para correlações estratigráficas dessa Era (Halverson *et al.* 2007). Halverson *et al.* (2010) propõem uma curva de evolução das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na água do mar durante o Neoproterozoico até o Cambriano (Figura 6).

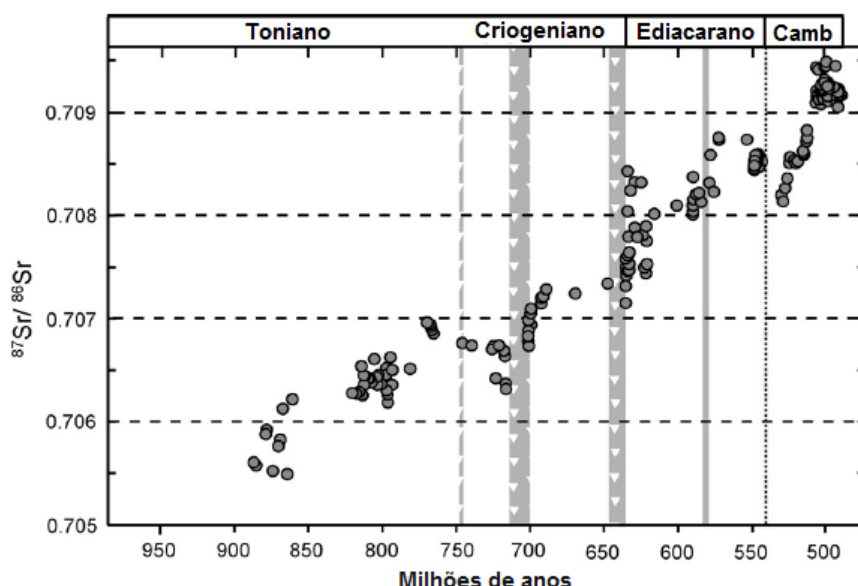


Figura 6: Curva da composição isotópica de Sr na água do mar durante o Neoproterozoico até o período Cambriano (extraído de Halverson *et al.* 2010).

3.3. Considerações para aplicação da quimioestratigrafia isotópica

A aplicação da quimioestratigrafia isotópica como ferramenta de correlação entre sucessões carbonáticas neoproterozoicas necessita de uma análise sedimentológica e geoquímica das rochas estudadas. A primeira se faz necessária para identificação dos ambientes deposicionais e se estes são correlacionáveis e existiram sob o mesmo mar ou oceano, ou seja, se a deposição dos carbonatos ocorreu sob um sistema isotópico homogeneizado. No caso de mares restritos, espera-se que a composição isotópica do meio não seja a mesma dos oceanos contemporâneos, não permitindo a correlação interbaciaal (Paula-Santos, em prep.).

Para a investigação de alterações pós-deposicionais que podem alterar a assinatura isotópica primária das rochas carbonáticas são utilizados alguns parâmetros geoquímicos em estudos quimioestratigráficos com $\delta^{13}\text{C}$ e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999, Förling & Frimmel 2002). Os principais indicadores são as razões Mn/Sr, Rb/Sr, Fe/Sr e o parâmetro $\delta^{18}\text{O}$.

Os processos que podem alterar a composição isotópica primária das rochas carbonáticas são a diagênese meteórica, a dolomitização e o metamorfismo, sendo que o último é considerado quando há neomorfismo mineral a partir da reação do carbonato com quartzo ou feldspato, resultando em silicatos de Ca e Mg. A diagênese meteórica promove um aumento das razões Mn/Sr, pois a água do mar possui baixo Mn em comparação à água doce, além da diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ pela ação das águas meteóricas “leves”, ricas em ^{16}O (Kaufman & Knoll 1995, Kah 2000). Quanto à dolomitização, caso esta acompanhe a diagênese, os mesmos efeitos são causados, ou seja, aumento de Mn, decréscimo em Sr e

diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Quando a dolomitização é acompanhada por uma diminuição em Mn isto sugere que o processo ocorreu sob condições de baixas razões água/rocha (Kah 2000). Outro fator importante neste processo é a época de ocorrência durante a diagênese, já que a dolomitização singenética tende a manter a assinatura isotópica inicial, sob ação de fluidos de mesma composição da água do mar (Kaufman & Knoll 1995, Kah 2000).

A razão Rb/Sr é um indicador da contribuição terrígena/siliciclástica nas rochas carbonáticas, já que o Rb substitui o K em minerais muito comuns, como a mica e os feldspatos potássicos. Uma alta nessa razão pode refletir em altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, devido ao decaimento do ^{87}Rb para ^{87}Sr , não podendo ser considerada primária.

Os limites dos parâmetros adotados neste trabalho para avaliar a assinatura isotópica das amostras correspondem àqueles propostos por Fölling & Frimmel (2002), sendo eles, para o parâmetro $\delta^{13}\text{C}$, $\text{Mn}/\text{Sr}<10$, $\text{Fe}/\text{Sr}<50$ e $\delta^{18}\text{O}>-10\text{‰}$, e para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\text{Rb}/\text{Sr}<0,001$, $\text{Mn}/\text{Sr}<0,5$, $\text{Fe}/\text{Sr}<3$ e $\text{Ca}/\text{Sr}<1000$. Para as concentrações de estrôncio foi utilizado o limite proposto por Halverson *et al.* (2007) de $[\text{Sr}]>300$ ppm.

3.4. Geoquímica de Elementos Terras Raras

O padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras (ETR) em rochas carbonáticas vem sendo utilizado em estudos recentes como assinatura das águas nas quais os minerais foram formados (Frimmel 2009, 2010, Zhao *et al.* 2009, Ling *et al.*, no prelo). Diferenças sistemáticas entre os ETR + Y tornam possível a utilização desses elementos para diferenciar tipos de água nas quais os minerais constituintes dessas rochas foram precipitados (Frimmel 2009, 2010).

A distribuição dos ETR + Y é sensível à profundidade da água, salinidade e níveis de oxigênio, como também diferencia as fontes de contribuição continental, via água fluvial e poeira transportada pelo vento, e contribuição oceânica hidrotermal (Frimmel 2009). A água do mar é caracterizada por um empobrecimento uniforme dos ETR leves, enriquecimento em La, empobrecimento em Ce, leve enriquecimento em Gd e anomalia positiva de Y, para diagramas normalizados segundo o padrão PAAS (*Post Archean Australian Shale* – Taylor & McLennan 1985) (Zhang & Nozaki 1996). A razão Y/Ho da água do mar varia de 60 a 90, dependendo da salinidade do meio (Lawrence *et al.* 2006). Para a água dos rios, a distribuição ETR + Y apresenta um padrão planar, com leve empobrecimento em ETR leves, sem anomalias de elementos e razão Y/Ho próximo a 27, refletindo as razões da crosta continental superior (Kamber *et al.* 2005). Essas diferenças nos padrões de distribuição dos ETR + Y vêm sendo utilizadas para diferenciar carbonatos marinhos dos continentais, como também a influência de águas fluviais em ambientes marinhos proximais (Frimmel 2010).

Em águas oxigenadas modernas o Ce^{3+} é oxidado passando para Ce^{4+} , sendo adsorvido e sequestrado por óxidos e hidróxidos de Mn. Dessa forma, o Ce torna-se insolúvel na água, sendo que sedimentos com Fe e Mn apresentam uma anomalia positiva de Ce, enquanto as águas oxigenadas empobrecidas em Ce apresentam anomalias negativas (Frimmel 2009, Ling *et al.*, no prelo). Por este motivo, as anomalias de Ce são ausentes nos carbonatos e formações ferríferas bandadas do Arqueano ao início do Proterozoico, quando as águas não eram suficientemente oxidadas para conter Ce^{4+} (Bau & Dulski 1996, Kamber & Webb 2001). Ling *et al.* (no prelo) mostram anomalias negativas de Ce em carbonatos ediacaranos a cambrianos do sul da China, refletindo a oxigenação das águas de ambientes marinhos rasos na transição entre esses períodos.

Frimmel (2010) mostra um desvio na assinatura ETR + Y de carbonatos neoproterozoicos em relação a um ambiente marinho moderno. São identificados três padrões distintos do trabalho de Frimmel (2009):

- (i) Diagramas de distribuição normalizada com leve anomalia positiva de La, a ausência ou leve anomalia positiva de Ce e Gd e anomalia positiva de Y com empobrecimento geral de ETR em relação ao PAAS. Este padrão seria referente a ambientes marinhos distais, mesmo que distintos dos oceanos modernos.
- (ii) Diagramas de distribuição com amplas tendências planares, leve empobrecimento em ETR leves, anomalias positivas fracas de Ce e Gd como em (i) e razões Y/Ho próximas a da crosta superior, com valores similares aos encontrados em águas fluviais. Este padrão foi interpretado como marinho proximal, com influência de água doce, não sendo interpretado como um carbonato continental devido às razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ apresentadas estarem próximas às dos oceanos contemporâneos.
- (iii) Diagramas de distribuição similares a (i) e (ii), mas com anomalias de Eu. Estes carbonatos se encontram em bacias de *rift* continentais restritas, na qual a troca com oceanos era limitada, e com presença de mineralizações de Pb-Zn do tipo sedimentar-exalativo.

Os ETR em carbonatos não são facilmente mobilizados e são preservados durante a diagênese (Webb *et al.* 2009), além dos fluidos diagenéticos possuírem baixa concentração de ETR + Y (Banner & Hanson 1990). A maior e mais provável causa para os desvios na distribuição dos ETR em carbonatos é a contaminação por minerais silicáticos detríticos, que apresentam quantidades muito maiores de ETR comparados aos carbonatos. Durante a diagênese parte dos ETR desses minerais pode ser liberada e transferida para fases carbonáticas secundárias. A contaminação também pode ocorrer durante os procedimentos analíticos, na lixiviação com ácido acético. O menor ataque a esses minerais detríticos pode

contaminar a solução do lixiviado carbonático (Frimmel 2009, Zhao *et al.* 2009, Ling *et al.*, no prelo). Esses processos podem ser identificados por meio das concentrações e correlações dos elementos Al, Fe, Th, Sc e a somatória dos ETR (ΣETR). Para isto, os parâmetros adotados neste trabalho seguem os limites propostos por Frimmel (2009) e Ling *et al.* (no prelo): $\text{Zr} < 4 \text{ ppm}$, $\text{Al} < 0,35\%$, $\text{Fe} < 0,45\%$, $\text{Th} < 0,5 \text{ ppm}$, $\text{Sc} < 2 \text{ ppm}$, $\Sigma\text{ETR} < 12 \text{ ppm}$ e razões $\text{Y}/\text{Ho} > 36$.

3.5. Idades modelo Sm-Nd

As idades modelos utilizadas neste estudo foram obtidas por meio do modelo *depleted mantle* (DM – manto empobrecido) de DePaolo (1981). Esse modelo se baseia no comportamento geoquímico dos elementos Sm e Nd, no qual o Nd é mais incompatível em relação ao Sm. No processo de extração de magma, o Nd tende a ser extraído junto com o líquido da fusão parcial, enquanto o Sm tende a ficar no resíduo. Dessa forma, o manto se enriquece em Sm e no isótopo ^{143}Nd , via decaimento do ^{147}Sm por emissão de raios α . As idades T_{DM} e o parâmetro ϵ_{Nd} são obtidos pelas equações:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} \times (e^{\lambda t})$$

onde λ é a constante de desintegração do ^{147}Sm e igual a $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$, e t é a idade calculada.

$$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}}(t) / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(t) - 1] \times 10000$$

A utilização das idades modelo Sm-Nd em rochas sedimentares como auxiliar em estudos de proveniência é possível pelo fato de processos exógenos não fracionarem Sm e Nd (McLennan 1989), junto à baixa solubilidade destes elementos em água. Com isso a idade T_{DM} de uma rocha sedimentar é o resultado da mistura de diferentes fontes e representa a média das idades de extração do magma dos diferentes protólitos.

3.6. Geocronologia U-Pb em zircão detrítico

O zircão é um mineral ultraestável, com alta resistência mecânica e química, o que justifica sua relativa abundância em depósitos sedimentares detríticos. Também apresenta resistência a processos metamórficos de alta temperatura, no qual seu sistema isotópico dificilmente é aberto (Faure & Mensing 2005), já que apresenta baixa velocidade de difusão intracristalina de íons (Cherniak & Watson, 2000). Por estes motivos, trata-se de um mineral muito utilizado em estudos geocronológicos e de proveniência sedimentar.

Este mineral contém altos teores de U e baixos teores de Pb, resultando em altas razões U/Pb, tornando-se muito favorável à datação pelo método U-Pb, com alto grau de precisão, amplificada pelas técnicas modernas LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*, utilizada neste trabalho) e SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*). A idade obtida representa a idade do último evento de cristalização ou sobrecrecimento do cristal na rocha fonte, a depender do local analisado do grão, devido às altas temperaturas de bloqueio do zircão, o que torna confiável a utilização da datação de grãos de zircão detrítico na procura de fontes e determinação de idades máximas de deposição.

4. Materiais e métodos

4.1. Procedimentos dos trabalhos em campo

Os trabalhos em campo foram realizados na região de Lagoa Santa, Minas Gerais, em conjunto com o projeto que envolve a dissertação de mestrado do aluno Gustavo Macedo de Paula Santos, em desenvolvimento no Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica da Universidade São Paulo. Foram realizadas duas etapas, do dia 27/07/2011 a 04/08/2011 e nos dias 03 e 04/09/2011, com objetivo de descrever as seções estratigráficas e de realizar o reconhecimento do contexto geológico regional, envolvendo unidades basais ao Grupo Bambuí, bem como a variação sedimentológica e estrutural da Formação Sete Lagoas na região. Para a descrição das seções estratigráficas procurou-se coletar amostras a cada metro, descrevendo suas feições sedimentológicas e estruturais. A seção estratigráfica estudada neste trabalho, Seção Parque Gruta da Lapinha (PGL), é constituída por 45 amostras, totalizando 45,4 m de seção, e se localiza no Parque Estadual do Sumidouro, na Gruta da Lapinha (figuras 7 e 8), no município de Lagoa Santa, Minas Gerais.

	
Figura 7: Sucessão de rochas carbonáticas no Parque Estadual do Sumidouro, Seção Parque Gruta da Lapinha (PGL).	Figura 8: Entrada da Gruta da Lapinha, no Parque Estadual do Sumidouro, Lagoa Santa (MG).

4.2. Descrição da Seção Parque Gruta da Lapinha, digitalização das amostras e petrografia

Após coletadas, as amostras foram serradas a fim de se obter uma seção polida para que as estruturas presentes (acamamento, laminação, veios, estilólitos, marcas de percolação de fluidos) pudessem ser observadas com maior nitidez. Este procedimento se faz necessário à medida que se devem identificar estruturas pós-deposicionais, evitadas durante a retirada de material para as análises isotópicas. A partir dessa descrição, é definida uma porção da rocha isenta de tais estruturas, para que o resultado das análises isotópicas de C, O e Sr representem a composição isotópica inicial, ou seja, a composição isotópica da água do mar na época de deposição. Também são evitadas porções que possam conter sedimentos terrígenos, por possuírem uma menor quantidade de carbonatos. Após a descrição macroscópica, as amostras foram digitalizadas por meio de um *scanner*, com o objetivo de arquivar as respectivas feições, já que posteriormente as rochas foram britadas e pulverizadas para realização das análises geoquímicas.

A partir da descrição macroscópica das 45 amostras, foram determinadas litofácies, levando-se em conta critérios descritivos, como granulação, cor e mineralogia. A seção estratigráfica e a descrição das litofácies são apresentadas no item 5.1 e sua complementação com os dados isotópicos de C, O e Sr no item 5.3.

Com a distinção da seção em litofácies, foram selecionadas as amostras para posterior análise geoquímica, que envolveu a determinação dos teores de elementos maiores e traços (Rb e Sr), pela técnica de Fluorescência de Raios-X, e terras raras, pela técnica ICP-MS. Procurou-se selecionar amostras representativas de todas as fácies, isentas de estruturas pós-deposicionais, como recristalização mineral. Também foi feita a seleção de amostras para estudo petrográfico, priorizando aquelas que apresentam estruturas sedimentares ou variações composicionais que impliquem em mudanças no

ambiente deposicional, objetivando uma correlação com os isótopos de C, O e Sr. As lâminas petrográficas foram confeccionadas na Seção de Laminação do Instituto de Geociências da USP (IGc-USP) e o estudo petrográfico foi realizado no Laboratório de Petrografia do IGc-USP, por meio de microscópio óptico Olympus BX-40.

4.3. Geoquímica isotópica de C, O e Sr

Nas porções indicadas na seção polida das amostras, isentas de estruturas pós-deposicionais e terrígenos, aplicou-se a técnica do *microdrilling*, que consiste na perfuração da rocha com um motor simples e uma broca de tungstênio, com diâmetro aproximado de 1 mm. Adicionalmente, foi retirado material de vênulas e lâminas recristalizadas das amostras, para análise da assinatura isotópica das recristalizações e sua comparação às porções não alteradas. O pó produzido foi recolhido em papéis limpos e colocados em pequenos frascos de plástico, identificados com o número de campo e enviados ao Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), do Instituto de Geociências da USP, para análise de isótopos estáveis de C e O.

No Laboratório de Isótopos Estáveis, as análises dos isótopos estáveis de C e O foram obtidas com a reação de 10 mg de amostra pulverizada com H_3PO_4 100%, a 25 °C, por 24 horas. O CO_2 liberado foi analisado no espectrômetro de massa Finnigan Delta Advantage, no CPGeo. A precisão das análises é de 0,05‰ para $\delta^{13}\text{C}$ e 0,07‰ para $\delta^{18}\text{O}$.

Foram utilizadas as notações delta ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) obtidas pelas razões dos pares isotópicos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) da amostra comparados às de um padrão, sendo os valores dados em partes por mil (‰). O padrão utilizado é o PDB, correspondente ao valor de uma concha de *Bellemnite* cretácea da Formação *Pee Dee* (South Carolina, Estados Unidos).

A preparação das amostras para as análises das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é feita pela mesma técnica de *microdrilling*, descrita anteriormente, obtendo-se cerca de 50 mg de material do mesmo local perfurado para as análises de C e O. O material é lixiviado com 1mL de HCl 0,1 N por 1 hora, à temperatura ambiente. O sobrenadante é retirado e a amostra é centrifugada e lavada três vezes com água bidestilada, obtendo-se o primeiro lixiviado, que é desprezado. Em seguida, a amostra é seca e são adicionados 2 mL de HCl 1 N, deixando reagir por 30 minutos em temperatura ambiente. A amostra é novamente lavada três vezes e centrifugada, obtendo-se o segundo lixiviado. O estrôncio deste lixiviado é purificado através da técnica de cromatografia de troca iônica, utilizando resina *Sr Spec®*. Suas composições isotópicas são determinadas no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. Os procedimentos descritos foram executados no CPGeo-USP.

4.4. Litogeoquímica

As amostras foram britadas em um pilão metálico, até atingirem uma fração adequada para serem pulverizadas (fragmentos de aproximadamente 5 mm). Em seguida o material britado foi levado ao moinho de panela, sendo pulverizado à fração pó e recolhido em frascos plásticos, identificados com o respectivo número de campo. Estes procedimentos foram realizados no Laboratório de Preparação de Amostras do CPGeo-USP.

Para determinação dos teores de Rb e Sr, cerca de 10 g do pó produzido foi transferido para cadinhos plásticos com fundo de *Mailler*, um material especial que evita distorções na leitura dos dados, e fechado com uma tampa revestida com uma fina camada de algodão (3 mm), para se evitar perdas do material. Esses cadinhos foram analisados pela técnica de Fluorescência em Raios-X, no espectrômetro de raios-X Philips PW 2510 do Laboratório de Fluorescência do Instituto de Geociências da USP.

Para a determinação dos elementos maiores e terras raras, aproximadamente 100 g do material pulverizado foi enviado ao laboratório Acme Analytical Laboratories Ltd. Os elementos maiores tiveram seus teores em óxidos determinados pela fusão de 0,2 g de amostra com metaborato/tetraborato de lítio, sendo atacado com ácido nítrico diluído e a análise foi feita por ICP-OES. A perda ao fogo foi calculada a partir da diferença de peso após fusão a 1000°C. Metais preciosos e metais base foram determinados após digestão de 0,5 g de amostra com água regia seguida da análise pela técnica de ICP-MS.

Os resultados de elementos terras raras obtidos foram normalizados em relação ao padrão *Post-Archean Australian Shale* (PAAS – Taylor & McLennan 1985). O parâmetro Ce/Ce^* utilizado neste trabalho foi calculado pela equação $Ce/Ce^* = Ce_n / (Pr_n^2 / Nd_n)$, proposta por Lawrence *et al.* (2006), onde $_n$ indica a composição de cada elemento já normalizada ao PAAS. Esta equação evita anomalias aparentes de Ce devido à abundância de La dos sistemas aquáticos em geral. Adicionalmente, também foi calculado o parâmetro $Pr/Pr^* = 2Pr_n / (Ce_n + Nd_n)$ para auxiliar na identificação da anomalia aparente já citada.

4.5. Separação de zircão detrítico para datação U-Pb

A separação do grupo de zircões detríticos para datação U-Pb a partir de uma amostra de marga foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do CPGeo-USP. A amostra foi britada em um britador mecânico e em seguida moída em um moinho de discos. O pó produzido foi peneirado, sendo separadas as frações maiores e menores que 0,149 mm. A separação dos minerais pesados foi realizada em uma mesa vibratória (*Wiffley Table*) e posteriormente o material coletado passou pelo processo de separação por líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno). Os minerais magnéticos foram separados com a

utilização de um imã de mão e por um separador eletromagnético (Frantz). Por fim, selecionou-se os grãos de zircão utilizando uma lupa binocular e então foram distribuídos em uma fita dupla face disposta sobre uma placa de vidro, cobertos por uma resina epóxi e polidos. Obtiveram-se imagens de catodoluminescência, recobrando os zircões com uma película de C, e as análises isotópicas pelo método U-Pb foram obtidas pela técnica *Laser Ablation* ICPMS, com a utilização do equipamento *Neptune* no CPGeo.

4.6. Análises isotópicas Sm-Nd

Para o método Sm-Nd, a amostra de margá foi britada com a utilização de um pilão metálico e levada a um moinho de anéis de carbeto de tungstênio, no qual foram pulverizadas. A preparação da amostra foi feita no Laboratório de Preparação de Amostras do CPGeo-USP.

Aproximadamente 50 mg da amostra pulverizada foi dissolvida em uma mistura de ácidos HF/HNO₃ em proporção 3:1, com adição de *Spike* (concentração ¹⁵⁰Nd=0,510999 µg/g e ¹⁴⁹Sm=0,740918 µg/g). Após seca, foram adicionados 5 ml de HCl 6N à amostra, aquecida por 24 h e posteriormente evaporada. O resíduo foi diluído em 2 ml de HNO₃ 1N e os elementos foram separados em dois estágios; primeiramente foram coletados os elementos terras raras em uma coluna de resina *RE Spec*, com HNO₃ 0,05 N. O material seco foi novamente diluído em 0,2 ml de HCl 0,26 N e submetido à purificação. Os elementos Sm e Nd foram coletados em coluna de resina *LN Spec*, com HCl 0,55 N e 0,026 N, respectivamente. As razões isotópicas de Sm e Nd foram medidas no espectrômetro de massa Thermo Finnigan Triton. O branco analítico é de ca. 77 pg para Nd e de ca. 20 pg para Sm. As idades T_{DM} foram calculadas com base no modelo de DePaolo (1981). O valor médio determinado pelo laboratório para a razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd do padrão JNdi é 0,512098 ± 0,000013.

5. Resultados

5.1. Seção Parque Gruta da Lapinha e litofácies

A Seção Parque Gruta da Lapinha é constituída por calcissiltitos médios a calciarenitos médios, com laminação fina a muito fina (milimétrica a submilimétrica), plano-paralela a truncada, camadas centimétricas a subcentimétricas que variam quanto à cor, entre cinza claro, cinza escuro e bege, e ricos em matéria orgânica. Também são observadas lâminas contínuas, de coloração marrom e bege, com aproximadamente 0,2 mm de espessura, compostas por micas, apresentando deslocamento e delimitando planos de fraqueza entre as camadas (Figura 9).

Quanto às estruturas pós-deposicionais, são abundantes as feições de recristalização mineral, as quais aparecem como lentes milimétricas irregulares, concordantes à laminação (Figura 10), vênulas discordantes ou grânulos de até 2 mm (Figura 11). Essas estruturas apresentam cor branca e um aparente aumento na granulação. Por vezes essas porções recristalizadas aparecem como *microboudins* (Figura 10). Também são visíveis muitos estilólitos, estrutura mesodiagenética comum em carbonatos (Figura 12). Localmente são encontradas manchas escuras irregulares, semelhantes a manchas de óleo (Figura 13).

Uma camada de marga é encontrada a aproximadamente 30 m da base da seção, com espessura de 1,15 m (Figura 14). Trata-se de uma rocha híbrida, composta por minerais siliciclásticos e carbonáticos, predominantemente quartzo, argilominerais e calcita. O grupo de grãos de zircão detrítico para datação pelo método U-Pb foi obtido a partir de amostras desta camada (11-PGL-PEL).

Estruturas associadas à deformação ocorrem localmente ao longo da seção. Verifica-se a ocorrência de uma camada boudinada de 0,5 m de espessura (Figura 15), a aproximadamente 32 m da base da seção. Nesta camada também se encontram falhas inversas, com dobras de arrasto (Figura 16), de pequeno porte, com rejeito de falha de poucos centímetros. A 34 m da base, encontra-se uma camada da rocha carbonática localmente dolomitizada, provavelmente relacionada aos esforços responsáveis pela deformação da camada logo abaixo desta, descrita anteriormente. O acamamento S_0 possui direção ESE-WNW e mergulho inferior a 2° , apresentando lineações de deslizamento intraestratal, de direção E-W e mergulho de 1° .



Figura 9: Amostra 11-PGL-20. Detalhe para lâminas submilimétricas compostas por micas, marcando planos de fraqueza no calcário. Escala em centímetros.

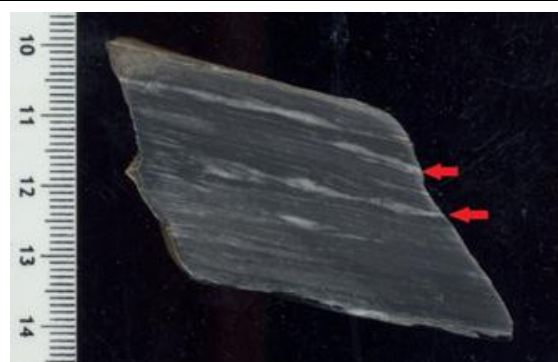


Figura 10: Amostra 11-PGL-39 Detalhe para feições de recristalização mineral, de cor branca, descontínuas, por vezes boudinadas. Escala em centímetros.



Figura 11: Amostra 11-PGL-32. Bolsões e grânulos milimétricos de calcita recristalizada. Escala em centímetros.



Figura 12: Amostra 11-PGL-02. Detalhe para estilólito, estrutura mesodiagenética comum em calcários. Escala em centímetros.



Figura 13: Amostra 11-PGL-10. Detalhe para manchas escuras, podendo se tratar de manchas de óleo. Escala em centímetros.



Figura 14: Camada de marga, com aproximadamente 1,15 m de espessura, localizada a 30,1 m da base da Seção Parque Gruta da Lapinha, da qual foram coletados os grãos de zircão detrítico para geocronologia U-Pb.



Figura 15: Camada de rocha carbonática boudinada, com 0,5 m de espessura, a aproximadamente 32 m da base da Seção Parque Gruta da Lapinha.

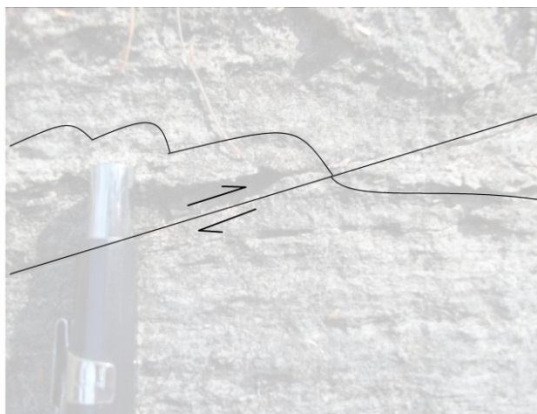


Figura 16: Falha inversa localizada na camada boudinada, a 32 m da base da seção. A imagem da direita marca a linha de falha, seu movimento e as pequenas dobras de arrasto associadas.

A partir da descrição macroscópica e microscópica das amostras a seção foi dividida em seis fácies litológicas (Figura 17), de caráter descritivo, levando-se em conta a granulação, cor e composição mineralógica das rochas, descritas a seguir.

Seção Parque Gruta da Lapinha

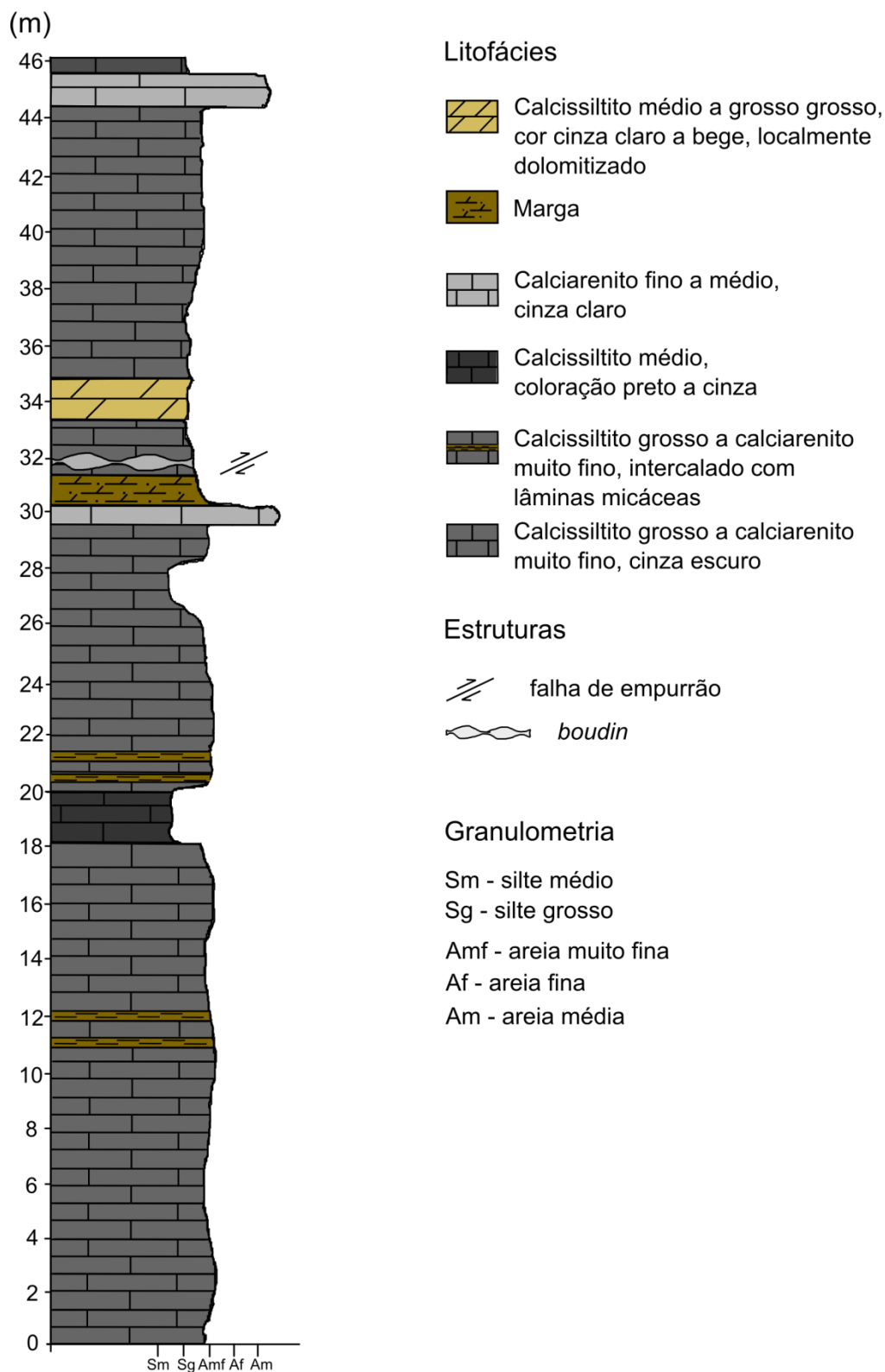


Figura 17: Seção Parque Gruta da Lapinha e sua divisão em litofácies.

Calcissiltito grosso a calciarenito muito fino, cinza escuro (Figura 18): corresponde a calcários homogêneos, coloração escura, finamente laminado (submilimétrica), laminação plano-paralela a truncada. A granulometria varia de silte grosso (0,05 mm) a areia muito fina (0,1 mm) (Figura 19). São compostos por mais de 80% de calcita, com considerável quantidade de opacos (10 – 15%), possivelmente matéria orgânica piritizada. Os constituintes terrígenos são representados por quartzo e argilominerais, principalmente, com feldspato subordinado, que juntos não perfazem 10% da rocha e aparecem em maiores proporções nas camadas de granulometria areia muito fina. Encontram-se localmente camadas brechadas (Figura 20), de granulometria areia muito grossa a grânulo (1 – 2 mm), com grãos de quartzo subangulosos, fragmentos de argila, calcita espática e opacos em lamelas.

Quanto ao grau de recristalização, varia de fraco a moderado, com presença de porções recristalizadas, de cor branca, constituídas por calcita espática (0,7 a 1,0 mm) e quartzo, formando vênulas descontínuas e camadas boudinadas. Associados a estas porções se formam estilólitos constituídos por filmes de argila e minerais opacos (Figura 21). A porosidade é fechada.

Calcissiltito grosso a calciarenito muito fino, intercalado com lâminas micáceas (Figura 22): calcários com laminação milimétrica e composição semelhante às descritas anteriormente. As camadas diferem quanto à cor, cinza claro a cinza escura, com porções recristalizadas de cor branca. Apresentam lâminas com minerais placóides (micas) de cor bege que delimitam planos de fraqueza na rocha. Nessas lâminas a contribuição terrígena corresponde a mais de 50%, composta principalmente por quartzo, micas e argilominerais.

Calcissiltito médio, coloração preto a cinza escuro (Figura 23): calcários de granulometria mais fina que as demais fácies, predominantemente silte médio (0,025 mm), laminação muito fina (submilimétrica), com lâminas irregulares recristalizadas. Composto por mais de 80% de calcita, com opacos e argilominerais como lamelas, subordinadamente (Figura 24). Apresentam intercalações submilimétricas de granulometria areia muito fina, nas quais a quantidade de terrígenos é maior (até 5%), representados principalmente pelo quartzo. A cor escura e a notável presença de opacos pode indicar uma maior quantidade de matéria orgânica. Apresentam porções recristalizadas, formando vênulas e lâminas descontínuas de cor branca, com presença de calcita espática. Porosidade fechada.

Calciarenito fino a médio, cinza claro (Figura 25): calcários com a granulometria mais grossa encontrada na seção, variando de areia fina a média (0,130 a 0,250 mm), laminação muito fina (submilimétrica), coloração cinza claro, com lâminas de cor branca, recristalizadas. O calcário apresenta um grau de pureza alto, essencialmente calcítica, com minerais opacos, quartzo e argilominerais não perfazendo 5% da rocha. Os cristais de

calcita se encontram recristalizados, com contatos planos, alongados paralelamente à laminação da rocha. Os minerais opacos aparecem como grãos arredondados e os argilominerais como fragmentos angulosos de argila. Localmente ocorrem lâminas submilimétricas de granulometria silte médio (0,025 mm) composta por calcita, quartzo e argilominerais, mais impura que o restante da rocha (Figura 26), constituindo alternâncias que se assemelham a calciturbiditos.

Marga (figuras 27 e 28): rocha híbrida, composta essencialmente por calcita (40%), quartzo (30%) e argilominerais (15%), com muscovita (10%), minerais opacos (5%), cloritóide (traço), rutilo (traço) e zircão (traço) subordinados. A estrutura é laminada (submilimétrica a milimétrica) e coloração bege. Apresenta camadas mais ricas em argilominerais, de cor marrom, que formam lâminas crenuladas, e lâminas constituídas principalmente por calcita e quartzo, com presença de muscovita. Os minerais opacos aparecem com forma euhédrica, cúbicos, em sua maioria pirita. A rocha se encontra parcialmente recristalizada, com calcita espática e quartzo com contatos interlobados, sinuosos, com extinção ondulante.

Calcissiltito médio a grosso, cor bege a cinza claro (Figura 29): calcários de granulometria silte médio a grosso (0,02 a 0,05 mm), finamente laminada (milimétrica a submilimétrica), levemente crenulada, com camadas recristalizadas, boudinadas. Coloração predominantemente bege. Compostos por calcita (80%), minerais opacos (10%), argilominerais (5%) e quartzo (5%). Os cristais de calcita se mostram pouco recristalizados, os minerais opacos aparecem como grãos e lamelas, assim como os argilominerais, por vezes como fragmentos. As camadas recristalizadas são constituídas por calcita espática (0,125 mm) e quartzo, deformado. Também se observam cristais de calcita como indicadores cinemáticos tipo *fish* (Figura 30).

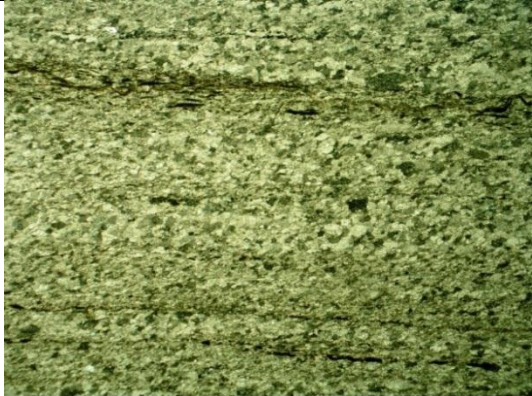
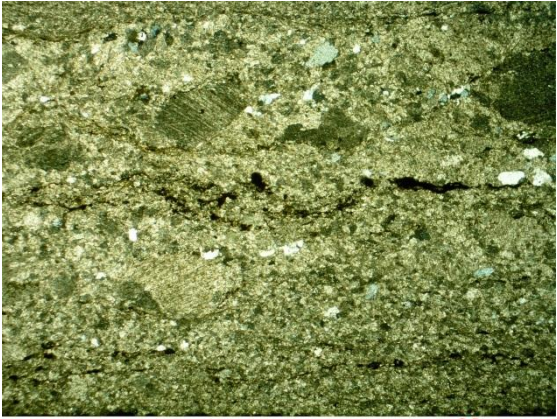
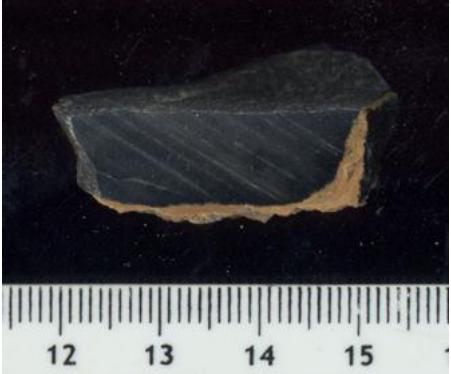
	
Figura 18: Amostra 11-PGL-04. Calcissiltito grosso a calciarenito muito fino, cinza escuro, finamente laminado, com vênulas de recristalização de cor branca. Escala em centímetros.	Figura 19: Amostra 11-PGL-04. Calcissiltito grosso a calciarenito muito fino, com laminação dada pela variação granulométrica. Constitui-se essencialmente por calcita e filmes de minerais opacos (matéria orgânica piritizada). Polarizadores cruzados.
	
Figura 20: Amostra 11-PGL-16. Calcissiltito grosso a calciarenito muito fino, intercalado com camada brechada, com grânulos de quartzo, calcita e argila, subangulosos. Polarizadores cruzados.	Figura 21: Amostra 11-PGL-08. Calciarenito muito fino, com vênulas recristalizadas compostas por calcita espática e quartzo. Presença de estilólitos formados por filmes de minerais opacos. Polarizadores cruzados.
	
Figura 22: Amostra 11-PGL-12. Calciarenito muito fino, com laminação fina plano-paralela e lâminas micáceas no topo e na base da amostra, que delimitam planos de fraqueza. Escala em centímetros.	Figura 23: Amostra 11-PGL-19. Calcissiltito médio, laminação muito fina, cor preta a cinza escuro. Escala em centímetros.



Figura 24: Amostra 11-PGL-20. Calcissiltito médio, intercalado com calciarenito muito fino, com lâminas ricas em minerais opacos e argilominerais. Polarizadores cruzados.

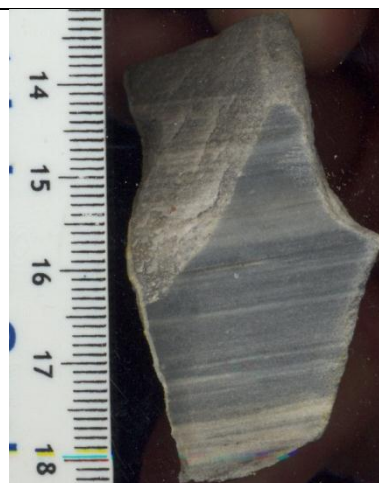


Figura 25: Amostra 11-PGL-29. Calciarenito fino a médio, cinza claro, finamente laminado. Escala em centímetros.

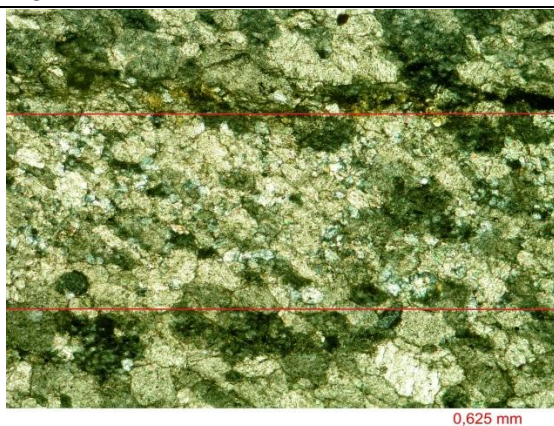


Figura 26: Amostra 11-PGL-29. Calciarenito fino a médio, com camada de calcissiltito médio, mais impuro, com calcita, quartzo e argilominerais. Polarizadores cruzados.

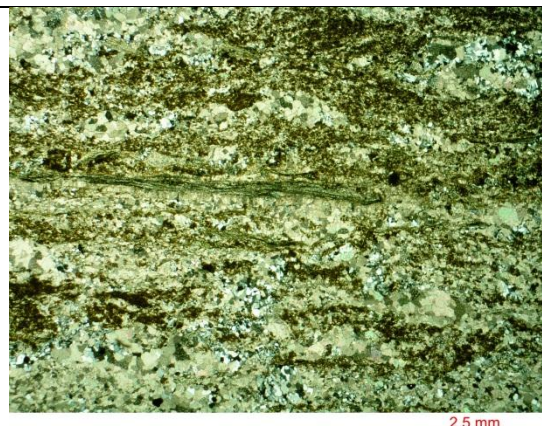


Figura 27: Amostra 11-GL-01. Rocha híbrida (marga), composta essencialmente por calcita (cc), quartzo (qtz), argilominerais (am), muscovita (ms) e minerais opacos. Visão geral, polarizadores cruzados.

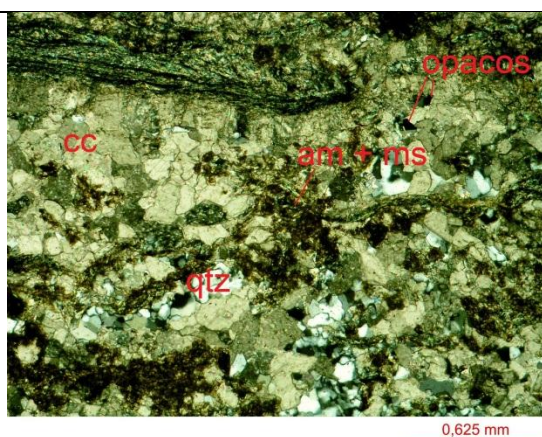
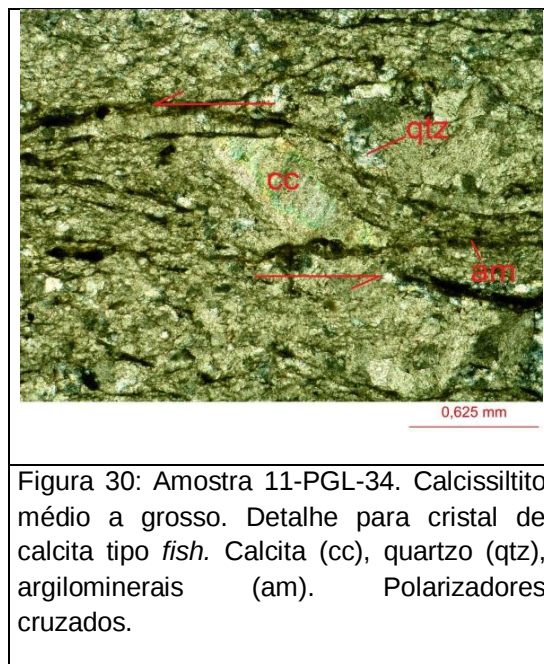


Figura 28: Amostra 11-GL-01. Detalhe para mineralogia. Calcita (cc), quartzo (qtz), argilominerais (am), muscovita (ms) e minerais opacos. Polarizadores cruzados.



Figura 29: Amostra 11-PGL-33. Calcissiltito médio a grosso, finamente laminado, coloração bege, localmente dolomitizado. Escala em centímetros.



5.2. Litogeoquímica

5.2.1. Elementos maiores e traço

Os resultados das análises geoquímicas de elementos maiores são mostrados na Tabela 1. Para as análises de elementos maiores destacam-se as baixas porcentagens de Mn, K, Al e Si que representam a pureza das rochas carbonáticas analisadas, com pouca influência de material terrígeno (siliciclástico). A alta porcentagem de Ca em comparação ao Mg e Fe ilustra o predomínio do carbonato de cálcio nas amostras, com um aumento no teor de Mg e K para a amostra 11-PGL-33 (Mg=2,01% e K=0,62%), a 33,6 m da base da seção, correspondente à porção localmente dolomitizada e com maior contribuição terrígena.

Os teores de Rb e Sr, junto com as razões geoquímicas calculadas, são apresentados na Tabela 2. Para as amostras analisadas, os teores de Rb variam de 2 ppm a 26 ppm e os teores de Sr variam de 462 ppm a 3650 ppm, sendo que o maior teor de Rb e o menor teor de Sr pertencem à amostra 11-PGL-33. O baixo teor de Sr da amostra é justificada pelo maior conteúdo de Mg e Fe, substituindo o Ca nessa porção dolomitizada da seção. O Sr apresenta afinidade geoquímica com o Ca, o que não acontece com Mg e Fe, logo essa substituição resulta na perda de Sr. O aumento no teor de Rb é acompanhado pelo K nessa amostra, justificado pela afinidade geoquímica do Rb com o K, substituindo o último em minerais siliciclásticos presentes em sedimentos terrígenos. As razões Rb/Sr calculadas variam de 0,001 a 0,057. Os teores de Rb e Sr foram determinados em 18 amostras como mostra a Tabela 2.

Como sugerido por alguns autores (Jacobsen & Kaufman 1999, Fölling & Frimmel 2002, Halverson *et al.* 2007), os resultados são satisfatórios para este tipo de estudo isotópico quando realizado em amostras com baixas concentrações de Rb e altas concentrações de Sr (> 300 ppm), resultando em baixas razões Rb/Sr (< 0,001). Das 18 amostras analisadas, 11 têm razões Rb/Sr=0,001, sendo que para as demais, apenas a amostra 11-PGL-33 ultrapassa consideravelmente o limite definido (Rb/Sr=0,057). As amostras 11-PGL-31 e 11-PGL-37 apresentam razões Rb/Sr iguais a 0,004 e 0,005, respectivamente, resultando em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais radiogênicas que a média da seção, 0,7079 e 0,7080, respectivamente. Para estes resultados, com exceção das amostras 11-PGL-31, 11-PGL-33 e 11-PGL-37, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se mostram confiáveis, ou seja, representam a composição da água do mar no momento de deposição dos carbonatos, sem influência significativa de Sr radiogênico, seja por decaimento radioativo do Rb ou por migração de fluidos ricos em Sr. As 18 amostras tiveram suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinadas, como mostra a Tabela 2.

Os resultados das análises geoquímicas de elementos maiores aliados aos teores de Rb e Sr, razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, permitem a avaliação de possíveis alterações pós-deposicionais através de diagramas geoquímicos, discutidos no item 6.1. Serão utilizados os parâmetros propostos por Fölling & Frimmel (2002), sendo eles, para os valores de $\delta^{13}\text{C}$, Mn/Sr<10, Fe/Sr<50 e $\delta^{18}\text{O}$ >-10‰, e para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Rb/Sr<0,001, Mn/Sr<0,5, Fe/Sr<3 e Ca/Sr<1000.

Tabela 1: Teores dos elementos maiores das rochas carbonáticas analisadas.

Amostra	(m)	Si (%)	Al (%)	Mn (%)	Mg (%)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	Ti (%)	P (%)	Fe (%)
11-PGL-03	2,0	0,22	0,04	0,02	0,15	39,65	<L.D.	0,02	0,02	0,06	0,13
11-PGL-05	4,0	0,56	0,13	0,02	0,20	38,87	<L.D.	0,07	0,03	0,06	0,20
11-PGL-11	10,4	0,59	0,12	0,02	0,22	38,98	<L.D.	0,03	0,02	0,05	0,19
11-PGL-13	12,9	0,58	0,13	0,02	0,17	38,84	<L.D.	0,07	0,03	0,05	0,18
11-PGL-18	17,9	0,81	0,18	0,02	0,21	38,49	<L.D.	0,10	0,03	0,05	0,24
11-PGL-23	23,2	1,78	0,26	0,02	0,22	37,49	<L.D.	0,16	0,04	0,07	0,21
11-PGL-27	27,6	0,19	0,04	0,02	0,17	39,39	0,02	0,02	0,02	0,04	0,14
11-PGL-33	33,6	4,71	0,94	0,02	2,01	31,37	<L.D.	0,62	0,08	0,04	0,77
11-PGL-35	35,6	0,34	0,07	0,02	0,14	39,12	0,04	0,04	0,02	0,07	0,20
11-PGL-41	42,0	0,37	0,11	0,02	0,17	38,87	0,02	0,07	0,03	0,06	0,15
11-PGL-43	44,1	0,97	0,23	0,02	0,22	37,99	0,02	0,12	0,04	0,06	0,24

Nota: L.D.= Limite de detecção. LD para Na₂O=0,01%.

Tabela 2: Teores de Rb e Sr, razões geoquímicas, parâmetros $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas carbonáticas da Seção PGL.

Amostra	(m)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Mg/Ca	Rb/Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Ca/Sr	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro (2 σ)
11-PGL-01	0								8,2	-7,4		
11-PGL-02	1,0								8,1	-7,1		
11-PGL-03	2,0	2	2563	0,004	0,001	0,060	0,519	155	7,9	-7,1	0,707489	0,000064
11-PGL-04	3,0								8,4	-8,5		
11-PGL-05	4,0	3	2755	0,005	0,001	0,056	0,711	141	8,4	-8,3	0,707588	0,000066
11-PGL-06	5,0								8,4	-7,2		
11-PGL-07	6,0								8,3	-7,3		
11-PGL-08	7,2								8,0	-8,5		
11-PGL-09	8,2								8,3	-8,1		
11-PGL-10	9,2								7,4	-7,0		
11-PGL-11	10,4	2	2809	0,006	0,001	0,055	0,672	139	8,0	-7,5	0,707532	0,000065
11-PGL-12	11,4								7,5	-8,4		
11-PGL-13	12,9	4	3393	0,005	0,001	0,046	0,536	114	8,2	-7,1	0,707212	0,000062
11-PGL-14	13,9								7,8	-8,0		
11-PGL-15	14,9	4	2917		0,001				8,3	-8,1	0,707357	0,000049
11-PGL-16	15,9								8,4	-9,3		
11-PGL-17	16,9								8,4	-6,8		
11-PGL-18	17,9	5	2758	0,005	0,002	0,056	0,862	140	8,5	-7,4	0,707563	0,000058
11-PGL-19	18,9								8,4	-7,1		
11-PGL-20	19,8	5	2541		0,002				7,2	-7,7	0,707569	0,000046
11-PGL-21	20,8								8,2	-8,3		
11-PGL-22	21,8								8,2	-8,3		
11-PGL-23	23,2	7	3650	0,006	0,002	0,064	0,575	103	7,8	-8,4	0,707513	0,000072
11-PGL-24	24,4								8,0	-7,8		
11-PGL-25	25,5	2	2715		0,001				8,1	-8,4	0,707275	0,000038
11-PGL-26	26,6								5,8	-8,2		
11-PGL-27	27,6	3	2260	0,004	0,001	0,069	0,619	174	8,1	-7,7	0,707723	0,000063

Tabela 2: Continuação.

Amostra	(m)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Mg/Ca	Rb/Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Ca/Sr	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro (2σ)
11-PGL-28	28,6								7,4	-8,5		
11-PGL-29	29,6	2	1852		0,001				7,8	-8,5	0,707667	0,000049
11-PGL-30	30,1								8,1	-8,9		
11-PGL-31	31,6	8	2355		0,004				8,9	-9,7	0,707886	0,000047
11-PGL-32	32,6								1,9	-9,3		
11-PGL-33	33,6	26	462	0,064	0,057	0,503	16,655	679	1,2	-9,3	0,710434	0,000038
11-PGL-34	34,6								3,6	-9,4		
11-PGL-35	35,6	3	2704	0,004	0,001	0,086	0,750	145	6,0	-9,3	0,708776	0,000064
11-PGL-36	36,6								8,9	-9,2		
11-PGL-37	37,8	10	2223		0,005				8,2	-9,3	0,707978	0,000042
11-PGL-38	38,8								9,1	-9,2		
11-PGL-39	39,8	2	2855		0,001				9,5	-7,9	0,707478	0,000043
11-PGL-40	41,0								9,3	-8,1		
11-PGL-41	42,0	4	3200	0,005	0,001	0,048	0,481	121	9,9	-8,3	0,707745	0,000062
11-PGL-42	43,1								10,2	-8,1		
11-PGL-43	44,1	6	2961	0,006	0,002	0,052	0,803	128	9,8	-9,1	0,707672	0,000068
11-PGL-44	45,4								10,2	-7,6		

Nota: A precisão das análises é de 0,05‰ para $\delta^{13}\text{C}$ e 0,07‰ para $\delta^{18}\text{O}$. Os valores marcados em amarelo estão fora dos limites adotados por este trabalho para que a composição isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seja considerada primária.

5.2.2. Elementos Terras Raras

Os teores de Elementos Terras Raras (ETR) e outros elementos das 11 amostras de rochas carbonáticas analisadas são apresentados na Tabela 3 e as razões Y/Ho e os parâmetros Ce/Ce* e Pr/Pr* na Tabela 4. A Figura 31 mostra o diagrama de distribuição dos ETR normalizados em relação ao padrão PAAS para as amostras da Seção Parque Gruta da Lapinha.

O diagrama normalizado mostra um comportamento planar das amostras, com pequeno empobrecimento em ETR leves e um empobrecimento geral de ETR em relação ao padrão PAAS. As exceções são as amostras 11-PGL-03 e 11-PGL-27, que apresentam um empobrecimento em ETR leves mais acentuado em relação aos demais ETR. As razões Y/Ho variam de 25,0 a 45,7, os parâmetros Ce/Ce* variam de 0,53 a 1,90 e os parâmetros Pr/Pr* de 0,68 a 1,37.

Como apresentado no item 3.4, os teores de ETR em rochas carbonáticas podem sofrer contaminações por minerais detríticos, muito mais enriquecidos em ETR. A avaliação de possíveis alterações no registro dos ETR nas amostras estudadas é apresentada no item 6.3, por meio de correlações dos elementos Al, Th, Zr e a somatória dos ETR (Σ ETR), além da utilização dos limites propostos por Frimmel (2009) e Ling *et al.* (no prelo) de $Zr < 4$ ppm, $Al < 0,35\%$, $Fe < 0,45\%$, $Th < 0,5$ ppm, $Sc < 2$ ppm, $\Sigma ETR < 12$ ppm e razões $Y/Ho > 36$.

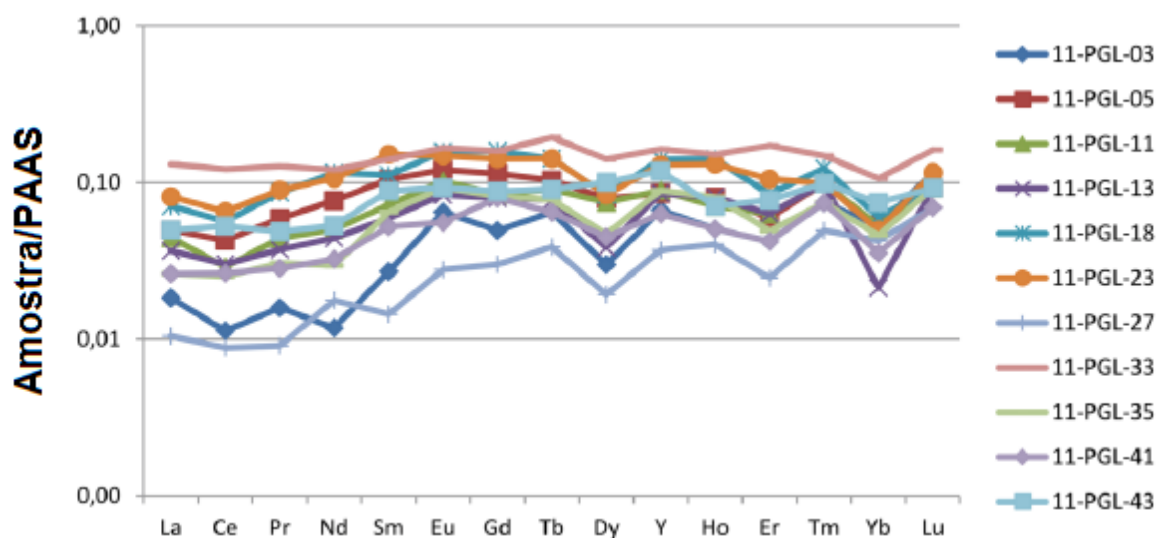


Figura 31: Diagrama de distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS das amostras de rochas carbonáticas da Seção PGL.

Tabela 3: Teores dos Elementos Terras Raras, Zr e Σ ETR das amostras de rochas carbonáticas da Seção PGL.

Amostra	(m)	Ce (ppm)	Dy (ppm)	Er (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Ho (ppm)	La (ppm)	Lu (ppm)	Nd (ppm)	Pr (ppm)	Sc (ppm)	Sm (ppm)	Tb (ppm)	Th (ppm)	Tm (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	Σ ETR	Zr (ppm)
11-PGL-03	2,0	0,9	0,14	0,12	0,07	0,23	0,05	0,7	0,05	0,4	0,14	<1	0,15	0,05	<0,2	0,03	1,8	0,15	4,98	1,8
11-PGL-05	4,0	3,4	0,37	0,17	0,13	0,53	0,08	1,9	0,04	2,6	0,52	<1	0,58	0,08	0,3	0,04	2,3	0,15	12,89	3,3
11-PGL-11	10,4	2,3	0,35	0,18	0,11	0,39	0,07	1,7	0,04	1,7	0,39	<1	0,40	0,07	0,2	0,04	2,4	0,15	10,29	2,3
11-PGL-13	12,9	2,4	0,18	0,18	0,09	0,37	0,08	1,4	0,04	1,5	0,33	<1	0,33	0,06	0,4	0,04	2,3	0,06	9,36	2,8
11-PGL-18	17,9	4,5	0,39	0,24	0,17	0,74	0,14	2,7	0,04	3,9	0,76	<1	0,62	0,11	0,3	0,05	3,8	0,17	18,33	3,9
11-PGL-23	23,2	5,2	0,39	0,30	0,16	0,66	0,13	3,1	0,05	3,6	0,79	<1	0,84	0,11	0,5	0,04	3,5	0,14	19,10	6,9
11-PGL-27	27,6	0,7	0,09	0,07	0,03	0,14	0,04	0,4	0,03	0,6	0,08	<1	0,08	0,03	<0,2	0,02	1,0	0,12	3,43	1,0
11-PGL-33	33,6	9,7	0,66	0,49	0,18	0,74	0,15	5,0	0,07	4,1	1,12	2	0,78	0,15	1,7	0,06	4,4	0,30	27,90	21,6
11-PGL-35	35,6	2,0	0,22	0,14	0,10	0,38	0,08	1,0	0,04	1,0	0,27	<1	0,36	0,06	<0,2	0,03	2,4	0,13	8,21	1,4
11-PGL-41	42,0	2,1	0,21	0,12	0,06	0,37	0,05	1,0	0,03	1,1	0,25	<1	0,29	0,05	0,2	0,03	1,7	0,10	7,46	2,9
11-PGL-43	44,1	4,2	0,47	0,22	0,10	0,41	0,07	1,9	0,04	1,8	0,43	<1	0,49	0,07	0,5	0,04	3,2	0,21	13,65	6,7

Tabela 4: Razão Y/Ho e parâmetros Ce/Ce* e Pr/Pr* das amostras de rochas carbonáticas da Seção PGL.

Amostra	m.	Y/Ho	Ce/Ce*	Pr/Pr*
11-PGL-03	2,0	36,00	0,53	1,37
11-PGL-05	4,0	28,80	0,94	0,99
11-PGL-11	10,4	34,30	0,74	1,12
11-PGL-13	12,9	28,80	0,96	1,00
11-PGL-18	17,9	27,10	0,88	1,00
11-PGL-23	23,2	26,90	0,87	1,04
11-PGL-27	27,6	25,00	1,90	0,68
11-PGL-33	33,6	29,30	0,92	1,04
11-PGL-35	35,6	30,00	0,79	1,12
11-PGL-41	42,0	34,00	1,07	0,96
11-PGL-43	44,1	45,70	1,18	0,92

Nota: Os valores marcados em amarelo estão fora dos limites adotados por este trabalho para que os resultados sejam considerados primários.

5.3. Geoquímica isotópica de C, O e Sr

As análises dos isótopos estáveis de C e O em 44 amostras de rochas carbonáticas apresentaram valores que variam de 1,2 a 10,2‰ para $\delta^{13}\text{C}$ e -9,7 a -6,8‰ para $\delta^{18}\text{O}$. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram calculadas para as 18 amostras que tiveram seus teores de Rb e Sr analisados. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0,707212 a 0,710434. Os resultados são apresentados na Tabela 2. A Tabela 5 apresenta os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as cinco amostras que tiveram a composição isotópica de vênulas e lâminas recristalizadas determinadas e comparadas aos valores obtidos para as porções selecionadas para análise isotópica, livres de estruturas pós-deposicionais. Para as porções recristalizadas os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ variam de 1,61 a 8,23‰ e -9,65 a -7,04‰, respectivamente. A Figura 32 mostra a seção isotópica – estratigráfica.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ se mostram positivos e representam uma excursão positiva encontrada regionalmente no topo da Formação Sete Lagoas (Santos *et al.* 2000, Santos *et al.* 2004, Vieira *et al.* 2007b), com valores em torno de 8,0‰ na base da seção migrando para valores próximos de 10‰ no topo. Existem algumas hipóteses que tentam explicar essa alta nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, como aumento da bioprodutividade (Santos *et al.* 2000), aumento do soterramento de matéria orgânica (Santos *et al.* 2004, Vieira *et al.* 2007b) e processos pós deposicionais, como sulfato-redução e metanogênese, durante a eodiagênese (Kaufman & Knoll 1995, Faure 1986). Essas hipóteses são melhores discutidas no item 6.2.

O intervalo de 32,6 a 35,6 m apresentou um desvio dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, saindo de valores de 7,5 a 9,0‰ para 1,2‰, retornando gradualmente para 8,9‰, a 36,6 m da base da seção. Este intervalo corresponde a uma porção tectonicamente afetada da seção, com uma camada boudinada com falhas de empurrão associadas, a aproximadamente 32 m da base, além de uma camada de calcissiltitos de coloração bege, localmente dolomitizados, provavelmente associados aos esforços responsáveis por tal deformação. Esse desvio é acompanhado pela curva das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, representado pelas amostras 11-PGL-31, 11-PGL-33, 11-PGL-35 e 11-PGL-37 com valores iguais a 0,7079, 0,7104, 0,7088 e 0,7080, respectivamente. As amostras 11-PGL-31, 11-PGL-33 e 11-PGL-37 apresentam razões Rb/Sr mais altas que as demais (0,004, 0,057 e 0,005, respectivamente), podendo ter influência de ^{87}Sr radiogênico por decaimento de ^{87}Rb , incorporado em componentes terrígenos, substituindo o K, além da perda de Sr durante a dolomitização, com substituição de Ca e Sr por Mg nos carbonatos. O resultado das análises geoquímicas da amostra 11-PGL-33 ilustram esses processos que alteram a assinatura isotópica primária dos carbonatos, por alteração pós-deposicional, com um aumento de Mg e diminuição em Ca e Sr, resultantes da dolomitização, e pelo maior teor de K e Rb dentre as amostras analisadas, o que indica uma maior contribuição terrígena, como será discutido no item 6.1. Adicionalmente, foram feitas análises de C e O em lâminas recristalizadas de cinco

amostras ao longo da seção, com objetivo de avaliar a diferença da composição isotópica entre essas lâminas e as porções preservadas, na mesma amostra, como mostra a Tabela 5, também discutido no item 6.1. Assume-se que esse trecho teve sua assinatura isotópica primária alterada pela interação com fluidos tectônicos/pós-deposicionais, de composição diferente da rocha encaixante, o que resultou em neomorfismo e recristalização mineral, como constatado em campo, no estudo petrográfico e nas análises geoquímicas, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não representativos do ambiente deposicional (Kaufman & Knoll 1995).

Já os valores de $\delta^{18}\text{O}$ se mostram negativos, sem oscilações significativas que acompanhem a curva de $\delta^{13}\text{C}$, maiores que -11‰ , o que segundo Kaufman *et al.* (1993) é um dos parâmetros necessários para que as composições isotópicas de C e Sr possam ser consideradas primárias. Porém, o parâmetro $\delta^{18}\text{O}$ é facilmente alterado pela interação com fluidos enriquecidos em ^{16}O durante diagênese meteórica (Veizer *et al.* 1999, Kah 2000) e sua utilização para este tipo de estudo não é efetivo.

Em geral, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se mostram próximas a 0,7075-0,7076 na base e de 0,7077 no topo. Alguns valores menos radiogênicos aparecem na base da seção, de 0,7072 a 0,7074, sendo que a avaliação da assinatura primária dessas razões será realizada por meio de diagramas geoquímicos, segundo os parâmetros propostos por Fölling & Frimmel (2002), no item 6.1.

Tabela 5: Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para porções preservadas e recristalizações para cinco amostras da Seção PGL.

AMOSTRA	(m)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰	$\delta^{13}\text{C}$ - recristalização (V-PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ - recristalização (V-PDB) ‰
11-PGL-10	9,2	7,38	7,04	-7,04	-6,97
11-PGL-22	21,8	8,23	6,65	-8,28	-7,95
11-PGL-31	31,6	8,88	7,89	-9,65	-9,33
11-PGL-32	32,6	1,92	1,61	-9,25	-9,16
11-PGL-39	39,8	9,48	8,23	-7,87	-8,18

Nota: Precisão para $\delta^{13}\text{C}$ é de 0,05‰ e para $\delta^{18}\text{O}$ é de 0,07‰

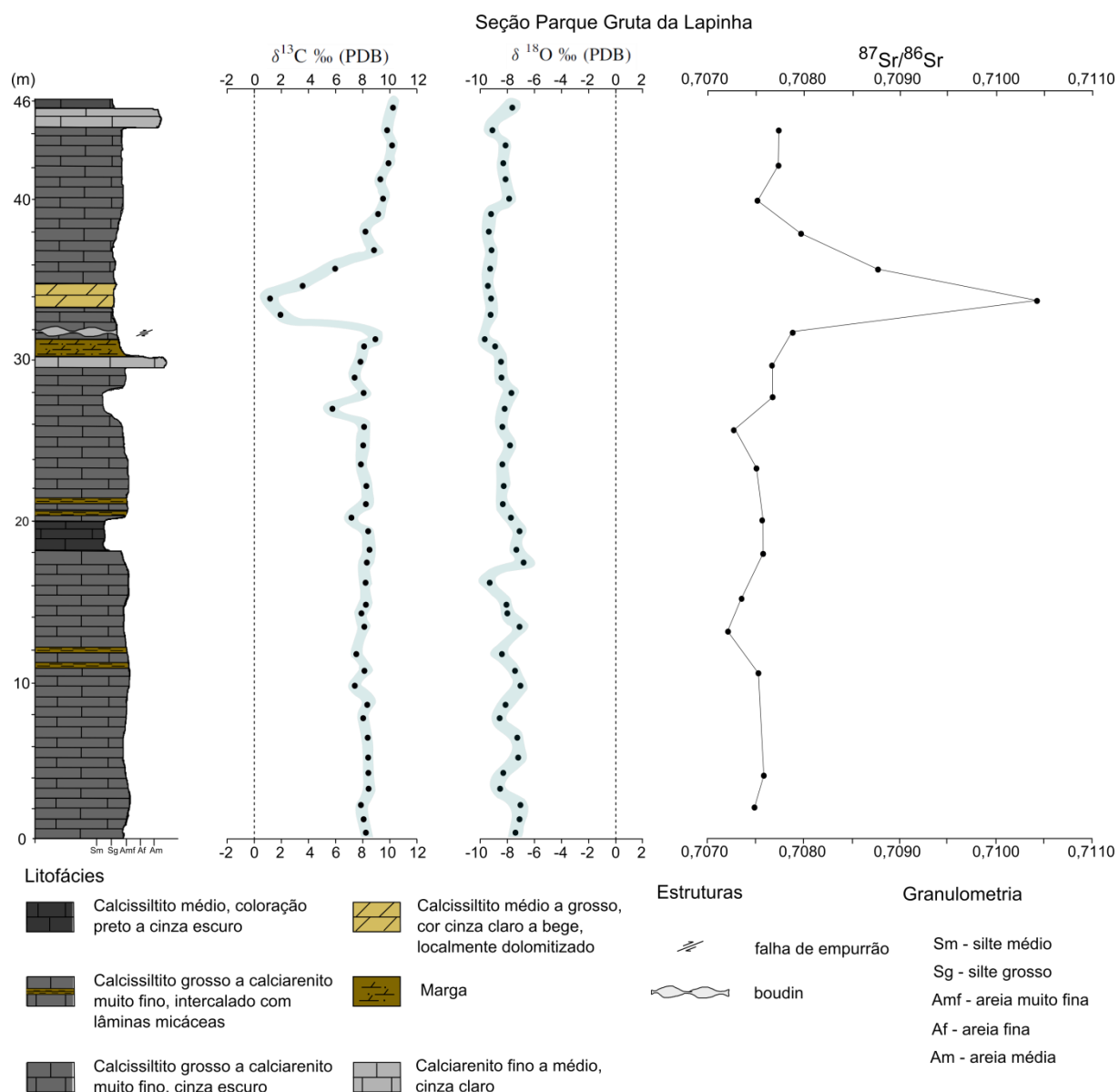


Figura 32: Seção isotópico-estratigráfica Parque Gruta da Lapinha (PGL), com os perfis dos comportamentos dos isótopos de C e O e das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

5.4. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd

As tabelas 6 e 7 mostram os dados isotópicos de U-Pb em zircão detrítico e Sm-Nd em rocha total, respectivamente, da amostra 11-PGL-PEL. Na datação U-Pb em zircão detrítico, para os grãos mais jovens que 800 Ma foram adotadas as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e, para os mais antigos, as idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.

Os 77 grãos de zircão da amostra 11-PGL-PEL apresentam como características granulometria silte médio a areia fina, cor amarelo-esverdeada a translúcida, em sua maioria prismáticos, com zoneamento ígneo oscilatório, alguns arredondados com zoneamento oscilatório e apenas um arredondado homogêneo escuro, como mostram as imagens de catodoluminescência (figuras 33 e 34). O diagrama concórdia e o histograma (figuras 35 e 36) mostram três populações principais de 625, 579 e 557 Ma, sendo a primeira a mais expressiva. Os grãos mais jovens obtidos possuem idades de 543 ± 6 Ma (Ediacarano) e 506 ± 4 Ma (Cambriano) e os mais antigos de 2087 ± 25 Ma (Riaciano) e 3325 ± 23 Ma (Paleoarqueano).

A idade T_{DM} Sm-Nd obtida para amostra 11-PGL-PEL é de 1,8 Ga, com ϵ_{Nd} negativo, igual a -13,6, sugerindo fontes de longa residência crustal (Figura 37). Por ser um método que utiliza o sistema rocha total, não necessariamente as fontes sugeridas são as mesmas daquelas indicadas pelo método U-Pb, representando uma média das idades T_{DM} dos protólitos das diferentes fontes.

Tabela 6: Dados isotópicos U/Pb obtidos pela técnica LA-ICP-MS em grãos de zircão detríticos da amostra 11-PGL-PEL.

Spot	Razões Radiogênicas						Idades (Ma)				Conc.(%)
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	erro%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erro%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
GL 1.1	0,9548	0,0178	0,1115	0,0012	0,0623	0,0009	682	7	678	32	100
GL 1.2	0,7094	0,0163	0,0880	0,0010	0,0593	0,0012	543	6	574	42	95
GL 2.1	7,2757	0,1331	0,4063	0,0043	0,1294	0,0019	2.198	20	2.087	25	105
GL 3.1	0,8165	0,0162	0,0983	0,0010	0,0603	0,0010	605	6	607	35	100
GL 4.1	0,8708	0,0186	0,1037	0,0011	0,0610	0,0011	636	7	633	38	100
GL 5.1	0,9000	0,0172	0,1059	0,0012	0,0614	0,0010	649	7	649	34	100
GL 6.1	2,0435	0,0417	0,1308	0,0016	0,1139	0,0017	792	9	1.864	27	43
GL 7.1	0,8072	0,0149	0,0962	0,0010	0,0608	0,0009	592	6	626	32	95
GL 8.1	0,8386	0,0159	0,1007	0,0010	0,0608	0,0010	618	6	626	34	99
GL 9.1	0,8560	0,0159	0,1025	0,0010	0,0609	0,0009	629	6	630	33	100
GL 10.1	0,8893	0,0185	0,1054	0,0011	0,0624	0,0011	646	6	683	38	95
GL 11.1	0,8251	0,0193	0,0989	0,0011	0,0602	0,0013	608	7	606	45	100
GL 12.1	0,8769	0,0170	0,1039	0,0012	0,0611	0,0009	637	7	637	33	100
1.1	0,8547	0,0115	0,1024	0,0009	0,0607	0,0005	629	5	621	17	101
2.1	0,8602	0,0117	0,1013	0,0009	0,0613	0,0005	622	5	644	17	97
3.1	0,7618	0,0107	0,0911	0,0008	0,0606	0,0005	562	5	619	19	91
4.1	0,8583	0,0114	0,1021	0,0009	0,0608	0,0005	627	5	624	17	100
5.1	0,8766	0,0115	0,1038	0,0009	0,0609	0,0005	637	5	629	17	101
6.1	0,8845	0,0121	0,1048	0,0009	0,0612	0,0005	642	5	641	17	100
7.1	0,8576	0,0118	0,1027	0,0009	0,0610	0,0005	630	5	633	19	100
8.1	21,6644	0,4656	0,5868	0,0065	0,2742	0,0041	2.976	27	3.325	23	90
9.1	0,8652	0,0118	0,1022	0,0010	0,0608	0,0005	627	6	625	17	100
10.1	0,7646	0,0108	0,0924	0,0008	0,0600	0,0006	570	5	596	20	96
11.1	0,6550	0,0131	0,0769	0,0011	0,0605	0,0005	478	7	616	19	78
12.1	0,8148	0,0109	0,0985	0,0009	0,0602	0,0005	606	5	605	18	100

Tabela 6: continuação.

Spot	Razões Radiogênicas						Idades (Ma)				Conc.(%)
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	erro%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erro%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
13.1	0,7842	0,0117	0,0939	0,0009	0,0604	0,0005	578	5	611	19	95
14.1	0,8357	0,0114	0,1007	0,0008	0,0606	0,0003	618	5	619	12	100
15.1	0,8278	0,0113	0,0986	0,0009	0,0610	0,0004	606	5	633	13	96
16.1	0,7959	0,0111	0,0956	0,0008	0,0601	0,0004	588	5	602	14	98
17.1	0,9109	0,0129	0,1073	0,0010	0,0617	0,0004	657	6	657	13	100
18.1	0,8740	0,0116	0,1038	0,0008	0,0607	0,0003	637	5	622	11	102
19.1	0,9243	0,0144	0,1084	0,0012	0,0618	0,0004	663	7	661	15	100
20.1	0,8638	0,0114	0,1024	0,0008	0,0609	0,0003	628	5	629	12	100
21.1	0,8550	0,0109	0,1021	0,0008	0,0609	0,0003	627	5	629	11	100
22.1	0,7284	0,0102	0,0898	0,0008	0,0604	0,0004	554	5	612	13	91
23.1	0,5682	0,0126	0,0716	0,0012	0,0572	0,0004	446	7	495	17	90
24.1	0,8531	0,0111	0,1016	0,0008	0,0610	0,0003	624	5	632	12	99
25.1	0,7663	0,0106	0,0923	0,0008	0,0599	0,0004	569	5	594	14	96
26.1	0,8941	0,0118	0,1060	0,0009	0,0612	0,0003	649	5	640	11	101
27.1	0,8714	0,0096	0,1046	0,0005	0,0607	0,0006	641	3	621	21	103
28.1	0,7405	0,0120	0,0903	0,0009	0,0598	0,0006	557	6	589	22	95
29.1	0,8363	0,0095	0,0991	0,0005	0,0611	0,0006	609	3	636	21	96
30.1	0,8701	0,0104	0,1036	0,0006	0,0611	0,0006	635	4	638	20	100
31.1	0,7397	0,0095	0,0892	0,0005	0,0599	0,0006	551	3	592	23	93
32.1	0,8608	0,0096	0,1025	0,0005	0,0609	0,0006	629	3	629	20	100
33.1	0,8052	0,0091	0,0955	0,0005	0,0609	0,0006	588	3	628	21	94
34.1	0,8942	0,0106	0,1074	0,0007	0,0611	0,0006	658	4	636	21	103
35.1	0,8647	0,0094	0,1026	0,0005	0,0615	0,0006	630	3	649	20	97
36.1	0,7908	0,0095	0,0940	0,0006	0,0600	0,0006	579	3	597	21	97
37.1	0,8343	0,0100	0,1005	0,0005	0,0605	0,0006	617	3	617	21	100

Tabela 6: continuação.

Spot	Razões Radiogênicas						Idades (Ma)				Conc.(%)
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	erro%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erro%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
38.1	0,8905	0,0095	0,1051	0,0005	0,0611	0,0006	644	3	635	20	101
39.1	0,8737	0,0103	0,1030	0,0006	0,0616	0,0006	632	4	653	20	97
40.1	0,7356	0,0123	0,0909	0,0009	0,0589	0,0009	561	6	559	33	100
41.1	0,8883	0,0104	0,1053	0,0008	0,0613	0,0007	645	5	643	26	100
42.1	0,7958	0,0094	0,0923	0,0007	0,0626	0,0007	569	4	689	26	83
43.1	0,9118	0,0123	0,1042	0,0009	0,0630	0,0008	639	5	704	27	91
44.1	0,8564	0,0112	0,1020	0,0010	0,0608	0,0008	626	6	627	27	100
45.1	0,7626	0,0120	0,0934	0,0010	0,0594	0,0008	575	6	576	28	100
46.1	0,8847	0,0113	0,1047	0,0010	0,0613	0,0007	642	6	643	26	100
47.1	0,6330	0,0153	0,0852	0,0013	0,0599	0,0017	527	8	595	61	89
48.1	0,7561	0,0113	0,0905	0,0009	0,0605	0,0008	559	5	615	29	91
49.1	0,8316	0,0115	0,1003	0,0009	0,0606	0,0009	616	5	618	30	100
50.1	0,8869	0,0109	0,1054	0,0009	0,0614	0,0007	646	5	646	26	100
51.1	0,8366	0,0100	0,0996	0,0008	0,0612	0,0007	612	5	640	26	96
52.1	4,6865	0,0707	0,2266	0,0025	0,1524	0,0018	1.317	13	2.368	21	56
53.1	0,7836	0,0057	0,0941	0,0003	0,0606	0,0004	580	2	619	13	94
54.1	0,8635	0,0044	0,1018	0,0002	0,0614	0,0003	625	1	647	10	97
55.1	0,8269	0,0072	0,0984	0,0006	0,0610	0,0003	605	4	632	12	96
56.1	0,8197	0,0048	0,0969	0,0003	0,0615	0,0003	596	2	651	10	92
57.1	0,8139	0,0048	0,0974	0,0002	0,0612	0,0004	599	1	639	12	94
58.1	0,8402	0,0052	0,1002	0,0003	0,0605	0,0003	616	1	616	12	100
59.1	0,8388	0,0046	0,0996	0,0003	0,0612	0,0003	612	2	640	11	96
60.1	0,8886	0,0091	0,1053	0,0004	0,0613	0,0006	645	3	646	19	100
61.1	0,7584	0,0048	0,0926	0,0003	0,0596	0,0004	571	2	582	13	98
62.1	0,6166	0,0102	0,0816	0,0008	0,0575	0,0006	506	4	504	22	100

Tabela 6: continuação.

Spot	Razões Radiogênicas						Idades (Ma)				Conc.(%)
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	erro%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erro%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
63.1	0,8153	0,0063	0,0984	0,0005	0,0606	0,0003	605	3	620	12	98
64.1	0,8704	0,0047	0,1035	0,0003	0,0610	0,0003	635	2	633	11	100
65.1	0,8125	0,0051	0,0977	0,0003	0,0603	0,0004	601	2	610	14	99

Nota: erros são 1-sigma.

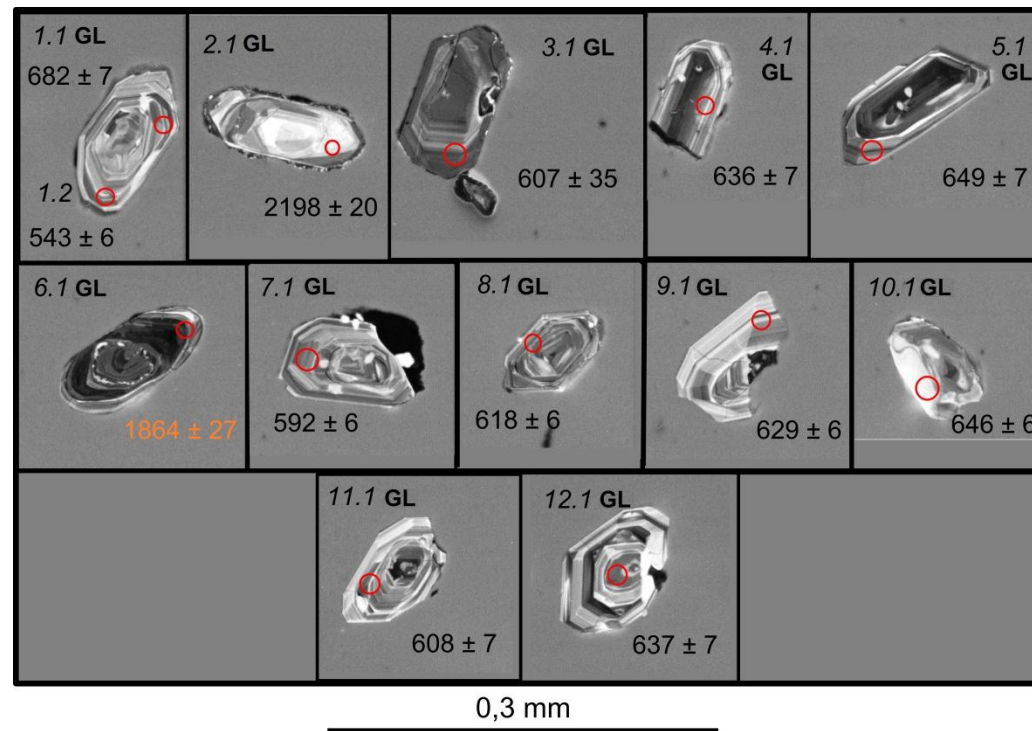
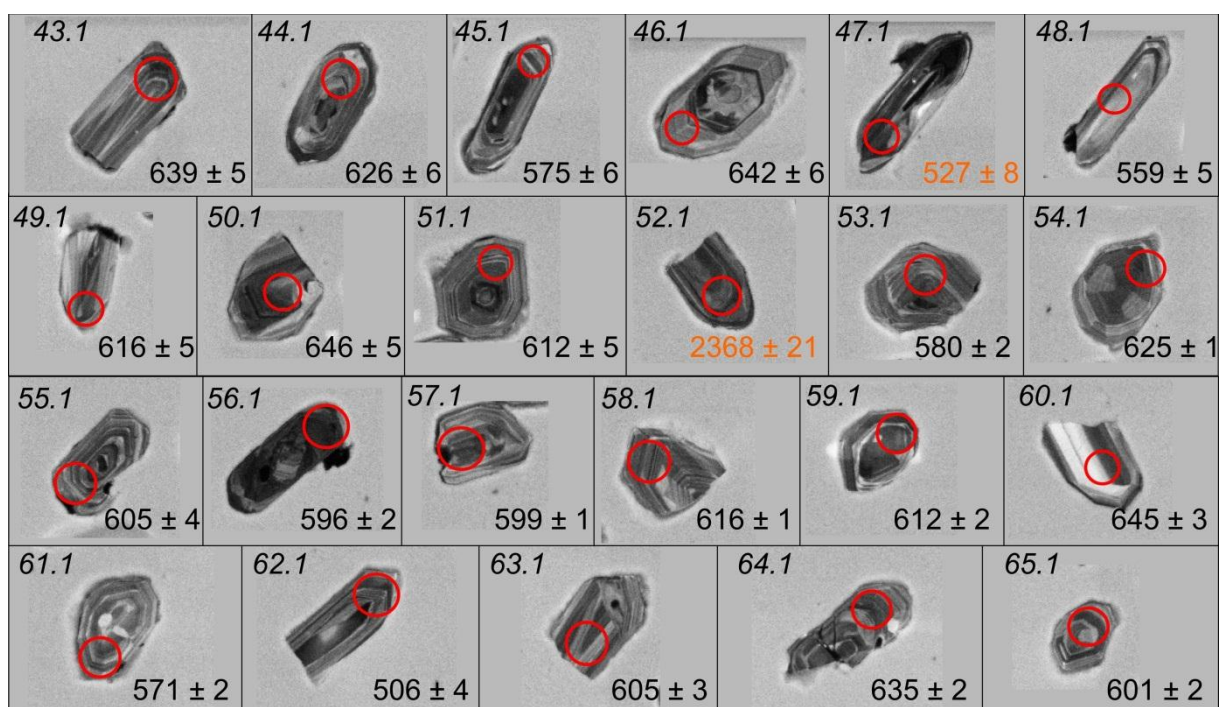


Figura 33: Imagem de catodoluminescência dos grãos de zircão detrítico da amostra 11-PGL-PEL. Os círculos vermelhos indicam os spots e as idades em laranja são discordantes.



0,3 mm



0,3 mm

Figura 34: Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão detrítico da amostra 11-PGL-PEL. Os círculos vermelhos indicam os spots e as idades em laranja são discordantes.

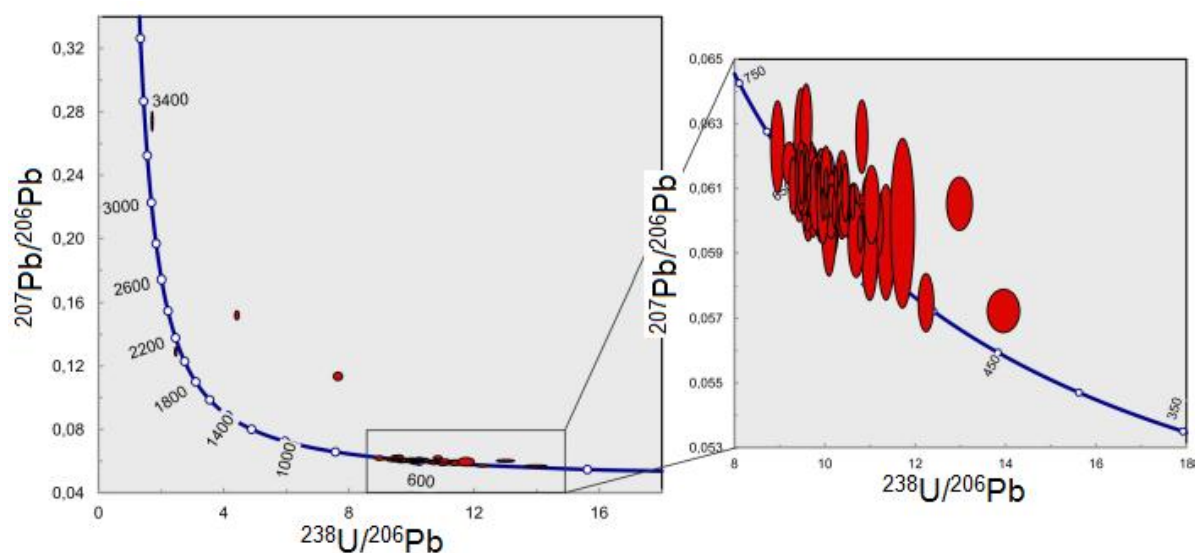


Figura 35: Diagrama concórdia Tera & Wasserburg (1972) para a amostra 11-PGL-PEL com detalhe do intervalo de 750 a 350 Ma.

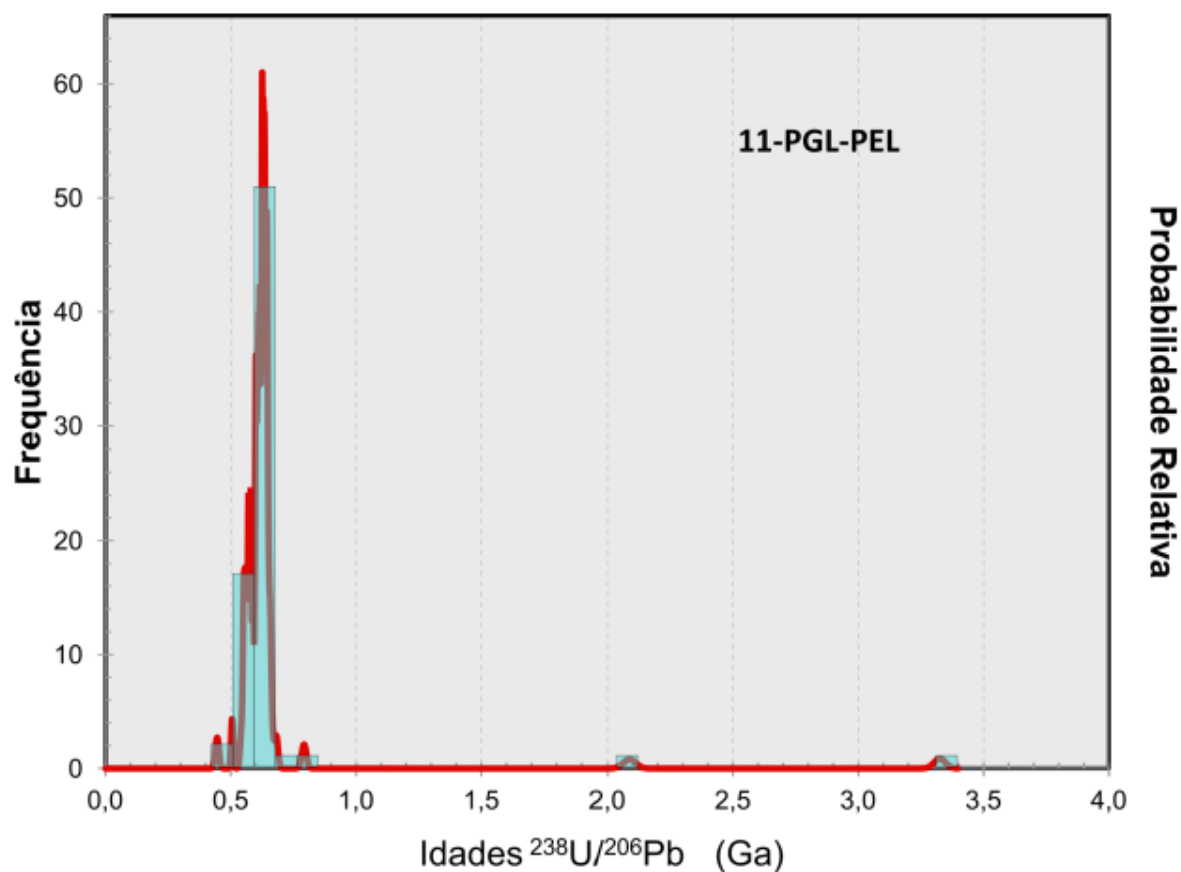


Figura 36: Histograma obtido com os dados geocronológicos de zircão detrítico da amostra 11-PGL-PEL. Foram utilizadas somente idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ com concordância entre 90-105%.

Tabela 7: Dados isotópicos de Sm-Nd obtidos para a amostra 11-PGL-PEL.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	erro ¹	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (2 σ)	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM}^1 (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$
11-PGL-PEL	1,425	7,191	0,1198	0,0007	0,511940	0,000014	-0,39	1,8	-13,61

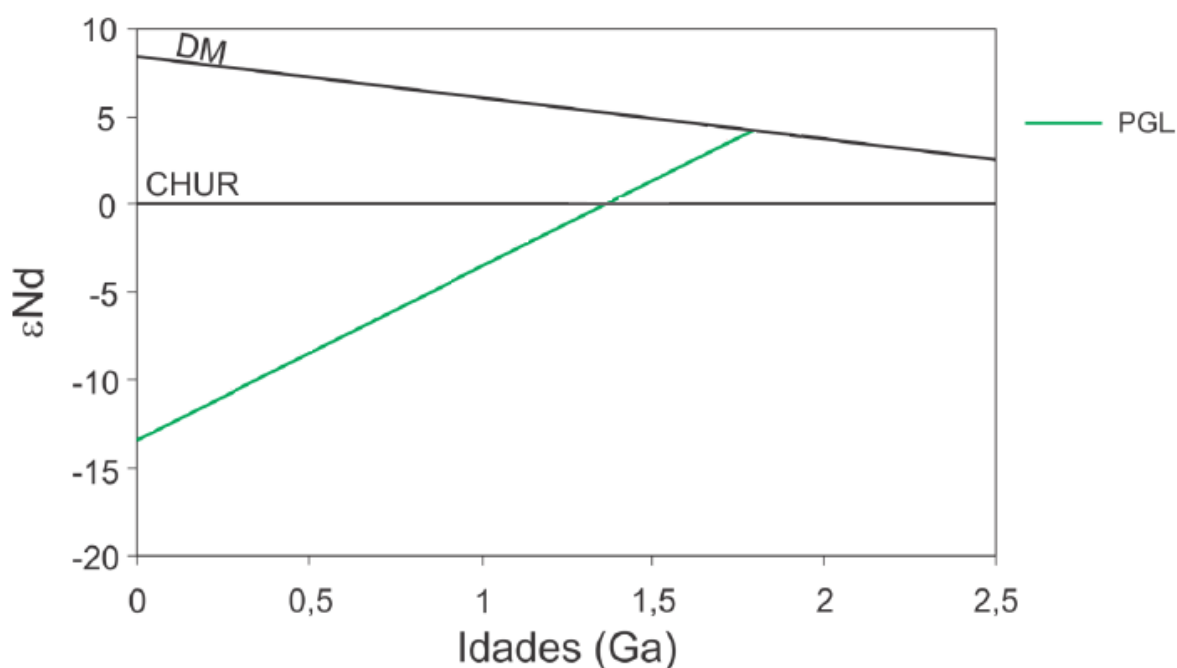


Figura 37: Idade Modelo Sm-Nd obtida em sistema Rocha Total para a amostra 11-PGL-PEL.

6. Discussão dos resultados

6.1. Identificação de assinaturas isotópicas primárias nos carbonatos

Alguns parâmetros são utilizados como indicadores da assinatura isotópica primária das amostras para utilização em estudos quimioestratigráficos com $\delta^{13}\text{C}$ e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999, Fölling & Frimmel 2002). Os processos pós-deposicionais que podem alterar a composição isotópica primária da rocha são a diagênese, a dolomitização e metamorfismo, devido à interação da rocha com fluidos intersticiais (item 3.3). Os principais indicadores são as razões Mn/Sr, Rb/Sr, Fe/Sr e o parâmetro $\delta^{18}\text{O}$. Os critérios utilizados neste trabalho seguem àqueles propostos por Fölling & Frimmel (2002), sendo eles, para o parâmetro $\delta^{13}\text{C}$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 10$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 50$ e $\delta^{18}\text{O} > -10\%$, e para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\text{Rb}/\text{Sr} < 0,001$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 0,5$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 3$ e $\text{Ca}/\text{Sr} < 1000$.

Para as 11 amostras com seus teores de elementos maiores analisados (tabelas 1 e 2), apenas a amostra 11-PGL-33 mostra razões geoquímicas acima dos limites propostos, com valores de $\text{Mn}/\text{Sr} = 0,503$ e $\text{Fe}/\text{Sr} = 16,65$. Esta amostra pertence à porção

tectonicamente afetada da seção, localmente dolomitizada. A Figura 38 apresenta os diagramas de correlações das razões geoquímicas, nos quais é notável o desvio da amostra 11-PGL-33 em relação às demais.

Os resultados das análises geoquímicas da amostra 11-PGL-33 confirmam o processo de dolomitização constatado em campo. Como mostra o diagrama Mg/Ca vs Mn/Sr (Figura 39), para essa amostra é observado um aumento nas razões Mn/Sr e Mg/Ca, condicionada por uma forte correlação positiva, ilustrando a troca de Ca e Sr por Mg durante o processo de dolomitização. O diagrama Mn vs Sr/Ca (Figura 39) mostra que a saída do Sr não é acompanhada pela entrada de Mn, que nesse caso, praticamente se mantém constante. Segundo Kah (2000), quando a dolomitização não é acompanhada por um aumento de Mn é provável que este processo tenha ocorrido sob baixa interação fluido/rocha, o que reforça a idéia de que o processo tenha sido tectônico e não diagenético, no qual os fluidos com influência de água meteórica seriam enriquecidos em Mn.

Os diagramas da Figura 40 mostram os efeitos da dolomitização sobre os isótopos de C e O. Nota-se que o aumento das razões Mg/Ca e Mn/Sr é acompanhado pela diminuição do valor de $\delta^{13}\text{C}$, durante o processo de dolomitização. Isto acontece porque os fluidos presentes são enriquecidos com o isótopo leve ^{12}C , promovendo a diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. O parâmetro $\delta^{18}\text{O}$ não apresenta o desvio observado nas curvas de $\delta^{13}\text{C}$ e das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, o que justifica a ausência de correlação com as razões Mg/Ca e Mn/Sr (Figura 40). Ressalta-se que os isótopos de O são facilmente alterados por processos meteóricos e por percolação de fluidos ricos em ^{16}O (Veizer *et al.* 1999, Font *et al.* 2006), e seu registro pode ter sido alterado ao longo de todo o tempo de exposição destas rochas, o que justifica sua curva uniforme.

A Tabela 5 apresenta os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as cinco amostras que tiveram a composição isotópica de veios determinadas e comparadas aos valores obtidos para as porções selecionadas para análise isotópica, livres de estruturas pós-deposicionais. Para os valores de $\delta^{13}\text{C}$, a amostra 11-PGL-32 (Figura 41), inserida no trecho tectonicamente afetado da seção, é a que apresenta a menor diferença entre a composição isotópica da recristalização e da porção isenta de tais estruturas, enquanto as demais amostras apresentam valores consideravelmente menores para as lâminas recristalizadas (Figura 42). Isso reforça a ideia de que no trecho deformado da seção ocorreu uma homogeneização isotópica pós-deposicional, promovida pelos fluidos responsáveis pela recristalização e formação de veios, enriquecidos em ^{12}C , não podendo ser considerada primária, enquanto o restante da seção apresenta composição isotópica consideravelmente distinta dessas estruturas, sugerindo que seu registro isotópico primário não foi alterado. Para os valores de $\delta^{18}\text{O}$ não foi observado uma diferença significativa entre as composições isotópicas dos veios e das porções isentas de recristalizações, o que ilustra a alta sensibilidade dos isótopos de O a processos pós-deposicionais, no qual estão presentes fluidos ricos em ^{16}O .

Das 18 amostras que tiveram os teores de Rb e Sr analisados (Tabela 2), 11 apresentam valores dentro do limite ($<0,001$), sendo que apenas as amostras 11-PGL-31, 11-PGL-33 e 11-PGL-37 ultrapassam consideravelmente este valor (0,004, 0,057 e 0,005, respectivamente). As demais amostras possuem valores iguais a 0,002. O diagrama Rb/Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 43) mostra a correlação positiva entre essas razões, devido ao decaimento radioativo de ^{87}Rb em ^{87}Sr , tornando as razões mais radiogênicas não representativas do ambiente de deposição das rochas. As amostras indicadas no diagrama se encontram na porção deformada e dolomitizada tectonicamente, sofrendo processo de perda de Sr, como ilustrado pela amostra 11-PGL-33 nos diagramas da Figura 39. A amostra 11-PGL-35 não apresentou razão Rb/Sr $>0,001$ e os demais parâmetros geoquímicos acima dos limites propostos, porém por se encontrar nesse trecho da seção, sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7088$ não será considerada primária, assim como as demais amostras deste intervalo. As altas razões Rb/Sr de algumas amostras podem ser resultados de uma maior contribuição terrígena, na qual o Rb substitui o K em minerais silicáticos, como as micas.

Dessa forma, conclui-se que o intervalo de 31,6 m a 37,8 m, a partir da base da seção (Figura 32), não pode ter seus dados isotópicos considerados primários, observado os desvios coincidentes dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Este desvio é resultado de alterações pós-deposicionais, de origem tectônica, como constatado em campo, por meio de camadas boudinadas e falhas inversas associadas, camadas localmente dolomitizadas. Adicionalmente as análises geoquímicas mostram que houve perda de Sr e Ca, substituídos por Mg, além da diminuição nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, pela presença do isótopo leve ^{12}C nos fluidos intersticiais que acompanham estes processos pós-deposicionais. As amostras que compõem o restante da seção têm seu registro isotópico primário preservado, representante da água do mar na época de deposição das rochas carbonáticas. Essas rochas não se apresentam deformadas ou com evidências de atividades hidrotermais, além de terem seus parâmetros geoquímicos dentro dos limites propostos para serem considerados primários.

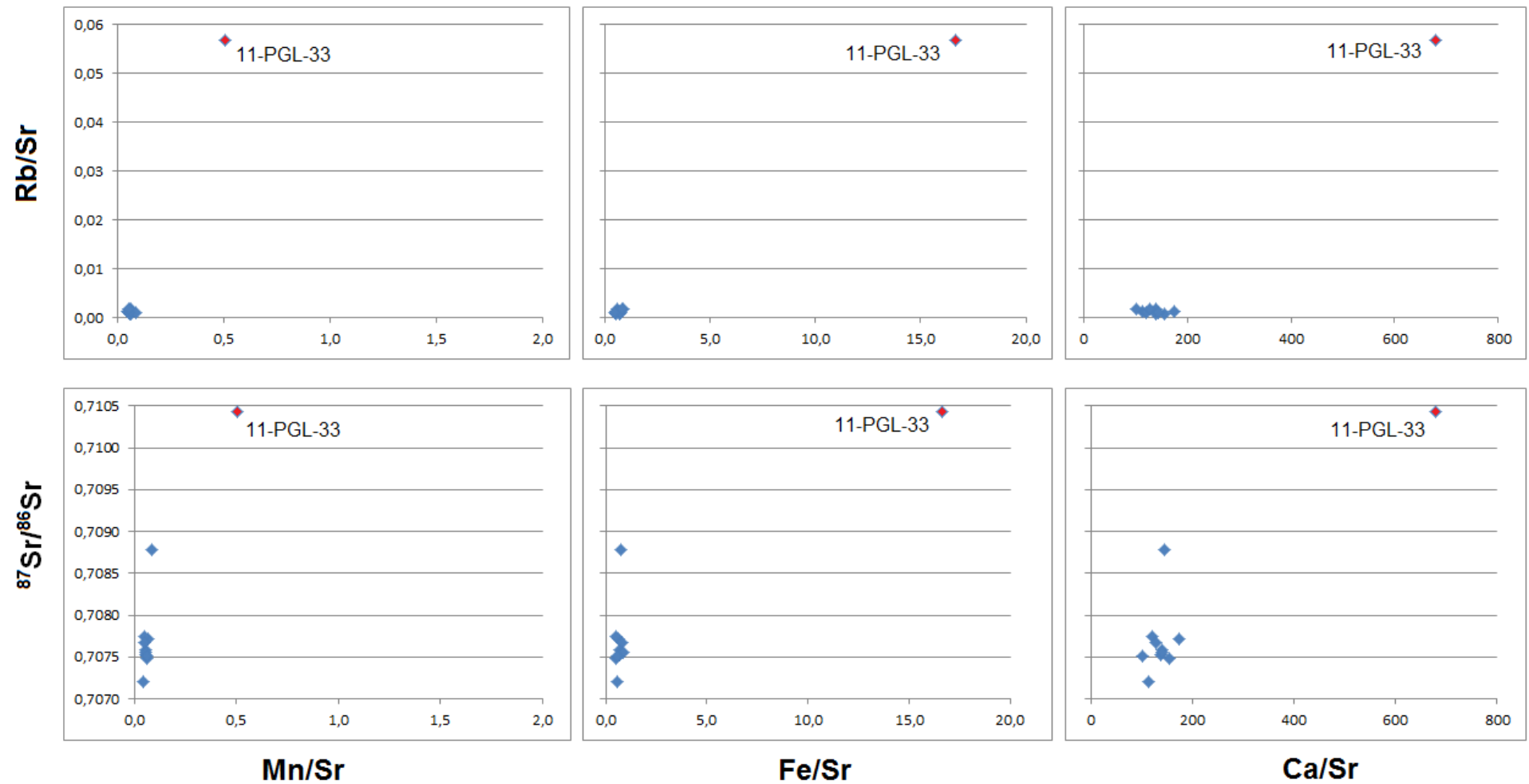


Figura 38: Diagramas geoquímicos para avaliação da assinatura isotópica primária das amostras de rochas carbonáticas da Seção PGL. Nota-se o desvio da amostra 11-PGL-33 em relação às demais.

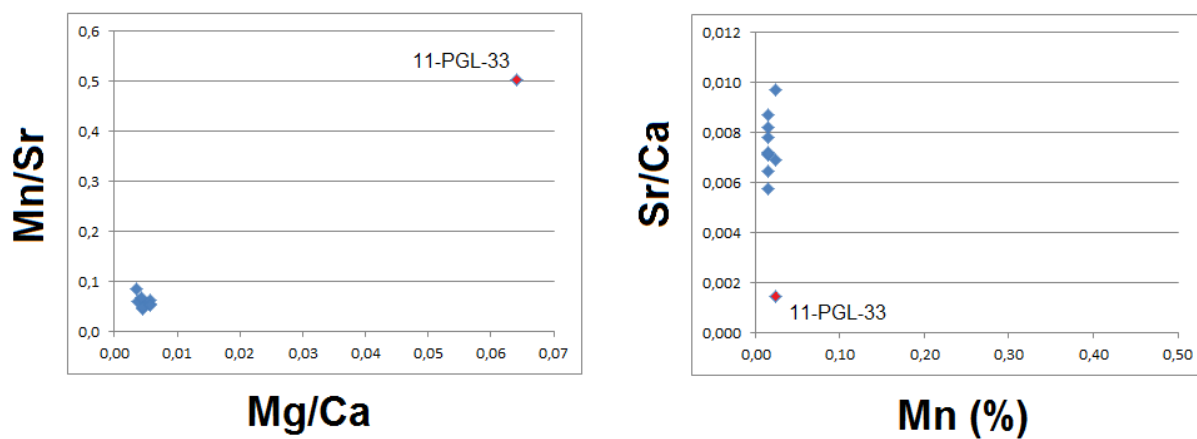


Figura 39: Diagramas de dispersão Mg/Ca vs Mn/Sr e Mn (%) vs Sr/Ca. Nota-se a correlação positiva entre Mn/Sr e Mg/Ca durante o processo de dolomitização e que a diminuição de Sr não foi acompanhada por incorporação de Mn.

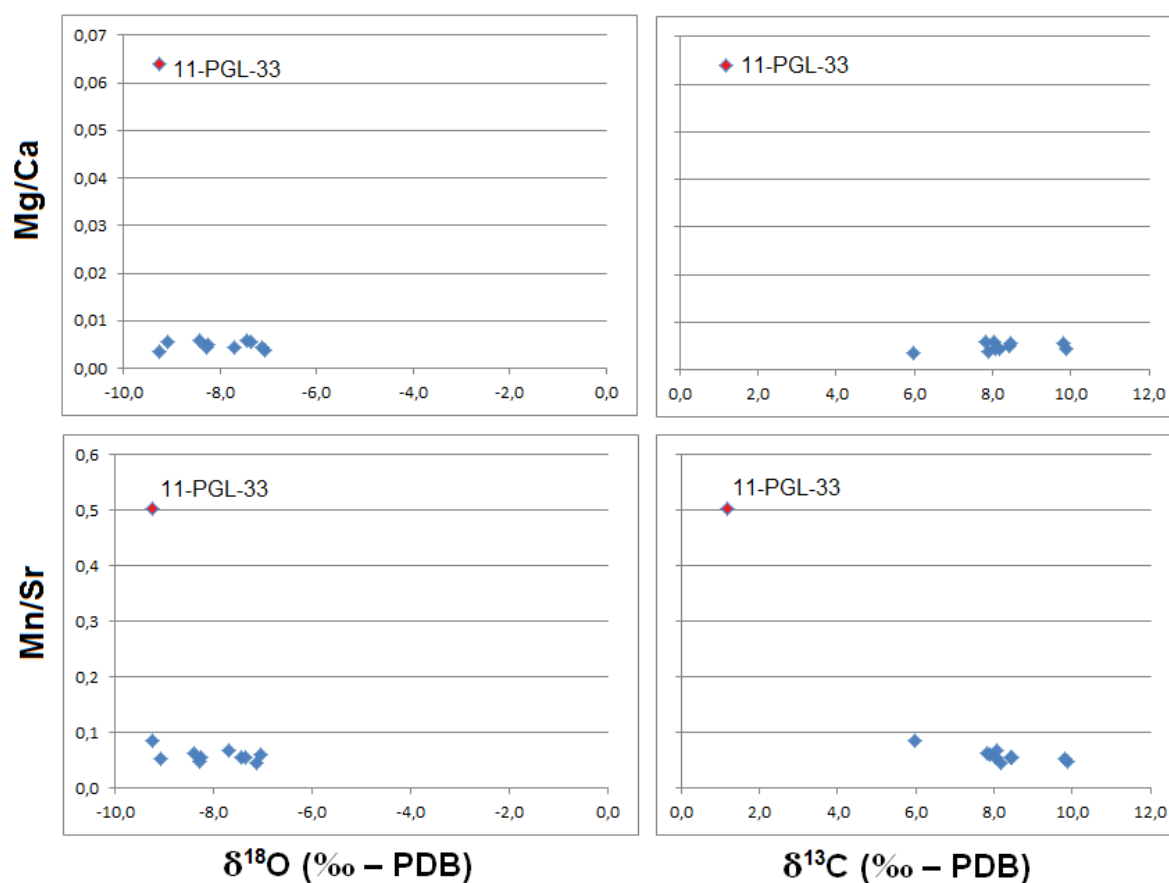


Figura 40: Diagramas de dispersão entre Mg/Ca e Mn/Sr vs $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Nota-se que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ não mostram correlação com o aumento das razões Mg/Ca e Mn/Sr, enquanto o $\delta^{13}\text{C}$ mostra uma correlação negativa.



Figura 41: Amostra 11-PGL-32, o círculo preto corresponde à porção recrystalizada da amostra e o círculo vermelho à porção isenta de recrystalizações. A composição isotópica entre elas pouco varia. Escala em centímetros.

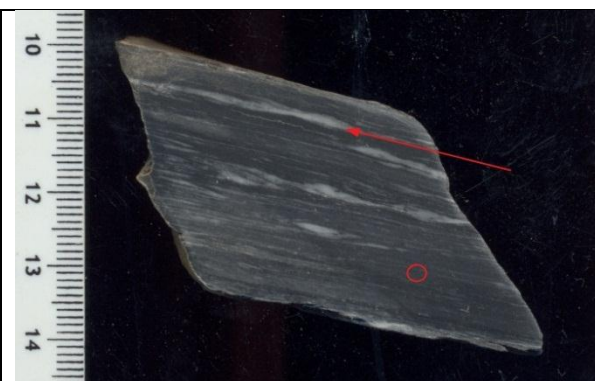


Figura 42: Amostra 11-PGL-39, a seta vermelha indica o veio concordante à laminação, correspondente à recrystalização, e o círculo vermelho mostra a porção da amostra livre de recrystalização. A composição isotópica de C no veio é consideravelmente menor. Escala em centímetros.

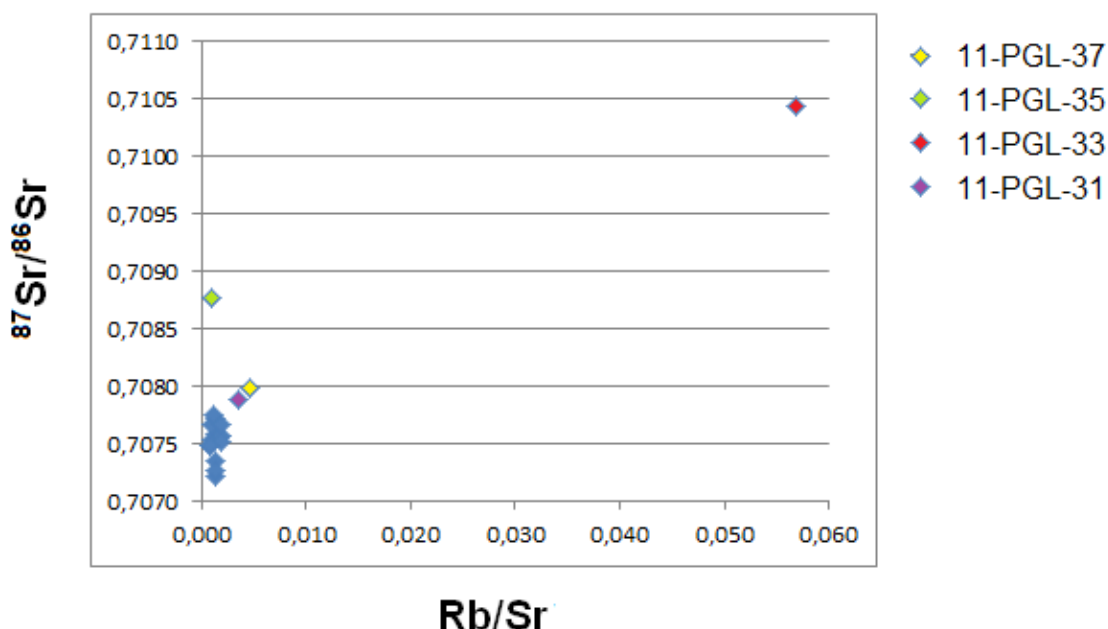


Figura 43: Diagrama de dispersão entre as razões Rb/Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mostrando uma correlação positiva.

6.2. Químioestratigrafia isotópica e correlações estratigráficas

Após a identificação das assinaturas isotópicas primárias das rochas carbonáticas da Seção PGL, é possível a utilização desses parâmetros como ferramenta para correlações estratigráficas. Devido às variações geográficas e batimétricas do parâmetro $\delta^{13}\text{C}$ (Melezhik *et al.* 2001, Frimmel 2010), procurou-se a correlação com seções de estudos realizados próximos ao município de Lagoa Santa, na porção oriental do Cráton São Francisco.

O critério químioestratigráfico utilizado para correlação estratigráfica é a excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ encontrada regionalmente no topo da Formação Sete Lagoas (Santos *et al.*

2000, Santos *et al.* 2004, Vieira *et al.* 2007b). Na seção estudada, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ migram de 8‰ na base a 10‰ no topo, podendo ser correlacionados aos valores observados na seção Mata Grande (MG) e no topo das seções Pedreira Canaã (CA) e Pedreira Cauê (CE), de Vieira *et al.* (2007b), no entorno do município de Sete Lagoas, e nas seções Jequitaí e Sete Lagoas, de Santos *et al.* (2004), localizadas nos municípios de respectivos nomes (Figura 44). A seção PGL também é correlacionável às seções estudadas por Paula-Santos (em prep.) no município de Lagoa Santa (MG).

Os fatores que controlam a assinatura primária de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos ainda são muito discutidos, existindo algumas hipóteses para os altos valores encontrados no topo da Formação Sete Lagoas. Santos *et al.* (2000) sugeriu que os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ estariam ligados ao aumento da bioprodutividade, enriquecendo o reservatório em ^{13}C , já que o ^{12}C é fixado preferencialmente no processo de fotossíntese. Santos *et al.* (2004) e Vieira *et al.* (2007b) sugerem a influência do aumento de soterramento de matéria orgânica, rica em ^{12}C , afetando o balanço entre os reservatórios de C orgânico e inorgânico o que também enriqueceria a água em ^{13}C , apoiados por estudos que correlacionam altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ a altos valores de COT (>5%) (Iyer *et al.* 1995). Essa associação leva a suspeita de condições anóxicas, correlacionadas por alguns autores a condições de estratificação óxido-redutoras, com mecanismo ainda não explicado. A coloração escura da maior parte das rochas carbonáticas da seção estudada provavelmente está associada à presença de matéria orgânica junto aos sedimentos. Processos pós-deposicionais, como sulfato-redução e metanogênese, também podem influenciar na composição isotópica durante a eodiagênese (Kaufman & Knoll 1995, Faure 1986). O enriquecimento em ^{13}C pode ser devido à formação de metano por craqueamento termal do querogênio, enriquecendo o gás em ^{12}C , o que põe o topo da Formação Sete Lagoas como uma das possíveis zonas geradoras das ocorrências de gás na Bacia do São Francisco (e.g. Babinski & Takaki 1987). De qualquer forma, estas hipóteses necessitam de maiores estudos e os resultados obtidos por este trabalho permitem apenas a utilização do parâmetro $\delta^{13}\text{C}$ como ferramenta de correlação estratigráfica, já que esta excursão é encontrada regionalmente no topo da unidade, e não para uma interpretação paleoambiental efetiva.

Além dos critérios quimioestratigráficos, o estudo sedimentológico da seção PGL também permite seu posicionamento no topo da Formação Sete Lagoas. É constituída em sua maioria por calcários de coloração preta a cinza escura, ricos em matéria orgânica, com laminação plano-paralela, granulometria predominante silte grosso, com alternâncias localizadas de areia fina a média, que remetem a calciturbiditos. Essas características sugerem um ambiente de águas profundas, de rampa externa, como sugerido por Vieira *et al.* (2007a) e, segundo o mapeamento do CPRM (2003), posicionam a seção no Membro Lagoa Santa, segunda sequência deposicional e topo da Formação Sete Lagoas.

Este Trabalho

Vieira *et al.* 2007b

Santos *et al.* 2004

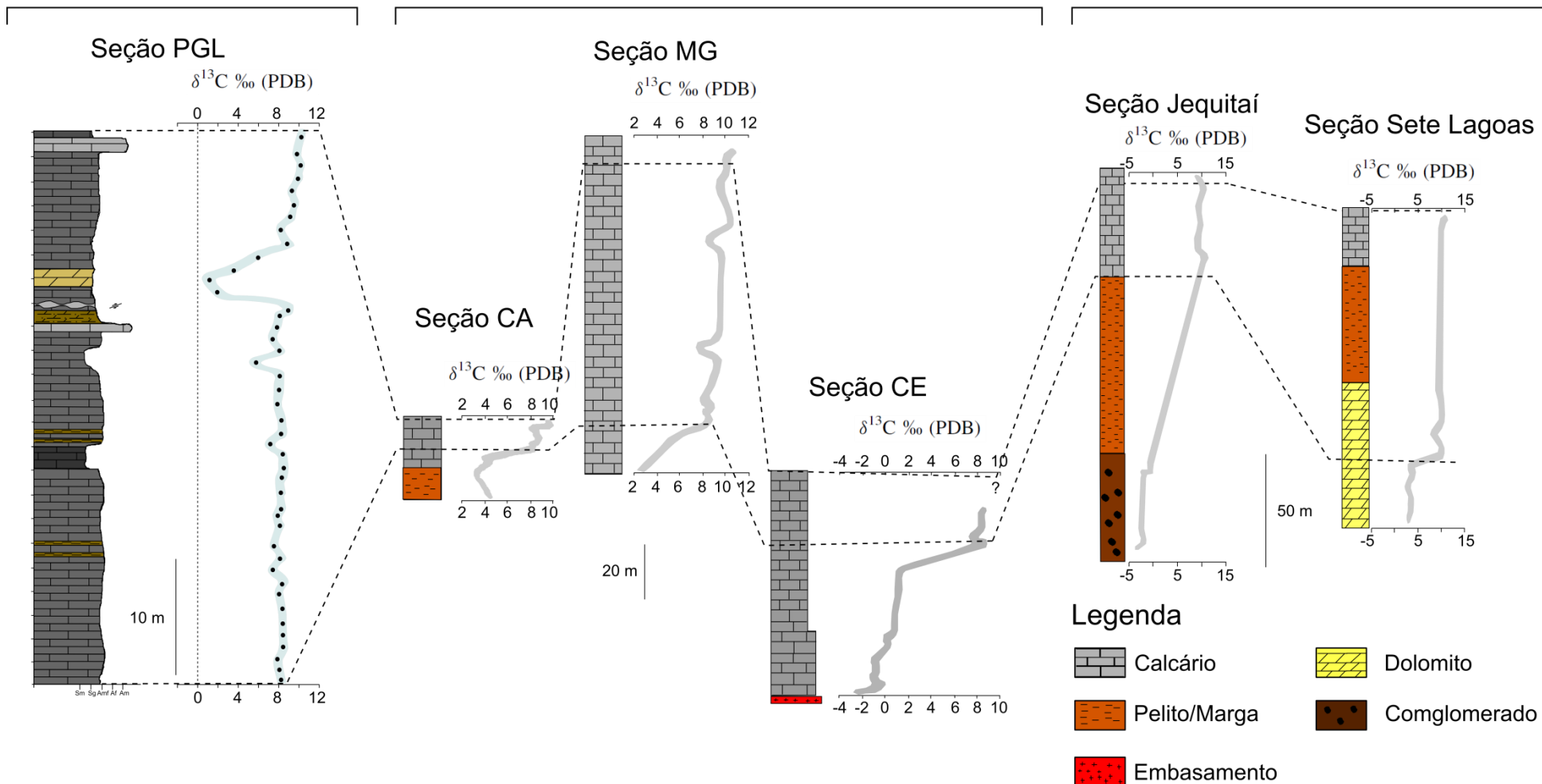


Figura 44: Correlações estratigráficas entre a seção PGL estudada e seções Canaã (CA), Mata Grande (MG) e Cauê (CE), estudadas por Vieira *et al.* (2007b), e as seções Jequitai e Sete Lagoas, estudadas por Santos *et al.* (2004).

6.3. Avaliação das assinaturas primárias dos Elementos Terras Raras

Como apresentado no item 3.4, apesar dos ETR em carbonatos não serem facilmente mobilizados durante a diagênese, além dos fluidos diagenéticos possuírem baixa concentração de ETR + Y (Banner & Hanson 1990, Webb *et al.* 2009), a alteração no registro primário desses elementos nas rochas carbonáticas pode ocorrer pela contaminação por minerais detríticos, com quantidades muito maiores de ETR quando comparados aos carbonatos. A contaminação pode ocorrer durante a diagênese, com a transferência dos ETR dos minerais detríticos para fases carbonáticas diagenéticas ou durante os procedimentos analíticos, na lixiviação da rocha com ácido acético (Frimmel 2009, Zhao *et al.* 2009, Ling *et al.*, no prelo).

Como sugerido na literatura, a identificação da contaminação das amostras analisadas foi realizada por meio de diagramas de correlação entre Al e Zr vs a somatória dos ETR (Σ ETR), na qual os elementos Al e Zr são representativos da composição dos minerais detríticos e sua correlação positiva com Σ ETR indica a contaminação por constituintes terrígenos (Figura 45). Frimmel *et al.* (2006) propõem a utilização dos diagramas Th vs Al e Sc vs Al, nos quais a contaminação por terrígenos também é evidenciada por uma correlação positiva, como mostra o diagrama de correlação Th vs Al apresentado na Figura 45. A correlação Sc vs Al não foi possível devido aos teores do elemento Sc estarem abaixo dos limites de detecção da técnica analítica aplicada (<1 ppm). Adicionalmente, foram utilizados os limites propostos por Frimmel (2009) e Ling *et al.* (no prelo) para que as amostras sejam consideradas representativas do ambiente marinho. São eles: Zr<4 ppm, Al<0,35%, Fe<0,45%, Th<0,5 ppm, Sc<2 ppm, Σ ETR<12 ppm e razões Y/Ho>36.

A partir destes critérios, apenas a amostra 11-PGL-03 se mostra dentro dos limites propostos (tabelas 1, 3 e 4), podendo ser considerada representativa da água do mar na época de deposição dos carbonatos. O diagrama de distribuição dos ETR normalizado em relação ao PAAS dessa amostra (Figura 46) mostra um leve enriquecimento em La, leve anomalia negativa em Ce, ausência da anomalia positiva de Y, característica de ambientes marinhos modernos, e anomalia negativa de Dy, não mencionada na literatura, além de um empobrecimento geral dos ETR em relação ao padrão PAAS. A razão de Y/Ho obtida é de 36, menor do que as encontradas nos oceanos modernos, porém semelhantes às encontradas na literatura para rochas carbonáticas neoproterozoicas (Frimmel 2009, Zhao *et al.* 2009, Ling *et al.*, no prelo). O parâmetro Ce/Ce* é de 0,53, dentro do encontrado para os oceanos atuais, o que sugere a oxigenação das águas durante a deposição dos carbonatos deste trecho da seção. Porém, segundo Ling *et al.* (no prelo), o parâmetro Ce/Ce* só é considerado válido para amostras com valores Pr/Pr* no intervalo de 0,95 a 1,05, sendo que a amostra 11-PGL-03 apresenta o parâmetro Pr/Pr*=1,37.

As demais amostras não foram consideradas representativas do ambiente marinho de deposição por ultrapassarem alguns dos limites propostos utilizados neste trabalho. Porém, os diagramas da Figura 45 mostram que apenas cinco amostras ultrapassam os limites propostos para ΣETR , três para Zr e apenas uma para Al, indicadas nos diagramas. As demais amostras não estão dentro dos limites em relação à razão $\text{Y}/\text{Ho} > 36$. Ressalta-se que a utilização dos ETR nas rochas carbonáticas em estudos paleoambientais é recente e os limites utilizados (Frimmel 2009, Ling *et al.*, no prelo) podem ser demasiadamente rigorosos. A Figura 47 mostra o diagrama de distribuição dos ETR normalizado em relação ao padrão PAAS para essas amostras, apresentando um comportamento planar, semelhante ao observado em águas fluviais, com exceção da amostra 11-PGL-27. Em sua maioria, as razões Y/Ho estão dentro do intervalo 27 – 30, típico da crosta continental superior (Kamber *et al.* 2005) e também sugerem influência de águas fluviais no ambiente de deposição (Frimmel 2009, 2010).

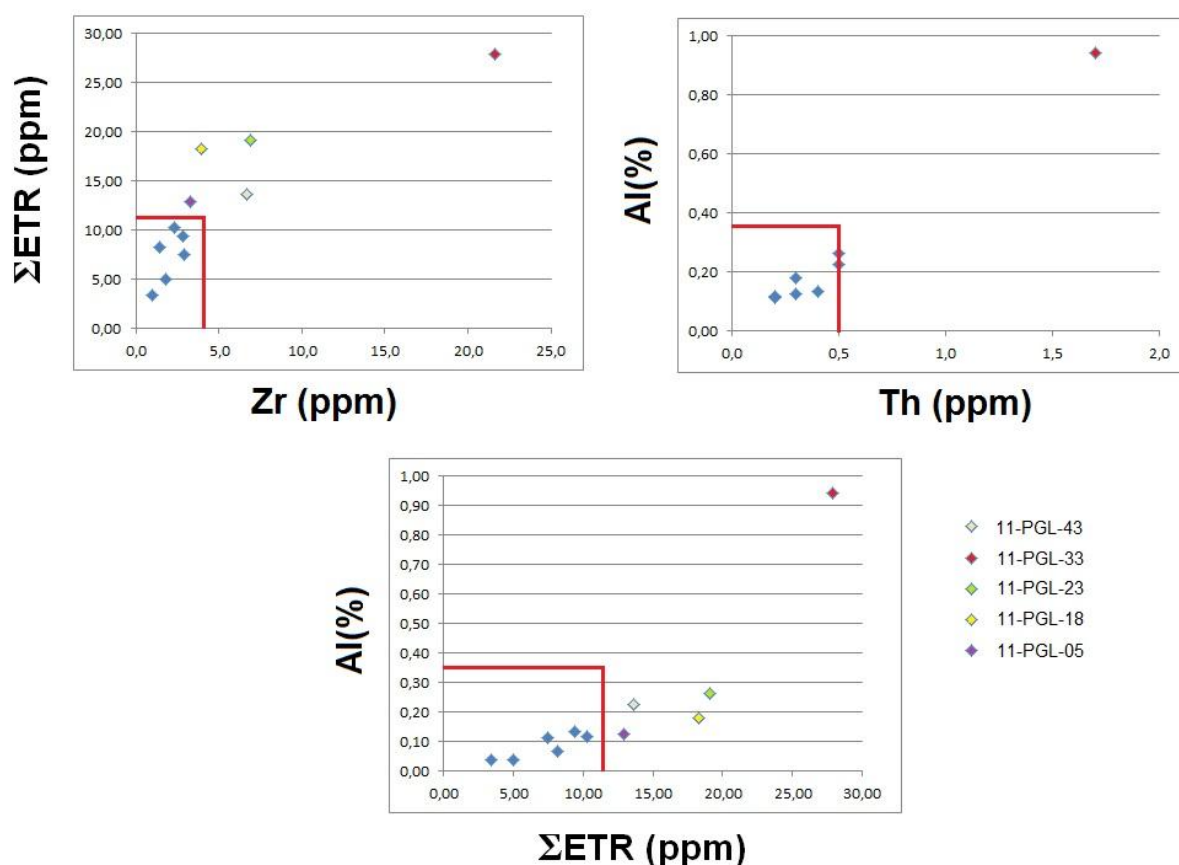


Figura 45: Diagramas de correlação Zr e Al vs ΣETR e Th vs Al. A correlação positiva encontrada em todos eles ilustra a contaminação por constituintes terrígenos na composição dos ETR das amostras analisadas. A área marcada em vermelho delimita os valores dentro dos limites propostos para os respectivos parâmetros.

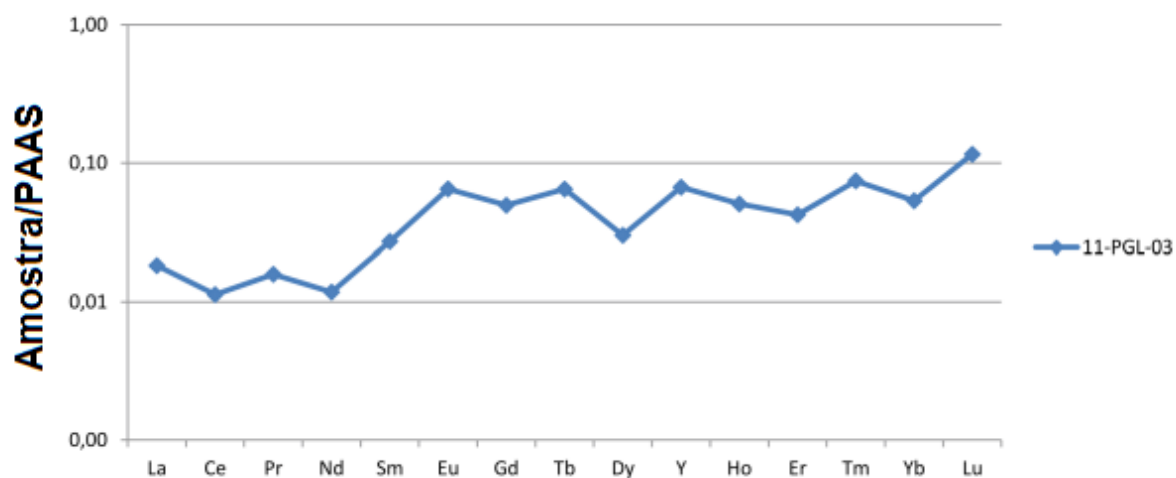


Figura 46: Diagrama de distribuição dos ETR normalizado em relação ao padrão PAAS para a amostra 11-PGL-03, considerada representativa do ambiente marinho de deposição dos carbonatos.

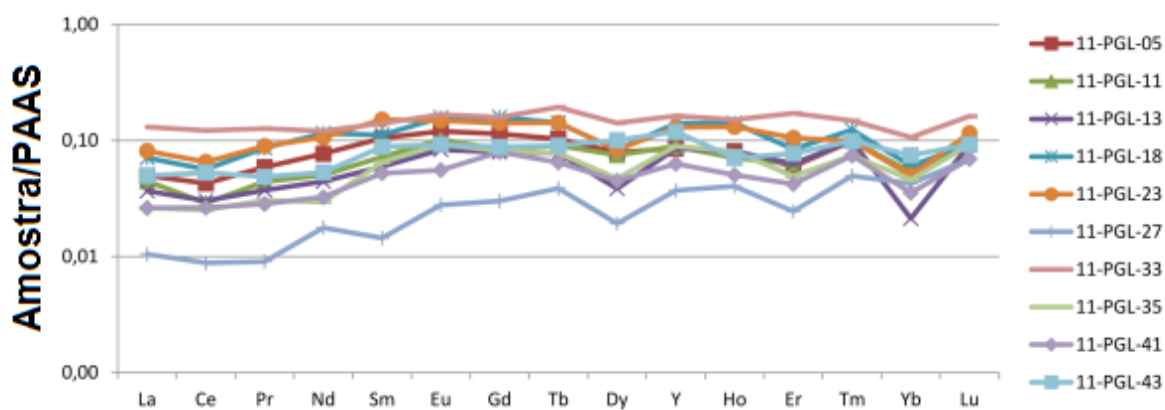


Figura 47: Diagrama de distribuição dos ETR normalizado em relação ao padrão PAAS para as demais amostras da seção PGL, consideradas como não representativas do ambiente marinho de deposição dos carbonatos, segundo os limites propostos por Frimmel (2009) e Ling *et al.* (no prelo).

6.4. Proveniência sedimentar e idade deposicional da Formação Sete Lagoas

As idades obtidas pelo método U-Pb em grãos de zircão detrítico variam de 3325 ± 23 Ma a 506 ± 4 Ma e mostram três populações principais (625, 579 e 557 Ma). A essas idades foram atribuídas como possíveis fontes as supersuítas ígneas da Faixa Araçuaí (Figura 48), propostas por Pedrosa-Soares *et al.* (2011), referentes a diferentes estágios do fechamento do oceano Adamastor que culminou com a colisão entre os crátons São Francisco e Congo, no fim do Ediacarano ao início do Cambriano.

A população mais expressiva, de 625 Ma, pode ser relacionada à supersuíte G1 (630 – 585 Ma), correspondendo a tonalitos e granodioritos, com assinatura geoquímica característica de arco magmático continental, pré-colisional em relação aos crátons São Francisco e Congo. As demais populações com idades aproximadas de 579 Ma e 557 Ma corresponderiam à supersuíte G2 (585 – 560 Ma), constituída por granitos tipo S, sin-colisionais. O zircão mais jovem datado, 100% concordante, apresenta idade de 506 ± 4 Ma, e pode ter como fonte os granitos pós-colisionais das supersuítas G4 e G5 (530 – 500 Ma e 520 – 480 Ma, respectivamente).

A idade máxima de deposição proposta para as rochas do Membro Lagoa Santa, segunda sequência deposicional da Formação Sete Lagoas, é de aproximadamente 560 Ma, referente à população mais jovem de grãos de zircão detrítico. A idade de 506 ± 4 Ma foi obtida em um único grão, podendo se tratar de um evento de perda de Pb. De qualquer forma, a idade proposta de 560 Ma é a mais jovem dentre as apresentadas na literatura até o momento.

Portanto, as populações com médias de idades de 579 e 557 Ma indicam que a segunda sequência deposicional da Formação Sete Lagoas tem sua evolução sedimentar posicionada próxima ao limite Ediacarano – Cambriano. Adicionalmente, se considerada a idade do grão 100% concordante mais jovem (506 ± 4 Ma), uma evolução cambriana pode ser proposta para esta sequência. Estas idades implicam que o Grupo Bambuí estaria em um contexto de bacia de antepaís em relação à Faixa Araçuaí, na porção oriental da bacia, como será discutido no próximo item.

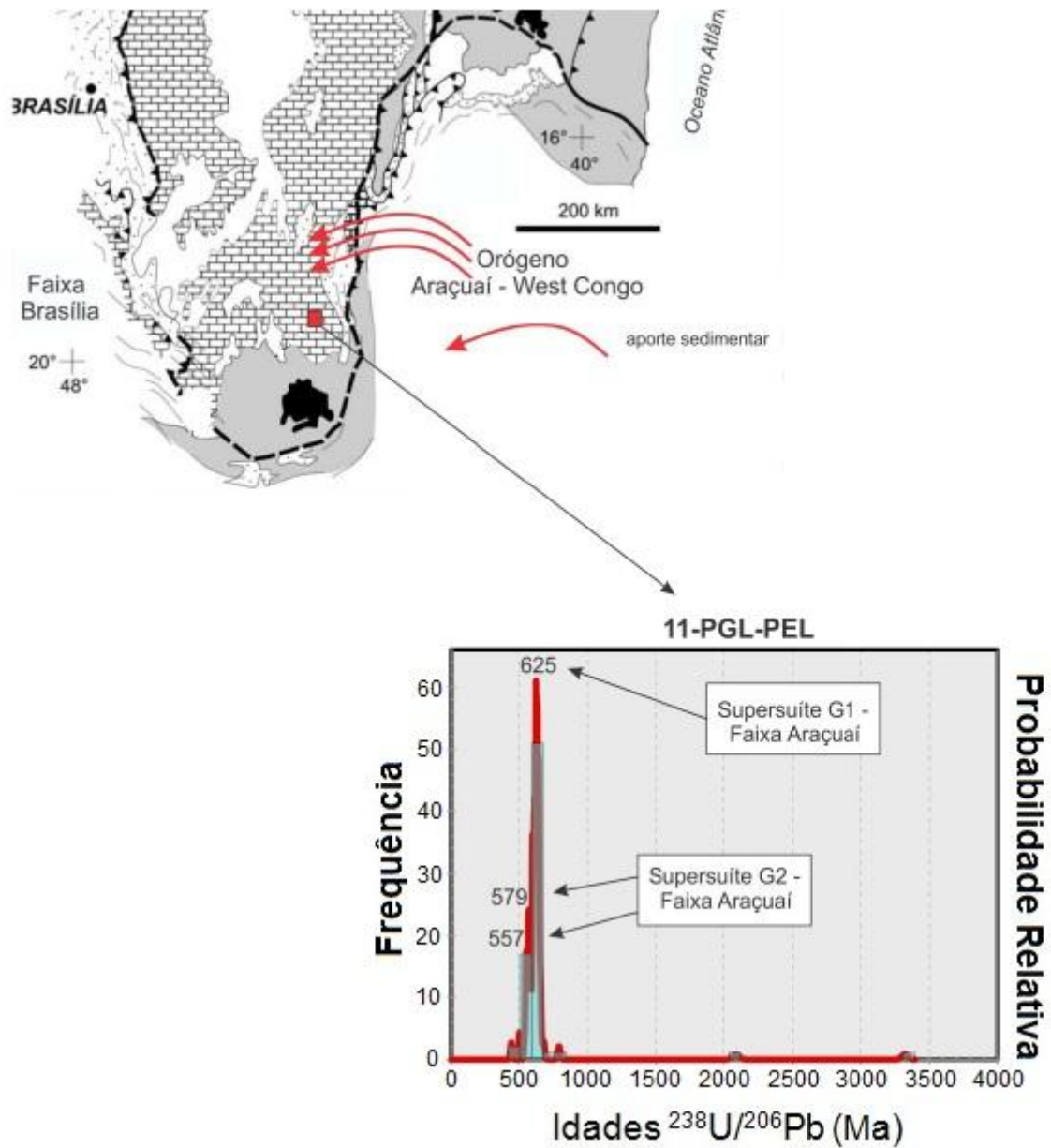


Figura 48: Figura esquemática da proveniência sedimentar proposta para as rochas da segunda sequência deposicional da Formação Sete Lagoas na porção oriental do Cráton São Francisco. O histograma da amostra 11-PGL-PEL indica como prováveis fontes as rochas das supersuítas ígneas da Faixa Araçuaí, propostas por Pedrosa-Soares *et al.* (2011) (extraído de Paula-Santos, em prep.).

6.5. Implicações das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e idades obtidas no contexto geotectônico do Grupo Bambuí

Como mostram as idades presentes na literatura até o momento, a primeira sequência deposicional da Formação Sete Lagoas possui idade de 740 ± 22 Ma, a partir da datação de uma capa carbonática pelo método isocrônico Pb-Pb (Babinski *et al.* 2007), enquanto a segunda sequência deposicional tem sua idade máxima de deposição proposta por este trabalho de 560 Ma, na porção oriental da bacia.

Rodrigues (2008) apresenta a idade máxima de deposição para a segunda sequência deposicional de 610 Ma. A partir dessa idade, Pimentel *et al.* (2011) colocam o Grupo Bambuí como bacia de antepaís em relação à Faixa Brasília, o que é apoiado por seções sísmicas apresentadas por Zalán & Romeiro-Silva (2007), sugerindo subsidência flexural próximo a esta faixa.

Na porção oriental da bacia, as idades obtidas por este trabalho indicam que a deposição das rochas do Grupo Bambuí, a partir da segunda sequência deposicional da Formação Sete Lagoas, se deu com a Faixa Araçuaí já edificada. Dessa forma, a Bacia Bambuí evoluiu em sua maior parte em um contexto geotectônico de antepaís em relação às suas faixas marginais, com a presença de um mar restrito.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais representativas obtidas por este trabalho (0,7075 – 0,7077) não correspondem às esperadas para o Ediacarano - Cambriano, segundo a curva de Sr proposta por Halverson *et al.* (2010) (Figura 49). Segundo Melezhik *et al.* (2001), espera-se para um mar restrito, sem conexão e homogeneização com os oceanos, razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais radiogênicas. Isto se deve à entrada de ^{87}Rb , oriundo do intemperismo de rochas da crosta continental, que decai para ^{87}Sr , aumentando a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação aos oceanos contemporâneos. O contexto é o mesmo proposto para o Grupo Bambuí, porém as razões se comportam de maneira diferente, menos radiogênicas em relação aos oceanos daquela época ($>0,7085$), como mostra a Figura 49.

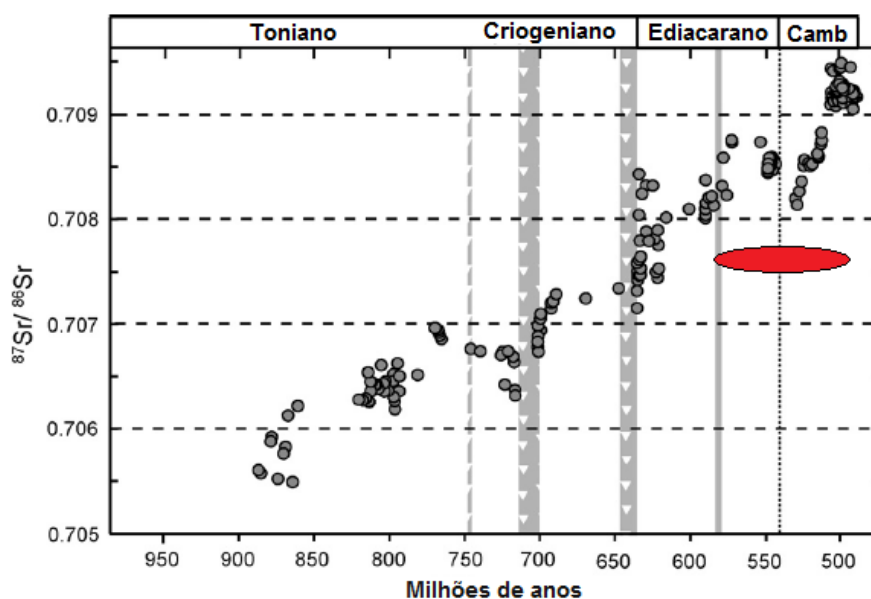


Figura 49: Curva de evolução das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante o Neoproterozoico e Cambriano, proposta por Halverson *et al.* (2010). As colunas em cinza marcam os intervalos das duas glaciações do Criogeniano, *Sturtian* e *Marinoan*, respectivamente. A elipse vermelha apresenta as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ representativas da Seção PGL posicionadas em relação às idades absolutas mais jovens encontradas por este trabalho (Modificado de Halverson *et al.* 2010).

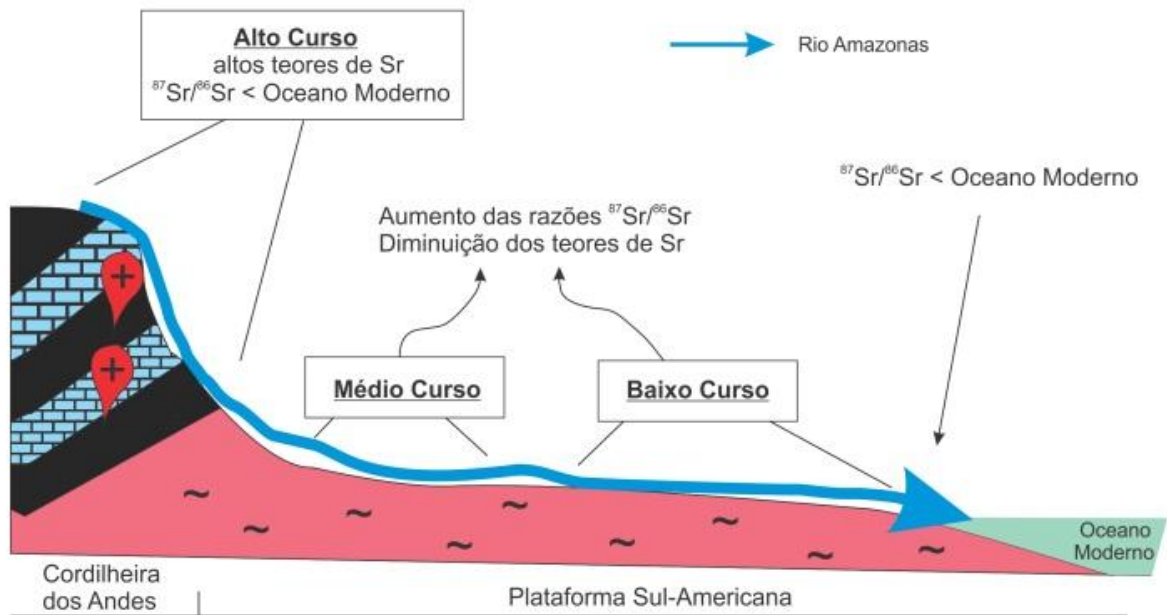
Palmer & Edmond (1992), por meio de um estudo das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rios modernos, como o Amazonas e Orinoco, ambos na América do Sul, mostram que os rios têm a composição isotópica de Sr controlada pelas rochas lixiviadas ao longo de seu curso. No exemplo da bacia hidrográfica do Rio Amazonas, o alto curso drena a região da Cordilheira dos Andes, com rochas carbonáticas, pelitos e evaporitos, além do embasamento pré-cambriano e granitos. Os carbonatos são mais facilmente intemperizados e possuem altos teores de Sr e baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, o que caracteriza as águas fluviais no alto curso. Conforme os rios atingem o médio e baixo curso, em regiões mais baixas e planas, o intemperismo das rochas silicáticas se torna mais efetivo, com menores teores de Sr, maiores teores de Rb e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais altas. Dessa forma, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se tornam mais radiogênicas à medida que os cursos dos rios fluem em direção aos oceanos, devido a maior interação com rochas silicáticas.

A partir deste trabalho, Paula-Santos (em prep.) propõe um modelo análogo para o contexto geotectônico do Grupo Bambuí, como bacia de antepaís da Faixa Araçuaí. As rochas que compõem esse orógeno têm natureza semelhante às rochas da Cordilheira Andina, tipo QPC (quartzito, pelito, carbonato). Dessa forma, os rios que drenavam o Orógeno Araçuaí lixiviavam as rochas carbonáticas expostas, adquirindo suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, menos radiogênicas que as dos oceanos contemporâneos. Nesse contexto, a bacia seria banhada por um mar epicontinental restrito cercado por orógenos, na qual a

distância entre a linha de costa e as regiões montanhosas era pequena, de modo que não existiria médio a baixo curso da bacia hidrográfica em questão. O ambiente marinho adquiria progressivamente a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do alto curso, menos radiogênica, sendo que a ausência da conexão com os oceanos não permitia a homogeneização. A Figura 50 ilustra o modelo atual da bacia hidrográfica do Rio Amazonas e o modelo proposto para a Bacia Bambuí, no limite Ediacarano - Cambriano.

Esse modelo chama atenção para o cuidado que deve ser tomado na utilização da quimioestratigrafia isotópica para correlação interbacial entre sucessões carbonáticas neoproterozoicas e seu posicionamento temporal com a utilização das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Além da petrografia, geoquímica e obtenção de idades absolutas, é necessário o conhecimento do contexto geotectônico da bacia em questão. Para bacias banhadas por mares restritos, como proposto para as rochas do Grupo Bambuí, a correlação interbacial por meio das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pode não ser adequada, pelo fato de não ter ocorrido homogeneização com os oceanos contemporâneos, uma premissa básica para aplicação desta ferramenta de correlação.

Bacia Hidrográfica do rio Amazonas - Atualmente



Cráton São Francisco - Início do Cambriano

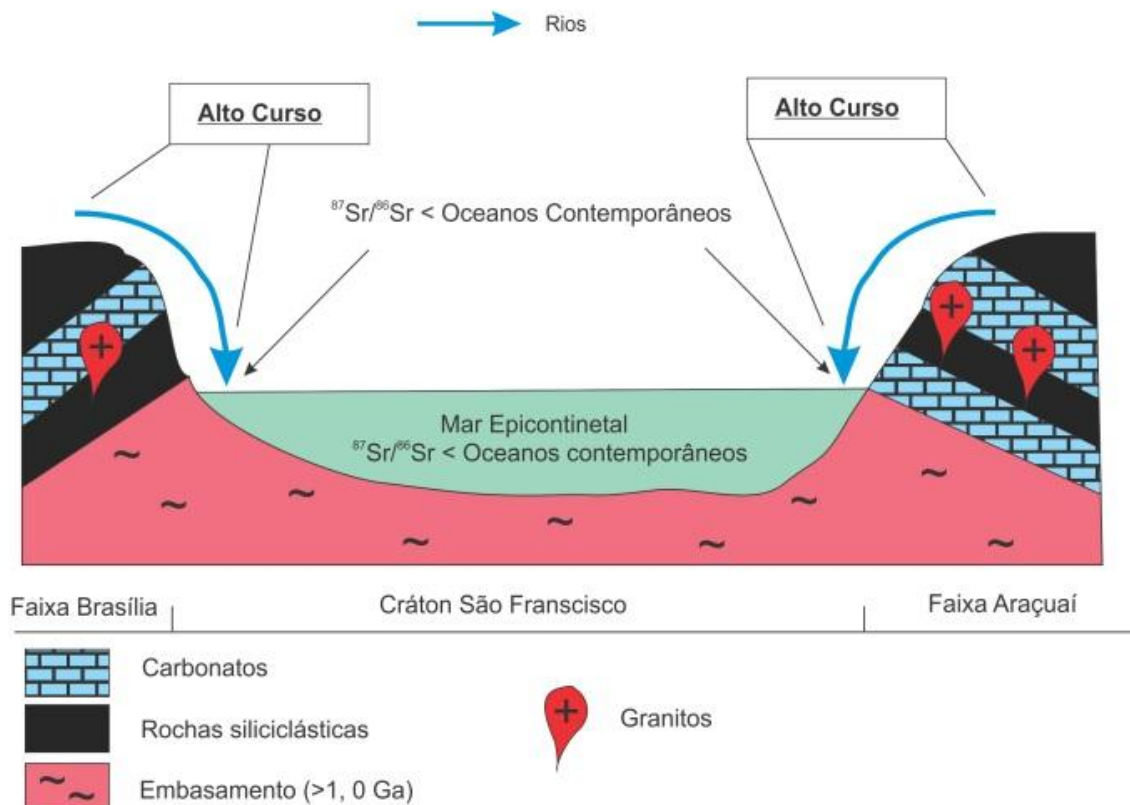


Figura 50: Modelo esquemático do fluxo fluvial de Sr para os mares atualmente e para o Cráton São Francisco durante o Cambriano (extraído de Paula-Santos, em prep.).

7. Conclusões

Os resultados obtidos por este trabalho chamam a atenção para um novo contexto geotectônico no qual o Grupo Bambuí estava inserido, próximo ao limite Ediacarano - Cambriano, em sua porção oriental. O estudo de quimioestratigrafia isotópica, geoquímica e geocronológico posicionam a seção estudada na segunda sequência deposicional proposta por Vieira *et al.* (2007a, b), com obtenção de uma idade máxima de deposição mais jovem do que as presentes na literatura até o momento.

A seção PGL, localizada no Parque estadual do Sumidouro, no município de Lagoa Santa (MG), constitui-se por calcissiltitos a calciarenitos finos, ricos em matéria orgânica, de coloração escura, com laminações plano-paralelas e intercalações de marga subordinada. Essas características posicionam a seção no Membro Lagoa Santa (CPRM 2003), na parte superior da Formação Sete Lagoas. A seção apresenta um trecho, entre 31,6 m e 37,8 m, a partir da base, tectonicamente afetado, com presença de camadas boudinadas e falhas inversas de rejeito centimétrico associadas, localmente dolomitizado.

Os resultados das análises geoquímicas de elementos maiores e traços (Rb e Sr) mostram baixas porcentagens de Mn, K, Al e Si que representam a pureza das rochas carbonáticas analisadas, com pouca influência de material terrígeno (siliciclástico). Além disso, a alta porcentagem de Ca em comparação ao Mg e Fe ilustra o predomínio do carbonato de cálcio nas amostras. Os teores de Rb e Sr se mostram favoráveis a este tipo de estudo, com altos teores de Sr, em sua maioria maiores que 1800 ppm, e baixas razões Rb/Sr, no geral iguais a 0,001. A exceção é o trecho tectonicamente afetado, que apresenta maiores teores de Mg, Fe e altas razões Rb/Sr, e diminuição no conteúdo de Sr, atribuído ao processo de dolomitização presente, como mostraram os diagramas de dispersão entre os parâmetros geoquímicos. Isto explica o desvio observado nas curvas de $\delta^{13}\text{C}$ e das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nessa porção da seção. Por meio dos parâmetros geoquímicos, propostos por Fölling & Frimmel (2002), e de descrições de campo, conclui-se que o intervalo de 31,6 m a 37,8 m, a partir da base da seção, não pode ter seus dados isotópicos considerados como primários, devido às alterações pós-deposicionais de origem tectônica. As amostras que compõem o restante da seção têm seu registro isotópico primário preservado, representante da água do mar na época de deposição das rochas carbonáticas.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam uma excursão positiva de 8‰ na base para 10‰ no topo, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mostram um padrão uniforme, variando de -7 a -10‰. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais representativas variam de 0,7075 a 0,7077. Essa excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ é encontrada regionalmente e permitiu a correlação com outras seções posicionadas no membro superior da Formação Sete Lagoas, em trabalhos realizados em municípios próximos de Lagoa Santa, por Vieira *et al.* (2007b) e Santos *et al.* (2004).

Para as análises geoquímicas de Elementos Terras Raras, apenas a amostra 11-PGL-03 tem seu registro considerado como representativo do ambiente marinho de

deposição, seguindo os parâmetros propostos por Frimmel (2009) e Ling *et al.* (no prelo). As amostras no geral apresentam fortes indícios de contaminação por constituintes terrígenos, mais enriquecidos em ETR em relação aos carbonatos, constatados pela correlação positiva entre os elementos Th, Al, Zr e a somatória dos ETR (Σ ETR) (Frimmel 2009, Zhao *et al.* 2009, e Ling *et al.*, no prelo), o que pode ter ocorrido durante o procedimento analítico de lixiviação da rocha. A amostra 11-PGL-03 apresentou um leve enriquecimento em La, leve anomalia negativa em Ce, ausência da anomalia positiva de Y, anomalia negativa de Dy, não mencionada na literatura, além de um empobrecimento geral dos ETR em relação ao padrão PAAS. A razão de Y/Ho obtida é de 36, semelhante às encontradas na literatura para rochas carbonáticas neoproterozoicas (Frimmel 2009, Zhao *et al.* 2009, Ling *et al.*, no prelo). O parâmetro Ce/Ce* obtido é de 0,53, dentro do encontrado para os oceanos atuais, o que sugere a oxigenação das águas durante a deposição dos carbonatos deste trecho da seção. Porém, segundo Ling *et al.* (no prelo), o parâmetro Ce/Ce* só é considerado válido para amostras com valores Pr/Pr* no intervalo de 0,95 a 1,05, sendo que a amostra 11-PGL-03 apresenta o parâmetro Pr/Pr*=1,37. As demais amostras apresentam comportamento planar para o diagrama de distribuição dos ETR normalizado em relação ao padrão PAAS, semelhante ao observado em águas fluviais, com exceção da amostra 11-PGL-27. As razões Y/Ho estão dentro do intervalo 27 – 30, típico da crosta continental superior (Kamber *et al.* 2005) e também sugerem influência de águas fluviais no ambiente de deposição (Frimmel 2009, 2010).

As idades obtidas pelo método U-Pb em grãos de zircão detrítico variaram de 3325 ± 23 Ma a 506 ± 4 Ma e mostraram três populações principais, de 625, 579 e 557 Ma, que têm como possíveis fontes as supersuítas ígneas da Faixa Araçuaí, referentes aos estágios pré- e sin-colisionais (G1: 630 – 585 Ma e G2: 585 – 560 Ma, respectivamente), propostas por Pedrosa-Soares *et al.* (2011). Esses estágios se referem ao fechamento do oceano Adamastor que culminou com a colisão entre os crátons São Francisco e Congo, no fim do Ediacarano ao início do Cambriano.

O zircão mais jovem datado, 100% concordante, apresenta idade de 506 ± 4 Ma, e tem como provável fonte os granitos pós-colisionais das supersuítas G4 e G5 (530 – 500 Ma e 520 – 480 Ma, respectivamente). Por se tratar de apenas um grão, a idade admitida como máxima deposicional para as rochas do Membro Lagoa Santa, segunda sequência da Formação Sete Lagoas, é a referente à população mais jovem, de aproximadamente 560 Ma. Isso sugere uma evolução próxima ao limite Ediacarano - Cambriano para esta sequência, sendo a idade mais jovem das apresentadas na literatura até o momento.

Estas idades implicam que a deposição das rochas do Grupo Bambuí, a partir da segunda sequência deposicional da Formação Sete Lagoas, se deu com a Faixa Araçuaí já edificada. Sendo assim, a bacia evoluiu em sua maior parte em um contexto geotectônico de antepaís em relação as suas faixas marginais, com a presença de um mar restrito,

justificando as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas por este trabalho (0,7075 – 0,7077) que não correspondem às esperadas para o Ediacarano - Cambriano (>0,7085), segundo a curva de evolução isotópica de Sr, proposta por Halverson *et al.* (2010)

A justificativa para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ encontradas serem menos radiogênicas do que o esperado para o período, baseia-se nos estudos de Palmer & Edmond (1992) em bacias hidrográficas recentes. Os rios que drenavam o Orógeno Araçuaí lixiviavam as rochas carbonáticas expostas, adquirindo suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, menos radiogênicas que as dos oceanos contemporâneos, analogamente ao observado no alto curso do Rio Amazonas na Cordilheira Andina, atualmente. No contexto do Cráton São Francisco durante o Cambriano, a bacia seria banhada por um mar restrito cercado por orógenos, na qual a distância entre a linha de costa e as regiões montanhosas era pequena, de modo que não existiria médio a baixo curso da bacia hidrográfica em questão. O ambiente marinho adquiria progressivamente a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do alto curso, menos radiogênica, sendo que a ausência da conexão com os oceanos não permitia a homogeneização isotópica.

Assumindo esse contexto, apontam-se cuidados a serem tomados na utilização da quimioestratigrafia isotópica para correlação interbacial entre sucessões carbonáticas neoproterozoicas. A presença de mares epicontinentais restritos, nos quais não havia homogeneização com os oceanos abertos contemporâneos, faz com que não se cumpra a premissa necessária para a utilização dessa ferramenta de correlação. Portanto, além da petrografia, geoquímica e obtenção de idades absolutas, é necessário o conhecimento do contexto geotectônico da bacia em questão.

Os dados obtidos neste trabalho ressaltam a necessidade de maiores estudos, nas áreas de sedimentologia, estratigrafia e micropaleontologia, para obtenção de novas evidências que corroborem ou não a ideia de que o Grupo Bambuí possa ser considerado uma bacia de antepaís em relação à Faixa Araçuaí.

Referências bibliográficas

- Alkmim F.F., Brito-Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - Uma revisão. *In: Dominguez J.M.L., Misi A. (eds.). O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-NBA/SE, SGM, CNPq. p. 45-62.
- Alkmim F.F., Chemale F., Bacellar L.A.P., Oliveira J., Magalhães P.M. 1989. Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. *In: SBG, Simpósio Geologia Núcleo Minas Gerais, 5, Anais*, p. 289-293.
- Alkmim F.F., Martins-Neto M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco Craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **33**(1):127-139.
- Babinski M., Van Schmus W.R., Chemale F. 1999. Pb–Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. *Chemical Geology*, **160**:175-199.
- Babinski M., Vieira L.C., Trindade R.I.F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, **19**:401-406.
- Babinski N.A., Takaki T. 1987. Ocorrências, origens e classificação dos gases naturais na bacia proterozoica do São Francisco. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 1, Anais, 2*, p. 369-377.
- Banner J.L., Hanson G.N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**:3123-3137.
- Bau M., Dulski P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron-Formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, **79**:37-55.
- Brito-Neves B.B., Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.
- Chemale F., Alkmim F.F., Endo I. 1993. Late Proterozoic tectonism in the interior of the São Francisco craton. *In: Findlay R.H., Unrug R., Banks M.R., Veevers J.J. (eds.), Gondwana Eight Assembly, Evolution and Dispersal*. Balkema, p. 29-42.
- Cherniak D.J., Watson E.B. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, **172**:5-24.
- Corsetti F.A., Olcott A.N., Bakermans C. 2006. The biotic response to Neoproterozoic snowball Earth. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **232**:114-130.
- Costa L.A.M., Angeiras A.G. 1971. Geosynclinal evolution of the epi-Baykalian platform of central Brazil. *Geologische Rundschau*, **60**:1024-1050.

- Cukrov N. 1999. *A glaciação neoproterozóica na porção sul do Cráton do São Francisco e suas litofácies nas regiões de Jequitaiá-MG e Cristalina-GO*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília, 256 p.
- Dardenne M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, *Anais*, 2, p. 597-610.
- De Paolo D., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193-196.
- Eyles N., Januszcak N. 2004. "Zipper-rift": a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, **65**:1-73.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York, John Wiley & Sons, 589 pp.
- Faure G., Mensing T.M. 2005. *Isotopes: Principles and Applications*. New Jersey, John Wiley & Sons, 897 pp.
- Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M., Summons R.E. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nature*, **444**:744-747.
- Fölling P.G., Frimmel H.E. 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, **14**:69-88.
- Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Macouin M., Charrière A. 2006. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): an alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **250**:89-103.
- Frimmel H.E., Tack L., Basei M.S., Nutman A.P. 2006. Provenance and chemostratigraphy of the Neoproterozoic West Congolian Group in the Democratic Republic of Congo. *Journal of African Earth Sciences*, **46**: 221-239.
- Frimmel H.E., 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, **258**:338-353.
- Frimmel H.E. 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, **182**:239-253.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, **117**:1181-1207.
- Halverson G.P., Dudás F.O., Maloof A.C., Bowring S.A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **256**:103-119.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, **182**:337-350.
- Hoefs J. 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. New York, Springer-Verlag, 208 pp.

- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, **281**:1342-1346.
- Hoffman P.F., Schrag D.P. 2002. The Snowball earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, **14**:129-155.
- Hyde W.T., Crowley T.J., Baum S.K., Peltier W.R. 2000. Neoproterozoic 'Snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, **405**:425-429.
- Iyer S.S., Babinski M., Krouse H.R., Chemale Jr. F. 1995. Highly ^{13}C enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil, *Precambrian Research*, **73**:271-282.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**:37-57.
- Jiang G.Q., Kennedy M.J., Christie-Blick N. 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature*, **426**:822-826.
- Kah L.C. 2000. Depositional $\delta^{18}\text{O}$ signatures in Proterozoic dolostones: constraints on seawater chemistry and early diagenesis. In: Grotzinger J.P., James N.P. (eds.) *Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian world*. SEPM, Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **67**:345-360.
- Kamber B.S., Webb G.E. 2001. The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**:2509-2525.
- Kamber B.S., Greig A., Collerson K.D. 2005. A new estimate for the composition of weathered young upper continental crust from alluvial sediments, Queensland, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**:1041-1058.
- 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.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**:409-430.
- Kirschvink J.L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth. In: Schopf J. W., Klein C. (eds.), *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 51–52.
- Knauth L.P., Kennedy M.J. 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, **460**:728-732.
- Knoll A.H., Walter M.R. 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth History. *Nature*, **356**:673-678.

- Lawrence M.G., Greig A., Collerson K.D., Kamber B.S. 2006. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry*, **12**:39-72.
- Ling H.-F., Chen X., Li D., Wang D., Shields-Zhou G.A., Zhu M. (no prelo). Cerium anomaly variations in Ediacaran–earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: Implications for oxygenation of coeval shallow seawater. *Precambrian Research* (aceito, sem data de publicação).
- Marshak S., Alkmim F.F. 1989. Proterozoic contraction extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8**:555-571.
- McLennan S.M. 1989. Rare-earth elements in sedimentary-rocks – influence of provenance and sedimentary processes. *Review in Mineralogy*, **21**:169-200.
- 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.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Fairchild T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Late Neoproterozoic Puga cap carbonate (southern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse-greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, **31**:613–616.
- Palmer M.R., Edmond J.M. 1992. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**:2099-2111.
- Paula-Santos G.M. (em prep.). *Químioestratigrafia isotópica (C, O e Sr) e geocronologia das rochas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo (em preparação).
- Pedrosa-Soares A.C., Campos C.P., Noce C., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F.F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society of London Special Publications*, **350**:25-51.
- Pimentel M.M., Rodrigues J.B., DellaGiustina M.E.S., Junges S., Matteini M., Armstrong R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**:345-357.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM) – Serviço Geológico do Brasil. 2003. CPRM - *Mapeamento Geológico Região de Sete Lagoas, Pedro Leopoldo, Matozinhos, Lagoa Santa, Vespasiano, Capim Branco, Prudente de Moraes, Confins e Funilândia*. Belo Horizonte, Relatório final de mapeamento geológico, escala 1:50.000, 54 p.

- Rodrigues J.B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí e um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd*. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 141 p.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Sial A.N., Ferreira V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research*, **104**:107-122.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Babinski M., Ramos M.L.S, Cukrov N., Fonseca M.A., Sial A.N., Dardenne M.A., Noce C.M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco cráton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**:27-39.
- Schöll W.U. 1976. Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, *Anais*, p. 207-231.
- Sharp Z. 2007. *Principles of stable isotope geochemistry*. Pearson Prentice Hall, 1 ed. United States of America, 344 pp.
- Taylor S.R., McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Teixeira W., Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution on the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**(1-2):1-22.
- Uhlein A., Trompette R., Alvarenga C.J. 1994. Late Proterozoic gravitational sedimentation on a continental margin under glacial influence: The Jeiquitaí-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). In: International Sedimentology Congress, 14, *Abstract*, p. 85-86.
- Uhlein A., Trompette R.R., Egydio-Silva M.M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(2):191-203.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebneth S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**:59–88.
- Vieira L.C. 2007. *A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do Proterozóico*. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198 p.
- Vieira L.C., Almeida R.P., Trindade R.I.F., Nogueira A.C.R., Janikian L. 2007a. Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4):1-14.
- Vieira L.C., Trindade R.I.F., Nogueira A.C.R., Ader M. 2007b. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geoscience*, **339**:240–258.

- Webb G.E., Nothdurft L.D., Kamber B.S., Klopogge J.T., Zhao J.X. 2009. Rare earth element geochemistry of scleractinian coral skeleton during meteoric diagenesis: a sequence through neomorphism of aragonite to calcite. *Sedimentology*, **56**:1433-1463.
- Zalán P. V., Romeiro-Silva P.C. 2007. Proposta de mudança significativa na coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco. *In*: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 14, *Resumos*, p. 79.
- Zhang J., Nozaki Y. 1996. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**:4631-4644.
- Zhao Y., Zheng Y., Chen F. 2009. Trace element and strontium isotope on sedimentary environment of Ediacaran carbonates in southern Anhui, South China. *Chemical Geology*, **265**:345-362.