



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**  
**ESCOLA DE MINAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL  
E RECURSOS NATURAIS**

Área de Concentração: Análise de Bacias Sedimentares

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ESTRATIGRAFIA E ANÁLISE DE FÁCIES DA SUCESSÃO  
CARBONÁTICA DA PORÇÃO NORDESTE DA SERRA DO IUIÚ (BA)**

por

Anderson França Conti

Orientador: Dr Isaac Rudnitzki

Co-Orientador: Dr André Danderfer

Ouro Preto – Fevereiro/2020



**ESTRATIGRAFIA E ANÁLISE DE FÁCIES DA SUCESSÃO  
CARBONÁTICA DA PORÇÃO NORDESTE DA SERRA DO  
IUIÚ (BA)**

---





## **FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

*Reitor*

Profa. Cláudia Aparecida Marlière de Lima

*Vice-Reitor*

Prof. Hemínio Arias Nalani Júnior

*Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação*

Prof. Sérgio Francisco de Aquino

### **ESCOLA DE MINAS**

*Diretor*

Prof. Dr. Issamu Endo

*Vice-Diretor*

Prof. Dr. Hernani Mota Lima

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

*Chefe*

Prof. Dr. Edison Tazava



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

**CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA**  
**SÉRIE M – VOL. 79**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**  
**Nº 407**

**ESTRATIGRAFIA E ANÁLISE FÁCIES DA SUCESSÃO**  
**CARBONÁTICA DA PORÇÃO NORDESTE DA SERRA DO IUIÚ (BA)**

**Anderson França Conti**

*Orientador*

Isaac D. Rudnitzki

*Co-orientador*

André Danderfer

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre Ciências Naturais.

Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais – TPRM.

Linha de Pesquisa: Análise de Bacias Sedimentares.

**OURO PRETO**

**2020**

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>  
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>  
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>  
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais  
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita  
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais  
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: [pgrad@degeo.ufop.br](mailto:pgrad@degeo.ufop.br)

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN 85-230-0108-6  
Depósito Legal na Biblioteca Nacional  
Edição 1ª

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do  
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

C762e Conti, Anderson França.

Estratigrafia e análise fácies da sucessão carbonática da porção nordeste da Serra do Iuiú (BA) / Anderson França Conti - 2020.

83 f.: il.: color., gráf., tabs., mapa. + Fotos.

Orientador: Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki.

Coorientador: Prof. Dr. André Danderfer Filho.

Dissertação (Mestrado Acadêmico). Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. Programa de Evolução Crustal e Recursos Naturais.

Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais - TPRM

1. Geologia Estratigráfica - Neoproterozóico. 2. Fácies (Geologia). 3. Carbonatos. 4. São Francisco, Rio, Bacia. I. Danderfer Filho, André. II. Rudnitzki, Isaac Daniel. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU: 551.3.051

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



## Dedicatória

---

*“À minha filha Laura F. Conti, por sempre acreditar na força do pai.”*



## **Agradecimentos**

---

Agradeço ao meu orientador, Professor Issac Rudnitzki, pela oportunidade, confiança, parceria, discussões e sugestões apresentadas durante o desenvolvimento do trabalho.

Ao professor André Danderfer pela oportunidade.

Aos professores do Departamento de Geologia da Escola de Minas (UFOP), em especial à Mariângela G. P. Leite e Humberto L. S. Reis pelas discussões e importantes sugestões.

Aos amigos do Degeo e Rep Chaparral.

Aos técnicos laboratoriais Leonardo N. Brandão/Marco Silva e a Daiana Rossi.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pelo suporte financeiro e incentivo a pesquisa.

À Karla P. Vaccari pelo apoio incondicional.



# Sumário

---

Dedicatória.....	vii
Agradecimentos.....	ix
Sumário.....	xi
Lista de Figuras.....	xiii
Lista de Tabelas.....	xv
Resumo.....	xvii
Abstract.....	xix
Capítulo 1.....	1
INTRODUÇÃO.....	1
1.1 - NATUREZA DO ESTUDO REALIZADO.....	1
1.2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	1
1.3 - OBJETIVOS.....	2
1.4 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
Capítulo 2.....	7
GEOLOGIA REGIONAL.....	7
2.1 - INTRODUÇÃO.....	7
2.2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	8
2.3 - ESTRATIGRAFIA.....	12
2.3.1 - Embasamento.....	12
2.3.2 - Supergrupo Espinhaço.....	12
2.3.3 - Supergrupo São Francisco.....	13
2.3.3.1 - Grupo Macaúbas.....	14
2.3.3.2 - Grupo Bambuí.....	15
2.3.3.3 - Coberturas Fanerozoicas.....	18
2.4 - SERRA DO IUIÚ - TRABALHOS ANTERIORES.....	19
Capítulo 3.....	23
NEOPROTEROZOICO E SISTEMAS CARBONÁTICO.....	23
3.1 - NEOPROTEROZÓICO.....	23
3.2 - PLATAFORMAS CARBONÁTICAS.....	26
Capítulo 4.....	35
STRATIGRAPHY, FACIES AND GEOCHEMISTRY OF NEOPROTEROZOIC CARBONATE ROCKS IN IUIÚ HILL, BAHIA - BRAZIL.....	35
ABSTRACT.....	35
4.1 - INTRODUCTION.....	36
4.2 - METHODS.....	36
4.3 - GEOLOGICAL SETTINGS AND STRATIGRAPHIC POSITION.....	37
4.4 - THE IUIÚ CARBONATE HILL (Local Geology).....	39

4.5 - RESULTS .....	40
4.5.1 Local Stratigraphy And Facies Association .....	40
4.5.1.1 <i>Facies Association FA1 – Offshore</i> .....	43
4.5.1.2 <i>Facies Association FA2 – Lower Offshore Transition</i> .....	44
4.5.1.3 <i>Facies Association FA3 – Middle Offshore Transition</i> .....	44
4.5.1.4 <i>Facies Association FA4 – Middle Shoreface</i> .....	45
4.5.1.5 <i>Facies Association FA5 – Middle/Upper Offshore Transition</i> .....	47
4.5.1.6 <i>Facies Association FA6 – Upper Offshore Transition</i> .....	47
4.5.1.7 <i>Facies Association FA7 – Middle Offshore Transition</i> .....	49
4.5.2 Sedimentary Microfacies .....	52
4.5.2.1 <i>Microfácies I - Mudstone/Quartz sandstone with peloid (L1 and L8)</i> .....	52
4.5.2.2 <i>Microfácies II – Shales And Mudstone (L2 And L5)</i> .....	53
4.5.2.3 <i>Microfácies III – Rudstone Matrix (L3)</i> .....	53
4.5.2.4 <i>Microfácies IV – Packstone (L4)</i> .....	54
4.5.2.5 <i>Microfácies V – Packstones (L6 And L7)</i> .....	55
4.5.2.6 <i>Microfácies VI – Grainstones (L9 And L10)</i> .....	56
4.5.3 Elemental Geochemistry .....	57
<i>Major, Minor, and Trace Elements Analysis</i> .....	57
4.5.4 Stable Isotopes Analysis (C And O) .....	59
4.5.5 Instable Isotopes Analysis ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ ) .....	60
4.6 - DISCUSSION .....	61
4.6.1 Stratigraphic correlation of Iuiú Hill – North .....	61
4.6.2 Paleoenvironmental Aspects of Iuiú Hill .....	64
4.7 - CONCLUSION .....	65
Capítulo 5 .....	67
CONCLUSÃO .....	67
Referências .....	69
Anexo 1 .....	79
Anexo 2 .....	81
Ficha de Aprovação .....	83

## Lista de Figuras

Figura 1.1: Mapa de Localização da área de estudo - Serra do Iuiú.....	2
Figura 2.1: A) Mapa geológico simplificado com limites da Bacia do São Francisco. B) Modelo digital de elevação SRTM (Fonte: INPE) com localização das Serras. SR: Serra do Ramalho; SI: Serra do Iuiú; SG: Serra de Gorutuba; SA: Serra Azul; SJ: Serra do Jafba; SS: Serra do Sabonetal. Modificado de Reis, H. L. S. (2011). .	7
Figura 2.2: Reconstituição dos continentes Sul Americano e Africano mostrando os crátons envolvidos em orogêneses Neoproterozoicas. Modificado de Alkmim <i>et al.</i> 2006.....	8
Figura 2.3: (A) Carta de correlação cronoestratigráfica das sucessões de preenchimento da Bacia do São Francisco e as faixas de dobras e empurrões Neoproterozoicas Brasília e Araçuaí Referencias: (1) Pimentel <i>et al.</i> (1999), (2) Matteini <i>et al.</i> (2012), (3) Alvarenga (2012), (4) Rodrigues <i>et al.</i> (2010), (5) Dias <i>et al.</i> (2011), (6) Rodrigues <i>et al.</i> (2012), (7) Valeriano <i>et al.</i> (2004a, b), (8) Pimentel <i>et al.</i> (2011), (9) Lopes (2012), (10) Reis <i>et al.</i> (2017), (11) Campos & Dardenne (1997a, b), (13) Machado <i>et al.</i> (1989), (14) Chemale <i>et al.</i> (2012), (15) Babinski <i>et al.</i> (2012), (16) Pedrosa-Soares & Alkmim (2011), (17) Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (2007). Sequencias de 1ª Ordem: EI, Espinhaço Inferior; P-ES, Paranoá-Espinhaço Superior; M, Macaúbas; B, Bambuí; PzCS, sucessões Paleozoicas e Cretáceas. Retirado de Heilbron <i>et al.</i> (2017) e modificado de Reis <i>et al.</i> (2017). B) Modelo evolutivo da Bacia do São Francisco com idades máximas e mínimas. Modificado de Martins-Neto (2009) e Martins-Neto & Alkmim (2001). .....	10
Figura 2.4: Carta estratigráfica com as unidades inferiores da bacia do São Francisco. Modificado de Reis & Alkmim (2015). .....	13
Figura 2.5: Carta estratigráfica com as unidades Neoproterozoicas da bacia do São Francisco. Modificado de Reis & Alkmim (2015). .....	14
Figura 2.6: Modelo digital de elevação SRTM (Fonte: INPE) com as serras no entorno da Serra do Iuiú. ....	21
Figura 2.7: Gráfico evolutivo dos isótopos de Sr dos oceanos no Neoproterozoico. O círculo verde representa os dados isotópicos da Formação Lagoa do Jacaré – Grupo Bambuí na Serra do Ramalho (Misi <i>et al.</i> 2007) (modificado de Halverson <i>et al.</i> 2010). .....	22
Figura 3.1: Depósitos Neoproterozoicos de formações ferríferas bandadas (BIF) associadas ou não a glaciações (modificado de Holland 2006). .....	24
Figura 3.2: (A) Arcabouço quimioestratigráfico do Neoproterozoico com base em dados de $\delta^{13}\text{C}$ . (Halverson, <i>et al.</i> 2010). B) Anomalia isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ na base da Formação Sete Lagoas (Guacaneme <i>et al.</i> 2017). .....	25
Figura 3.3: Linha do tempo mostrando a Zona de Mínima Oxigenação com acumulações de Fe, S e O. Os tipos de bactérias envolvidas na produção primaria. A evolução dos organismos Heterotrófos Eucariótas. Ocorrência das glaciações Esturtiana (E), Marinoana (M) e Gaskiers (G) (modificado de Johnston <i>et al.</i> 2009). .....	26
Figura 3.4: Modelo simplificado de distribuição das fácies carbonáticas em rampa com barreira (modificado de Richards, 1989a). .....	27
Figura 3.5: Modelo simplificado de distribuição das fácies carbonáticas em rampa sem borda (modificado de Richards, 1989a). .....	27
Figura 3.6: Tipos de plataformas carbonáticas: <i>Shelves</i> com e sem borda, plataforma isolada e plataforma afogada (modificado de Wright & Burchette, 1996). .....	28
Figura 3.7: Plataformas em Rampa Homoclinal e Distalmente íngreme (modificado de Wright & Burchette, 1996). .....	28
Figura 3.8: Ambientes marinhos segundo Flügel (2004) e Tucker & Wright (1990). .....	29
Figura 3.9: Principais subdivisões da Rampa Carbonática Homoclinal. NMM = Nível Médio do Mar; BOTB = Base de Ondas de Tempo Bom; BOT = Base de Ondas de Tempestade; PC = Picnoclina (modificado de Wright & Burchette, 1996). .....	30
Figura 3.10: Modelo de Plataformas Epicontinental (modificado de Wright & Burchette, 1996). .....	31
Figura 3.11: Plataforma Epicontinental desenvolvida no interior da plataforma com borda(Shelf) (modificado de Droste, 2010). .....	32

Figure 4.1: A) Simplified Geological Map of the São Francisco Basin showing: Area of study; Paleoproterozoic (Espinhaço Supergroup), Neoproterozoic (São Francisco Supergroup / Vazante Group) and Phanerozoic Geological Units; Craton (SFC) and Basin (SFB) Limits. B) Location of Iuiú Hill and state limits (Modified Reis and Alkmim 2015). PC = Paramirim Corridor; RTJB = Recôncavo / Tucano / Jatobá Basins; I - Sete Lagoas High; II - Pirapora Aulacogen; III - Januária High.....38

Figure 4.2: Lithological correlation of the profiles surveyed in the northern portion of Iuiú Hill showing the depositional succession. The location of each profile is shown in figure 1. Pelites intercalated by shale and nodules at the top (Offshore); interbedded pelites with impure fine packstones (Offshore) and carbonates at the top (Shoreface). The correlation was adjusted based on the facies association FA1. ....40

Figure 4.3: Sedimentary facies of the FA1e FA2 facies association. Association FA1: Reddish (A) and ocher laminated pelites with nodular limestone concretions at the top of the pelite succession (B). FA2 association: Interbedding pelites (red arrow) and calciferous pelites (gray arrow) (C) are the rhythmites that mark the upper portion of the pelites. At the top, coarse siltite (Mc) in slightly undulated bedding (yellow arrow), which marks the transition between the pelite succession of the hill's base and the pure limestones of the top (D). ....43

Figure 4.4: A) Fine packstones with plane-parallel lamination (Pfp), climbing ripple cross lamination (Pfc) interbedded with marls (M) and shales (Sl), covered with trough cross-bedding oolitic grainstones (Gma). B) Dunes of oolitic grainstones (Gga) with low angle cross-stratification (blue line) truncating wedged sets (yellow line), covering fine packstones (below the red line). ....45

Figure 4.5: A) Erosive contact (red) between fine packstones (Pfp), granular rudstones (R), and oolitic grainstones (Gma). B) Bedload with low angle trough cross-stratification bedding (blue arrow) with granules (green arrow) covered by oolitic grainstones (Gma). ....46

Figure 4.6: A) Conglomeratic lags on the base of the FA4 facies association. Plan view of conglomerate with supported oolitic matrix (highlighted green). The red line marks the erosive surface with the imbricate clasts (green arrow) indicating the paleocurrent, corroborated by the asymmetrical ripple mark at the top (yellow arrow), which is covered by tabular grainstones. B) Tabular Grainstones (Ggp) in detail. C) Coarse grainstones (Gga) trough in wedged beddings (orange line) in cosets (red line) approximately 90 cm thickness. D) Cosets (red line), Sets (orange line), and tabular (Ggp) cross-strata (yellow line) and trough cross-strata in different perspectives of oolitic grainstones. ....46

Figure 4.7: A) FA5 facies association: Hummocky (blue arrow) and Swale (green arrow) cross-stratification bounded by erosional surface (yellow line). B) Fine packstone with sand waves undulated bedding. The bed is separated by red dashed lines. B) Packstones (Pfc) and Rudstones (R) from FA6 facies association base. C and D) Packstones (Pfp, Pfo, Pfb) and shales (Sl) from top of the FA6 facies association. ....47

Figure 4.8: A, B, C and D) Packstones with climbing ripples cross-stratifications (Pfc), undulated (Pfo), plane (Pfp) and low angle (Pfh and Pfh), Flaser / Wave / Linsen (Pfb), Rudstones (R / Ra) and shales (Sl) composing the FA6 facies association. ....48

Figure 4.9: A) Rudstones in trough cross-stratification - dunes (orange line) with imbricated pebbles (Orange dashed) and swale low angle cross-stratification. B) Hummocky (Pfh) and swale (Pfs) cross-stratification (cyan and green arrow) covered by coarse green with planar cross-stratification (Ggp).....49

Figure 4.10: FA7 facies association. Fine laminated packstones interbedded with marls. At the base: A) Flame structures (black arrows); B and C) Injection overload structures (green arrow). At the sequence top: D) Extensional strain with boudinage (rock arrow); E) Convolute lamination; F) Thrust (orange arrow) and shales (Sl) ending turbiditic succession. The bedding surface is erosive and undulated on top (red line). ....50

Figure 4.11: The P1 profile is complementary to the P2 profile and shows: lithologies, facies, and facies association (FA), cycles, and depositional environment for the carbonate sequence of the upper portion of Iuiú Hill. L1 - L10 are facies selected for the following analyzes: microfacies analysis, elementary and isotopic C, and O geochemical analyzes. Ggp (L9) and Gma (L10) facies were selected due to lesser alteration to <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr isotopic analyzes. The black triangles, normal (F) and inverted (C), correspond to fining and coarsening upward successions, respectively. The gray, triangles, normal (D), and inverted (S) correspond to drowning and shallowing, respectively. ....51

Figure 4.12: Microfacies L1 (A) and L8 (D) with plane-parallel laminae at the base with interbedded organic matter films (gray arrow) and normal graded intraclasts. B) The yellow line marks the boundary between terrigenous lamination at the base and micritic on top. C and E) Detail of intraclasts (Intr.), pellets (purple arrow), and quartz extraclasts dispersed in the micritic matrix. F) Detail of composition: Angular to subangular quartz (yellow arrow), carbonate matrix (reddish due to alizarin dyeing), and iron minerals (dark spots in the lower-left corner). Red arrows indicate the orientation to the top of the slab. ....52



Figure 4.13: A and D) Microfacies L2 and L5 with plane-horizontal lamination thickening toward the top, interbedded in light and dark (organic matter), the reddish tone in L5 reveals higher carbonate content. B) Equigranular and homogeneous texture. C) Angular to subangular quartz with tight packaging and rectilinear contact (yellow arrow). Calcite filling pores (blue arrow) and micrite (Mcr) as a matrix. E) Partially dissolved feldspar fragments (blue arrow). F) Micas (pink arrow) and loose packaging and dispersed in the micritic matrix. White arrows indicate opaque minerals. Red arrows indicate the top of the slabs. .... 53

Figure 4.14: Microfacies L3. A) Massive structure with calcite veins. The red region due to alizarin application shows no dolomitization. B) Homogeneous distribution of quartz grains, mica, and opaque feldspars in the micritic matrix. C) Well developed calcite crystal in filled veins. D and E) Quartz (Qtz), Feldspar (Fds), opaque minerals (Mo), mica (Mic), calcite (Cal), and loose intraclasts (Int Cls) dispersed in a micritic matrix (Mcr). Red arrows indicate the top of the slabs. .... 54

Figure 4.15: Microfacies L4 A) Ooids and ooids fragments compacted at the base and loosely packed ooids at the top. B) Red pigmentation at base indicates that the sample was not dolomitized. Spate calcite matrix (Blue arrow). C) Alternate coverslips in micritic ooid. D and E) Effects of compaction: Stilolites (Green Arrow) filled with calcite (Blue Arrow) and organic matter. Quartz (Yellow arrow). .... 55

Figure 4.16: Microfacies with sedimentary features depicting the macro environment. A) Low angle cross lamination with imbricate micrite clasts (yellow lines) indicating the direction of the paleocurrent. B and E) Microphoto with angular quartz (yellow arrow), bended micas (pink arrow), and spastic calcite (blue arrow). C) Partially dissolved feldspar (purple arrow). D) Microfacies with fine grain plane-parallel lamination. G) Micrite clasts being replaced by calcite (blue arrow). Red arrows indicate the top of the slabs. .... 55

Figure 4.17: Microfacies with ooids of different characteristics. Microphoto: B) Spiny ooids with quartz extraclasts. C) Compound ooids/grapestone (white arrow), calcitic fringe (blue arrow), and extraclast (yellow arrow). D) Microstilolite (green arrow). E) Distorted Ooids (red arrow) and calcitic matrix (blue arrow). F) Druze-type calcite (blue arrow) and micritized ooids (Mcr). G) Calcite-replaced ooid (dark blue arrow), tangential lamellar ooid alternating between micrite and calcite (light blue arrow). Quartz extraclasts (yellow arrows). .... 56

Figure 4.18: Vertical distribution of major elements according to profile. It is possible to identify two patterns, one enriched in CaO (L4, L9, and L10) by opposing the other rich in SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and K<sub>2</sub>O (FA3, FA6, and FA7). .... 58

Figure 4.19: A) Chemostratigraphic variation of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of the studied section. Note the upward enrichment of  $\delta^{18}\text{O}$ . .... 60

## Lista de Tabelas

---

Table 1: List of sedimentary facies of Iuiú Hill along the four profiles surveyed. .... 40

Table 2: Major and minor oxides concentration (%) and their distribution in profile 1. Facies associations: FA3 (Green), FA4 (Blue), FA6 (Brow) and FA7 (Purple). .... 57

Table 3: Major and minor oxides concentration (%) and their distribution in profile 1. Facies associations: FA3 (Green), FA4 (Blue), FA6 (Brow) and FA7 (Purple). .... 58

Table 4: The Rb and Sr trace elements concentrations. Geochemical ratios for the carbonates of profile P1. Isotope data of  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) sampled in profile P1. FA3 facies associations (Green), FA4 (Blue), FA6 (Brow), and FA7 (Purple). .... 60



## Resumo

---

A Serra do Iuiú, situada na região centro-sul da Bahia e adjacente à cidade homônima, na porção leste da Bacia do São Francisco, apresenta uma sucessão de pelitos e carbonatos que foi associada a diferentes formações do Grupo Bambuí, por diferentes entidades de estudo. Apesar da região estar previamente mapeada com base litoestratigráfica, esta área, bem como as unidades que a compõem, carece de estudos de análises de fácies e estratigráficos voltados à reconstrução paleoambiental. Além disso, estas unidades representam a porção superior do Grupo Bambuí e, registraram a passagem do Ediacarno-Cambriano, um importante intervalo de tempo marcado por expressivas mudanças bioevolutivas e alterações nos fatores controladores da fábrica carbonática marinha. A Serra do Iuiú, em etapa de campo, apresentou exposição de qualidade com extensão lateral e vertical expressivas, que permitiram realizar trabalhos faciológicos e estratigráficos. Dessa forma, a presente dissertação realizou estudo de fácies sedimentares, microfácies e quimioestratigrafia em seções da porção nordeste da Serra do Iuiú. Esse estudo revelou a construção do arcabouço estratigráfico, considerando a evolução paleoambiental e quimioestratigráfica, bem como discutiu sobre processos de sedimentação carbonática dominantes na transição do Ediacarano-Cambriano. Com base em quatro perfis estratigráficos, foi possível reconhecer duas unidades litoestratigráficas, na base a Formação Serra de Santa Helena, representada por pelititos, margas e nódulos carbonáticos, que passam de forma transicional para a Formação Lagoa do Jacaré, que consiste em calcário, calcários impuros e arenitos carbonáticos. O estudo de fácies sedimentar sugere que a sucessão siliciclástica-carbonática da Serra do Iuiu registra uma rampa carbonática mista, com controle de distribuição de sedimentação batimétrico. Em águas rasas, predominava sedimentação carbonática (Fm. Lagoa do Jacaré) e em águas profundas, abaixo da onda de tempestade, prevalecia sedimentação siliciclástica fina. Os dados geoquímicos de  $\delta^{13}\text{C}$  (9.71 a 10.77‰),  $\delta^{18}\text{O}$  (-9.51a -6.74‰) e as razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7069 a 0.7085) com teores de Sr entre 1072 e 1384 ppm, sugerem que esta sucessão representa o registro da transição Ediacarara-Cambriana.



## Abstract

---

The Iuiú Hill, located in the south-central region of Bahia and adjacent to the homonymous city, in the eastern portion of the São Francisco Basin, presents a succession of pelites and carbonates that were associated with different formations of the Bambuí Group, by different study entities. Although the region was previously mapped on a lithostratigraphic basis, this area, as well as the units that compose it, lacks studies of facies and stratigraphic analyzes aimed at paleoenvironmental reconstruction. Also, these units represent the upper portion of the Bambuí Group and possibly recorded the passage of the Ediacaran-Cambrian, an important time interval marked by significant bioevolutionary changes and controlling factors alteration of the marine carbonate fabric. The Iuiú Hill, in the field stage, presented a quality exhibition with expressive lateral and vertical extension, which allowed to realize faciological and stratigraphic works. Thus, the present dissertation carried out a study of sedimentary facies, microfacies, and chemostratigraphy in sections of the northeast portion of Iuiú Hill. This study revealed the construction of the stratigraphic framework, considering the paleoenvironmental and chemostratigraphic evolution, as well as discussing dominant carbonate sedimentation processes in the transition from Ediacaran-Cambrian. Based on four stratigraphic profiles, it was possible to recognize two lithostratigraphic units, at the base the Serra de Santa Helena Formation, represented by pelites, marl, and carbonate nodules, which pass in a transitional way to the Lagoa do Jacaré Formation, which consists of limestone, limestone impure and carbonate sandstones. The study of sedimentary facies suggests that the siliciclastic-carbonate succession of Iuiu Hill registers a mixed carbonate ramp, with bathymetric sedimentation distribution control. In shallow waters, carbonate sedimentation predominated (Fm. Lagoa do Jacaré), and in deep waters, below the storm wave, fine siliciclastic sedimentation prevailed. The geochemical data of  $\delta^{13}\text{C}$  (9.71 to 10.77 ‰),  $\delta^{18}\text{O}$  (-6.74 to -9.51 ‰) and the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7069 to 0.7085) ratios with Sr levels between 1072 and 1384 ppm, suggest that this succession represents the record of the Ediacaran-Cambrian transition.



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

---

### 1.1 - NATUREZA DO ESTUDO REALIZADO

A Serra do Iuiú, localizada na porção centro-sul do Estado da Bahia (Fig. 1.1), está inserida no Cráton do São Francisco e compreende uma sucessão de pelitos e carbonatos da porção superior do Grupo Bambuí, definidos como Formação Serra de Santa Helena e Formação Lagoa do Jacaré (CPRM 2004). Embora a Serra do Iuiú apresente exposições expressivas de rochas carbonáticas, estudos estratigráficos e paleoambientais dos carbonatos do Iuiú são escassos.

Visitas de campo à Serra do Iuiú revelaram ser esta uma região potencial para estudos de sistemas carbonáticos, já que os processos deformacionais que deram origem a Faixa Araçuaí, a leste da serra, não envolveram aquela área, viabilizando elaborar um arcabouço estratigráfico de detalhe, que inclua estudos estratigráficos e de fácies sedimentares. Assim como, explorar condições de sedimentação de plataformas carbonáticas da transição Ediacarano-Cambriano.

Desta forma, a presente dissertação de mestrado realizou o levantamento geológico da porção nordeste da Serra do Iuiú, associado à análise de fácies sedimentar e estratigráfica, com objetivo de elaborar um arcabouço estratigráfico de detalhe. Além disso, foram desenvolvidos estudos geoquímicos de isótopos estáveis ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ), instáveis  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e geoquímica elementar, para auxiliar na correlação estratigráfica e interpretação paleoambiental.

Esta assembléia de dados abre oportunidade para incluir os carbonatos da Serra do Iuiú como um novo proxy de sistemas carbonáticos do Neoproterozoico, um período da Terra marcado por importantes eventos paleoambientais e bioevolutivos. Permite ainda discutir qual o seu significado no contexto regional do Cráton São Francisco.

### 1.2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Localizada a sudoeste do município de homônimo, no sudoeste do estado da Bahia e limite norte do estado de Minas Gerais, cujas coordenadas são 14°28' latitude sul e 43°37' longitude oeste, a Serra do Iuiú é ladeada pelos distritos de Canabrava, Rio Verde e Olho d'água (Bahia). Sua área é de aproximadamente 340 km<sup>2</sup> e com altura máxima de 300 m, a 500 m do nível do mar e 800 km de Salvador – BA (Fig. 1.1).

A partir de Ouro Preto, seu acesso pode ser feito pela BR 356 até Belo Horizonte, BR 040 até Paraopeba, MG 231 até Curvelo, BR 135 até Montes Claros, BR 122 até Guanambi e BR 030 até Iuiú.

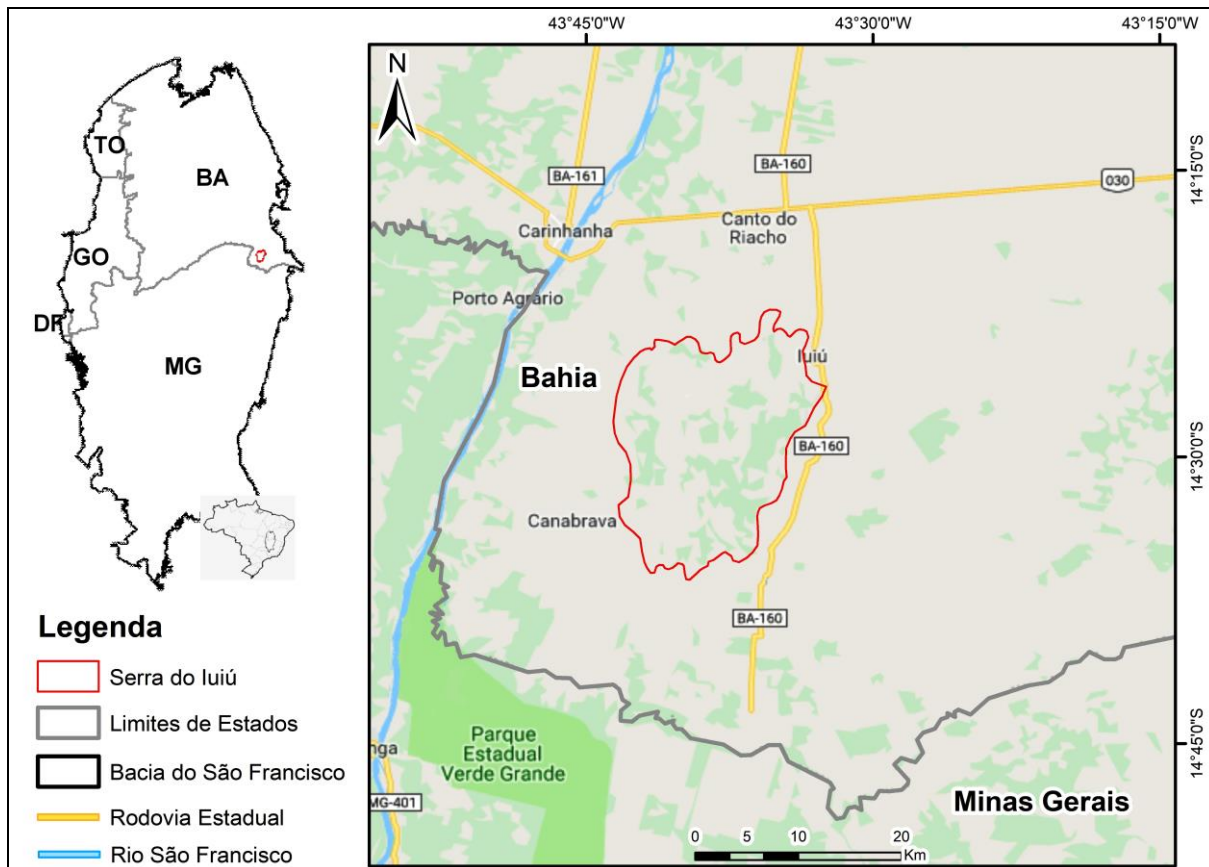


Figura 1.1: Mapa de Localização da área de estudo - Serra do Iuiú.

### 1.3 - OBJETIVOS

O principal objetivo desta dissertação consistiu em elaborar o arcabouço estratigráfico da sucessão mista siliciclástica-carbonática da porção nordeste da Serra do Iuiú, com base em estudos de fácies sedimentares, de estratigrafia e de geoquímica. Os objetivos específicos foram:

- Determinar os sistemas deposicionais predominantes através da análise de fácies/microfácies.
- Estabelecer um arcabouço estratigráfico de alta resolução para a área de estudo.
- Construir um arcabouço quimioestratigráfico com base em isótopos estáveis de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , e instáveis de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e geoquímica elementar, para auxiliar na interpretação paleoambiental e correlação estratigráfica.
- Estabelecer uma idade relativa ( $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ) para esta sucessão de rochas.



- Verificar qual a relação estratigráfica da sucessão carbonática da Serra do Iuiú com a sucessão siliciclástica-carbonática do Grupo Bambuí.
- Verificar qual o significado dos carbonatos da Serra do Iuiú no cenário do Neoproterozoico tardio.

## **1.4 – MATERIAIS E MÉTODOS**

### ***Revisão Bibliográfica***

Todo o desenvolvimento da dissertação de mestrado foi acompanhado de uma revisão crítica e contínua do material disponível na literatura sobre os diversos assuntos pertinentes à dissertação, como: estado da arte acerca do Grupo Bambuí, geologia regional e local da área de estudo, modelos geotectônicos para os cenários abordados. Foi realizada a revisão dos principais conceitos de Geologia Sedimentar, Estratigrafia e Geologia Estrutural aplicados nas campanhas de levantamento geológico, bem como a revisão da fábrica carbonática do Neoproterozoico.

### ***Levantamento de Perfis, Estratigrafia e Fácies Sedimentar***

O mapeamento geológico foi desenvolvido de maneira sistemática, com linhas de caminhamento perpendicular e paralela, a procura das melhores exposições. Os perfis levantados tiveram suas fácies definidas, associadas, analisadas e foram correlacionados com objetivo de interpretar o ambiente deposicional.

O método de análise de fácies sedimentares seguiu as propostas de Walker (1992) que inclui: 1) Compreensão dos processos sedimentares responsáveis pela geração de fácies; 2) Individualização e descrição de fácies, procurando caracterizar composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero dos corpos sedimentares; 3) Associação de fácies, procurando reunir fácies sedimentares contemporâneas e cogenéticas viabilizando o reconhecimento dos ambientes e sistemas deposicionais.

O levantamento geológico da distribuição vertical e lateral das fácies foi baseado em perfis verticais com nomenclatura baseada em Miall (1996) e classificação de Dunham (1962), bem como seções esquemáticas e panorâmicas obtidas a partir de fotomosaicos do afloramento, seguindo o procedimento de Wizevic (1991) e Arnot *et al.* (1997). Dentro desses procedimentos foram identificadas superfícies-guia, com significado estratigráfico para a correlação das seções e individualização dos ciclos deposicionais.

As informações obtidas através da análise de fácies e dos sistemas deposicionais auxiliaram na descrição e controle estratigráfico durante o levantamento das unidades, através da identificação de

superfícies estratigráficas (Vail 1987, Van Wagoner *et al.* 1988, Catuneanu 2005). As seções levantadas foram localizadas através do uso de GPS (Global Positioning System) estabelecendo, com precisão as coordenadas geográficas.

### ***Análises Laboratoriais***

#### ***1) Análise Petroológica***

A análise petrológica visa auxiliar o estudo de microfácies sedimentares identificando os constituintes, a textura e a diagênese para cada intervalo do perfil principal. Vinte lâminas petrográficas auxiliaram na etapa para execução dos métodos de análises de isótopos estáveis. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação (LAMIN/DEGEO/UFOP), a partir de amostras sistematicamente coletadas em função da variação das fácies ao longo dos perfis estratigráficos. Em seguida, foram tingidas com Ferrocianeto de Potássio (1%) e Alizarina vermelha (1%) para discriminação dos componentes calcíticos e dolomíticos/calcíticos ferrosos e não ferrosos (Adams *et al.* 1985). A quantificação composicional e textural dos constituintes da rocha foi feita por meio de contagem de no mínimo 300 pontos por lâmina em microscópio óptico. A classificação das rochas foi definida por meio da classificação petrográfica de Dunham (1962), além de trabalhos de Sibley & Gregg (1987), Wright (1992) e Tucker (1992).

#### ***2) Geoquímica***

A análise química em rochas e solos auxilia estudos de geologia da mais variada forma, principalmente quando se trata de escassez de dados fóssíferos como no período Neoproterozoico. A geoquímica isotópica e elementar auxilia no entendimento acerca de variações climáticas ocorridas e preservadas ou não nas rochas sedimentares. A construção de perfis quimioestratigráficos feita com base na geoquímica de isótopos estáveis (C e O), intáveis ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ ) e geoquímica elementar (ICP-EOS e ICP-MS), associados ao perfil estratigráfico, permite a interpretação paleoambiental, bem como associá-lo de maneira regional e global.

#### ***Análise Geoquímica Elementar***

As análises de geoquímica elementar (elementos maiores e traços) foram realizadas para auxiliar na identificação de alterações diagenéticas. Valores muito altos ou baixos demais nas análises das amostras, remetem à entendimentos que se estendem desde a área fonte dos sedimentos, até processos diagenéticos ocorridos.

Após digestão total das amostras com ácidos fluorídrico (HF), nítrico ( $HNO_3$ ) e clorídrico (HCL), as amostras seguem para as seguintes análises: A) Determinação de elementos maiores utilizando o espectrômetro de emissão óptica com plasma indutivamente acoplado (ICP-

OES), modelo Agilent Technologies 725 e frascos PFA de 60 ml (Savillex, Eden Prairie, MN, EUA); B) Determinação de elementos menores, traço e ETR utilizando espectrometria de massas com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), modelo Agilent 7700x e frascos de PFA de 60 ml (Savillex, Eden Prairie, MN, EUA).

As análises de geoquímica elementar foram feitas em dois laboratórios: ICP-MS no Laboratório de Geoquímica - LGqA DEGEO/EM/UFOP e ICP-OES no Departamento e Análises e Inovações – DEPAI (Fundação Gorceix). Os resultados foram apresentados em ppm (ICP-MS) e na forma de óxidos (ICP-EOS) em dados percentuais maiores que 1% para elementos maiores e para elementos menores dentro do intervalo de 0,1 à 1%. Os resultados dos elementos traço, valores menores que 0,1%, foram apresentados em concentrações de partes por milhão.

#### *Determinação da Perda por Calcinação (PPC)*

Determinação de perda por calcinação (PPC) foi realizada no Laboratório de Geoquímica - LGqA DEGEO/EM/UFOP, com prévia secagem das amostras a 50 °C e cadinhos calcinados a 1000 °C, resfriamento dos cadinhos, pesagem sem e com amostra (1g) e calcinação por 1h em mulfa a 1000 °C. Após essa etapa, ocorre nova pesagem e determinação da perda.

#### *Análise de Isótopos Estáveis (C e O)*

A técnica isotópica utilizada nas amostras baseia-se na medida das razões isotópicas de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  representadas respectivamente por  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ . Estes dados permitem inferências de parâmetros como temperatura da água, salinidade, produtividade e disponibilidade de nutrientes, resultando em reconstruções paleoambientais, estratigrafia isotópica, detecção de períodos de anoxia, glaciações e muitos outros eventos que estão registrados nas rochas de forma indireta.

A análise das amostras (rocha pulverizada) foi realizada através do Espectômetro de Massa de Razões Isotópicas (IRMS) *Delta V Advantage*, modelo *Thermo Fisher Scientific*, acoplado ao GasBench II, que permitiu a determinação da razão isotópica dos gases de amostras. Para obtenção dos gases das amostras, o aparelho elimina possíveis contaminantes com a injeção de gás Hélio (inerte), adiciona em seguida o ácido fosfórico 100% a 70 °C e após 15 min, o gás liberado pela reação é analisado.

A precisão das análises está baseada nas análises dos padrões NBS-19, NBS-18 e LSVEC e foram melhores que 0,1 ‰ para C e O. Os resultados foram apresentados em notação  $\delta$  em relação ao padrão Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB), em partes por mil (‰). As análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do DEGEO/EM/UFOP.

### 3) *Datação Radiométrica (Isótopos Instáveis $Sr^{87}/Sr^{86}$ )*

O método de datação por isótopos instáveis se faz necessário devido à escassa preservação de fósseis ou até mesmo a ausência dos mesmos por se tratar, a princípio, de rochas de idade neoproterozoicas.

O uso de determinação das razões de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  em calcita, realizado pelo Laboratório de Separação de Minerais (LOPAG/DEGEO/UFOP) através do método de ablação a laser por espectrometria de massa com plasma induzido (LA-ICP-MS), tem mostrado-se confiável e preciso. A técnica consistiu em preparar uma pastilha, a qual deve possuir uma das superfícies polida. Essa superfície a ser analisada, deve exibir cristais de calcita preservados, estando assim, aptos para análise. A pastilha foi colocada em um dos compartimentos de uma pequena gaveta, na qual havia amostras com padrões para comparação dos resultados.

Um feixe de laser de alta potência pulsado foi focalizado sobre a amostra convertendo um volume finito da amostra sólida em vapor, o qual foi transportado para um sistema de medição, tal como ICP-MS. O resultado foi baseado na análise de 20 pontos de uma mesma amostra e foram plotados em gráficos para posterior interpretação.

A seleção de cristais de calcita bem preservados e isentos de diagênese foi de fundamental importância, uma vez que retrata o período de formação do mineral e, conseqüentemente, a estimativa da idade da rocha. Em um intervalo nos depósitos oolíticos existente na Serra do Iuiú, foi possível obter a calcita preservada (em núcleos de oóides), necessária ao procedimento de determinação isotópica de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  e conseqüentemente a idade da relativa da rocha, bem como inferências paleoambientais.

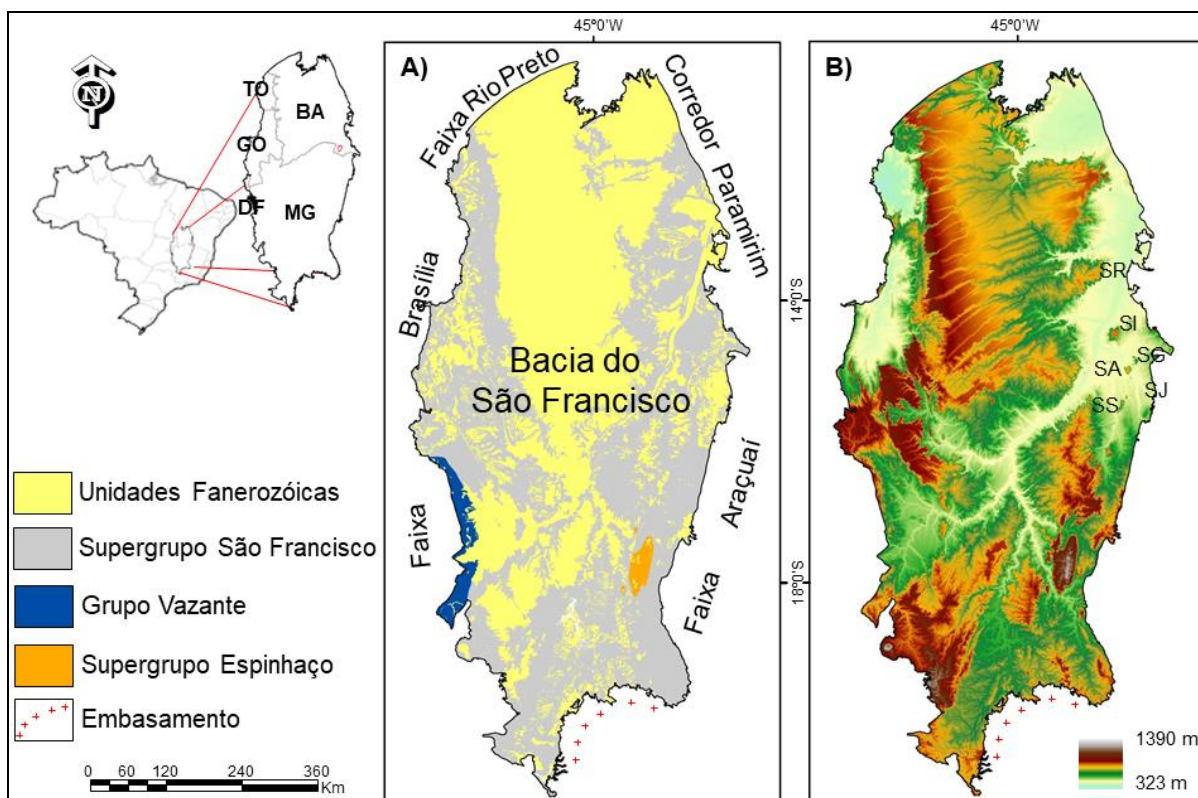
## CAPÍTULO 2

## GEOLOGIA REGIONAL

## 2.1 - INTRODUÇÃO

A Bacia do São Francisco está localizada ao sul do paleocontinente homônimo, o Cráton São Francisco, que é compreendido em sua base por vários blocos arqueanos amalgamados durante o evento Transamazônico (Orosiriano/Riáciano), e limitado por cinturões orogênicos que datam desde o neoproterozoico até o início do paleozoico. As áreas de coberturas proterozoicas e fanerozoicas do cráton estão contidas nos seguintes domínios morfotectônicos: i) Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Karner *et al.* 1992, Milani *et al.* 1988, Milani & Thomas-Filho 2000), ii) Aulacógeno Paramirim e iii) Bacia do São Francisco (Cruz & Alkmim 2004, Alkmim & Martins-Neto 2012).

A Bacia do São Francisco (BSF), que possui 500.000 km<sup>2</sup>, tem seus limites determinados a nordeste, pelo Corredor de deformação Paramirim, ao sul pelo contato erosivo e a oeste, norte e leste pelas faixas neoproterozoicas Brasília, Rio Preto e Araçuaí, respectivamente (Alkmim & Martins Neto 2001).



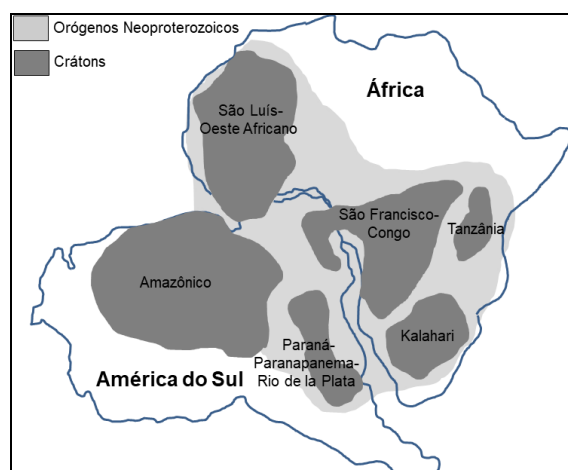
**Figura 2.1:** A) Mapa geológico simplificado com limites da Bacia do São Francisco. B) Modelo digital de elevação SRTM (Fonte: INPE) com localização das Serras. SR: Serra do Ramalho; SI: Serra do Iuiú; SG: Serra de Gorutuba; SA: Serra Azul; SJ: Serra do Jaíba; SS: Serra do Sabonetal. Modificado de Reis, H. L. S. (2011).

As estruturas deformacionais exibidas no entorno da bacia, juntamente com a coluna estratigráfica que é caracterizada por sucessivos ciclos bacinais de 1ª ordem, refletem grandes mudanças no processo de formação, registrando importantes eventos geotectônicos com síncrono preenchimento ao longo de sua história geológica.

A instalação de um sistema de riftes no continente Paleoproterozoico de Atlântica, o colapso de Rodínia e uma glaciação Toniana, uma sequencia de colisões no Neoproterozoico, períodos de glaciação e o surgimento Atlântico Sul no Cretáceo, foram alguns dos grandes eventos que marcaram a Bacia do São Francisco (Alkmim & Martins-Neto 2001, Martins-Neto & Alkmim 2001, Martins-Neto *et al.* 2001).

## 2.2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A estável plataforma Sul-Americana, localizada no continente homônimo, é a porção Pré-cambriana que escapou dos efeitos da orogenia Andeana. As áreas do escudo da América do Sul, caracterizado por Almeida *et al.* (1981, 2000), Brito-Neves (2002) e Schobbenhaus & Brito Neves (2003) devido à exposição do embasamento e coletivamente referidas como o escudo brasileiro, compreendem dois distintos tipos litosféricos: crátons e sistemas orogênicos brasileiros (Heibron *et al.* 2017). De acordo com a definição tradicional, os crátons são porções litosféricas estáveis tectonicamente, ou seja, preservados de processos orogênicos fanerozoicos (Bates e Jackson 1980, Brito-Neves & Alkmim 1993).



**Figura 2.2:** Reconstituição dos continentes sul-americano e africano mostrando os crátons envolvidos em orogêneses Neoproterozoicas. Modificado de Alkmim *et al.* 2006.

Atuando como componentes diferenciados em processos tectônicos, os crátons possuem raízes profundas e relativamente menos densas, são segmentos frios e fortes da litosfera continental, exibindo em superfície uma área de grande extensão (Heilbron *et al.* 2017).

Hospedeiros de grandes bacias sedimentares, os crátons registram uma parte considerável dos eventos geológicos. Seus cinturões orogênicos delimitadores, por outro lado, incorporaram assembleias de rochas pré-colisionais que, em geral, registram processos que ocorrem em um limitado período de tempo, sendo vistos como um continente dentro de um continente (Heilbron *et al.* 2017).

O cráton do São Francisco possui embasamento compreendido por unidades rochosas mais antigas do que 1,8 Ga (Almeida 1977). Esse é composto por uma assembléia de blocos granito-gnássicos (TTG) arqueanos (Teixeira *et al.* 2000), cinturões vulcanossedimentares junto com plutons paleoproterozoico (Barbosa & Sabaté 2004) e sucessões supracrustais amalgamadas durante o ciclo orogênico Transamazônico (Orosiriano/Riaciano), formando os principais litotipos encontrados (Barbosa & Sabaté 2004, Alkmim & Martins-Neto 2012).

Esse ciclo inicia em 2,5 Ga, com a fragmentação ou tafrogênese de uma massa continental, e desenvolvimento da margem passiva Minas (Supergrupo Minas), que se estende para norte do cráton, tendo como potencial representante a base do Grupo Jacobina. O clímax da convergência dá-se a 2,1 Ga. No sul do Cráton São Francisco, o orógeno (Cinturão Mineiro) entra em colapso já por volta de 2,06 Ga. No norte, na Bahia, o avanço do *front* orogênico em direção ao antepaís persiste até o intervalo compreendido entre 2,0 e 1,9 Ga, finalizando no período Orosiriano (Alkmim e Martins-Neto 2012).

A Bacia do São Francisco, um dos três domínios morfotectônicos do cráton homônimo (Heilbron *et al.* 2017), foi preenchida por cinco sequencias sedimentares de 1ª ordem (Catuneanu *et al.* 2005) menores que 1,8 Ga (Almeida 1977, Alkmim e Martins-Neto 2012) em diferentes ciclos de embaciamento, que datam do Proterozoico e Fanerozoico (rochas permo-carboníferas e cretáceas).

A bacia é preenchida predominantemente por rochas metassedimentares e sedimentares proterozoicas (Supergrupo Espinhaço, Paranoá, Macaúbas e Bambuí), depositadas de forma síncrona à eventos orogênicos, tafrogênicos e períodos de glaciação no neoproterozoico. Rochas sedimentares Fanerozoicas encerram a cobertura sedimentar, sendo representadas por: Grupo Santa Fé (Permo-carboníferas), Grupo Areado (Eocretácicas), rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda (Neocretácicas) e por uma chapada composta por arenitos do Grupo Urucuia (Neocretácica) (Zalán & Silva 2007).

Após processo paleoproterozoico de colagem de terrenos arqueanos, no ciclo orogênico transamazônico, a região onde hoje se situa a Bacia do São Francisco foi submetida, durante o tempo geológico, a eventos tectônicos de diferentes intensidades e direções de transporte, que deram origem a um conjunto de estruturas característico (Coelho *et al.* 2008).





Uma nova tafrogênese se inicia no mesmo período, individualizando a placa São Francisco-Congo a leste da bacia (Campos Neto 2000), delineando-se o que viria a ser o Cráton do São Francisco. Desenvolve-se, então, a sequencia rifte/margem passiva do Grupo Macaúbas nos domínios da Faixa Araçuaí (Martins-Neto *et al.* 2001), cuja deposição foi inicialmente acompanhada de uma glaciação de caráter continental (Karfunkel & Hoppe 1998). As geleiras neoproterozoicas que se desenvolveram no interior do cráton, migraram para leste sobre um substrato formado por rochas do embasamento granito-gnaiss e do Supergrupo Espinhaço (Karfunkel & Hoppe 1998, Dupont *et al.* 2001).

Ainda no Neoproterozoico, a continuidade do processo convergente a oeste, na Faixa Brasília, promove acresção de arcos magmáticos e/ou microplacas, sobrecarregando e provocando flexura na região cratônica, onde se desenvolveu a Sequência Bambuí em caráter de antepaís (*foredeep* a oeste e rampa flexural a leste), simultaneamente à continuidade da evolução da margem passiva na Faixa Aracuaí (Martins-Neto & Alkmim 2001, Alkmim & Martins-Neto 2012).

Ao final do Neoproterozoico superior, encerra-se a colisão continente-continente (Crátons Amazônico e São Francisco) na Faixa Brasília e inicia-se um novo processo de subducção, agora na Faixa Araçuaí, dando origem a arcos magmáticos e deposição da Sequência Capelinha (Martins-Neto *et al.* 2001). Esse cenário seguiria com processos colisionais que fechariam o então oceano Adamastor, evoluindo para o Orógeno Araçuaí/Oeste Congo ao final do Neoproterozoico.

O interior do cráton subside por ação de sobrecargas laterais (Faixas Brasília e Araçuaí), recebendo a deposição final da Sequência Bambuí que foi parcialmente afetada pelo processo orogênico denominado Brasileiro. As margens passivas e ativas são convertidas nos cinturões orogênicos que definem os contornos atuais à oeste e leste do cráton e consequentemente da bacia.

Processos erosivos se desenvolveram sobre o Grupo Bambuí e, numa fase de sinéclise da bacia circundada por cadeias orogênicas, depositaram-se durante o Permo-Carbonífero, os sedimentos glaciogênicos (lacustres e fluviais) continentais desconformes e pertencentes ao Grupo Santa Fé, que hoje afloram na porção central da bacia.

Ao final de seu preenchimento, bem como, em continuidade ao seu processo evolutivo no Eocretáceo, a bacia experimenta nova fase de rifte abortado (Sul-Atlântico), devido à reativação de falhas e deposição do Grupo Aerado (sub-bacia de Abaeté). O mar avança, um intenso magmatismo alcalino (Gr Mata da Corda) ocorre na sua porção sul e novo soerguimento, estimado em 650m, acontece (Arco Alto de Parnaíba). Nova sinéclise, devido a tensões intraplaca, receberia os sedimentos do Grupo Urucuia.

## **2.3 - ESTRATIGRAFIA**

A Bacia do São Francisco se estende por uma extensa área ao sul do cráton homônimo, abrangendo parte dos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia. Uma região intensamente pesquisada por suas peculiaridades de bacia intracratônica, preservando como característica principal, a sucessão de bacias sedimentares. Nesse contexto, de idades pré-cambrianas e fanerozóicas a bacia é representada pelos supergrupos Espinhaço e São Francisco (e correlatos), bem como pelos depósitos fanerozoicos dos grupos Santa Fé, Areado, Mata da Corda e Urucuia (Reis 2011, Alkmim & Martins-Neto 2001).

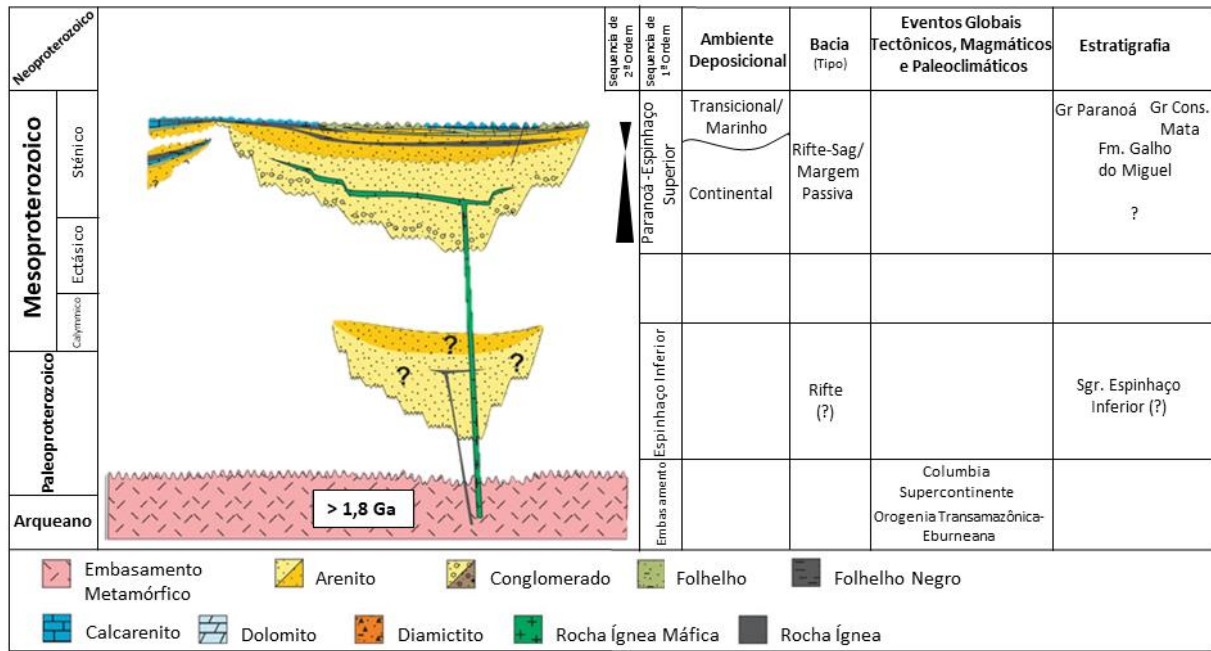
### **2.3.1 - Embasamento**

O embasamento da bacia do São Francisco é compreendido por todas as unidades litológicas mais antigas que 1,8 Ga (Alkmim & Martins-Neto 2001). Dentre essas rochas que constituem os blocos arqueanos amalgamados e estabilizados durante a orogenia do Orosiriano/Riaciano (Brito Neves *et al.* 1995), estão gnaisse-migmatíticos (TTG) de médio a alto grau, associações granito-greenstones, granitoides alcalinos, complexos máfico-ultamáficos e diques máficos de idade neoarqueana (Teixeira *et al.* 2016), além de metassedimentares.

### **2.3.2 - Supergrupo Espinhaço**

O Supergrupo Espinhaço tem sido alvo de estudos de muitos autores desde o século XVIII até os dias atuais, seja pelo contexto econômico, motivado pelos diamantes dos metaconglomerados da Formação Sopa Brumadinho, seja por questões tectonoestratigráficas (Uhlein *et al.* 1995, Martins-Neto 1998, Danderfer & Dardenne 2002). Inicialmente foi descrita litoestratigraficamente por Pflug (1968) como metassedimentos de baixo grau metamórfico formado por metassequências siliciclásticas, principalmente arenitos associados a conglomerados e pelitos, rochas carbonáticas e vulcânicas em bacia desenvolvida durante o Paleo-Meoproterosoico (Schobbenhaus 1993).

Conceitos mais recentes consideram o Supergrupo Espinhaço como a primeira das três unidades genéticas de 1ª ordem dos ciclos de preenchimento da bacia do São Francisco no Proterozoico. São sequências (Espinhaço I e II) sobrepostas e separadas por discordâncias regionais também de primeira ordem, depositadas em uma bacia intracratônica do tipo rifte-sinéclise de quatro estágios: pré-rifte, rifte, transicional e flexural (Dussin & Dussin 1995, Martins-Neto 1998). São subdivididas por sequências regionais de 2ª ordem, controladas inicialmente por tectônica, com importantes variações do nível do mar no estágio transicional e flexural (Martins-Neto 1998, Alkmim & Martins Neto 2012, Reis & Alkmim 2015) (Fig. 2.4).



**Figura 2.4:** Carta estratigráfica com as unidades inferiores da bacia do São Francisco. Modificado de Reis & Alkmim (2015).

A “Bacia Espinhaço”, por definir um local de acumulação de bacias sucessivas e superpostas que registra uma evolução descontínua, policíclica e poli-histórica (Danderfer 2002), é um intervalo espesso de sedimentos depositados em ambiente rifte intracontinental (eólico/fluvial/lacustre/leques deltaico e aluvial), intercalados por vulcânicas em sua fase extensional e marinho raso/continental (eólico) em sua fase flexural/termal. Uhlein *et al.* (2011) acrescenta ainda, que no Espinhaço Bahiano pulsos extensionais em importante fase de reativação tectônica houve soerguimentos de blocos do embasamento com duas intrusões portadoras de diamantes na base. A primeira relacionada à Formação Sopa Brumadinho (1,73-1,70 Ga) e a segunda à Formação Tombador (1,40-1,42 Ga).

Assim, o Supergrupo Espinhaço (Minas Gerais e Bahia) permite reconhecer um processo rifte/extensional que passa por flexura termal com fácies continentais na base a marinho para o topo. Nele desenvolveram-se vários ciclos de embaciamento, limitados por discordâncias, com depósitos de associações de rochas vulcanossedimentares, seguido por um intervalo espesso de siliciclásticos e carbonatos localmente desenvolvidos no topo.

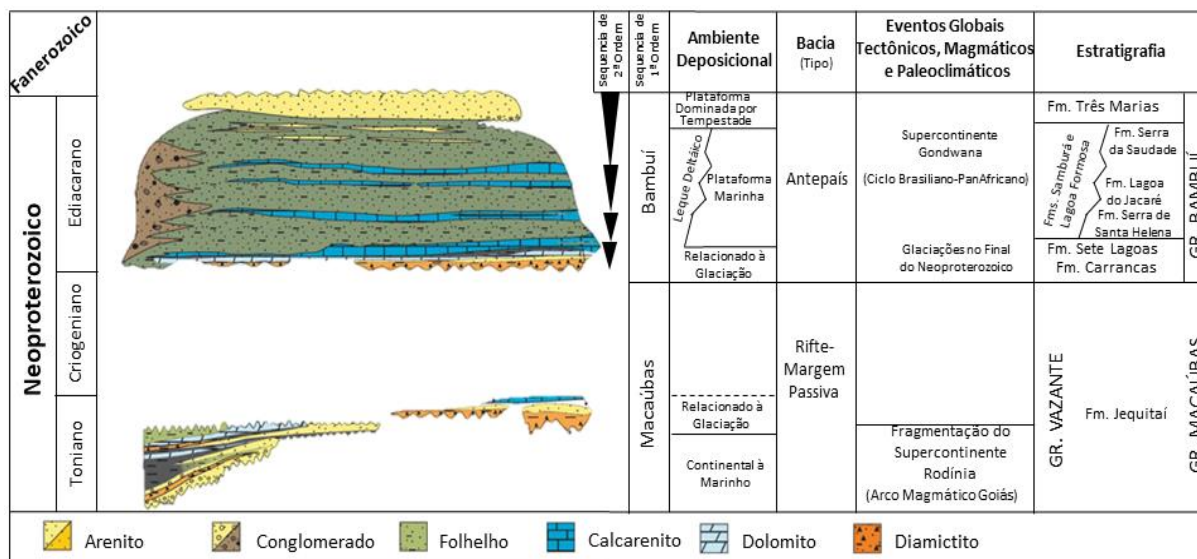
### 2.3.3 - Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco é representado por duas unidades neoproterozoicas. A primeira sequência é formada por rochas glacio-continentais e glacio-marinhas, que recobrem em discordância angular as rochas do Supergrupo Espinhaço – são os metassedimentos do Grupo Macaúbas. A segunda, de carácter marinho, é representada por rochas carbonáticas alternadas com terrígenas pertencentes ao Grupo Bambuí (Alkmim & Martins-Neto 2001).

### 2.3.3.1 - Grupo Macaúbas

A Bacia Macaúbas está contida em três domínios deposicionais: cratônico, transicional e margem passiva (Martins-Neto *et al.* 2001). No primeiro, encontram-se preservados pavimentos polidos e estriados por geleiras. Nos dois últimos, vales incisos numa discordância de 1ª ordem que marcam a base da sucessão rifte (Martins-Neto & Hercos 2001). Um espessa sequência de 1ª ordem caracteriza o Grupo Macaúbas, sua idade está balizada entre 880-740 Ma (Reis *et al.* 2017) (Fig. 2.5).

Dentro do processo de desenvolvimento de rifte Macaúbas (continental ao norte e oceânico ao sul) que foi acompanhado de magmatismo básico, o basculamento dos blocos gerando meio-grabens e altos estruturais juntamente com o evento glacial (Esturtiano), controlou o desenvolvimento dos processos erosivos-deposicional, preenchendo a bacia com sedimentos pré-glaciais, glaciais transicionais e distais. Pulsos tectônicos deram origem a fluxos de detritos depositados num regime extensional a flexural/termal em bacia rifte/margem passiva (Martins-Neto *et al.* 2001, Uhlein *et al.* 2007).



**Figura 2.5:** Carta estratigráfica com as unidades Neoproterozoicas da bacia do São Francisco. Modificado de Reis & Alkmim (2015).

Sistemas de leques aluviais, fluviais e lacustres de fácies proglaciais foram depositados nos domínios cratônico e transicional, gradando distalmente para diamictitos, conglomerados, arenitos glaciomarinhos gradados/maciços (fluxos de massa, turbiditos e tempestitos) e pelitos recobrimo o Supergrupo Espinhaço no interior da bacia. No extremo leste, é constituído por rochas metavulcânicas e metassedimentares quando se aproximam do cinturão de dobras e empurrões, denominado Faixa Araçuai (Martins-Neto & Alkmim 2001, Martins-Neto & Hercos 2002).

Parte do sistema de falhas normais sindeposicionais que gerou o hemi-gráben, foi preenchido por sedimentos de depósitos gravitacionais. São diamictitos glaciogênicos da Formação Catuni

(correlato à Formação Jequitaiá), de cunhas clásticas depositados no sopé das falhas e retrabalhados em borda extensional ativa, em zona de transição marinho raso para marinho profundo, sobrepondo, após hiato expressivo, os sedimentos marinhos costeiros a fluviais e pré-glaciais da Formação Duas Barras - 900 Ma (Martins 2006) e Rio Peixe Bravo. Mais a leste da Formação Catuni, na porção oriental do Grupo Macaúbas, depósitos glaciogênicos predominantemente diamictitos com retrabalhamentos e turbiditos arenosos intercalam com formações ferríferas (tipo Rapitan) e acumulações de fosforito que caracterizam a Formação Nova Aurora, que grada lateralmente para a Formação Chapada Acauã (Uhlein *et al.* 2007).

A Formação Chapada Acauã é representada por intercalações de diamictitos, turbiditos arenosos e pelitos de ambiente glacio-marinho transicional-distal na porção inferior e plataformal, pós-glacial de margem passiva proximal na porção superior. Seguindo o processo evolutivo da bacia Macaúbas e ainda gradando lateralmente, tem-se a Formação Salinas (localmente Ribeira da Folha) – 580 Ma. Seus depósitos pós-glaciais de margem passiva e distal, são constituídos por turbiditos com intercalações de pelitos carbonosos, margas e calcários. Processos vulcânicos como diques máficos, intrusões graníticas, *pillows* e o desenvolvimento de assoalhos oceânicos – 800 Ma (ao sul da bacia), marcam a evolução do Grupo Macaúbas (Uhlein *et al.* 2007).

Recentemente, foi adicionada ao topo do Grupo Macaúbas, a Formação Córrego da Ursa, cujos sedimentos foram depositados em ambiente fluvio-lacustre controlados por sazonalidades climáticas durante os períodos de degelo (ritmitos) (Alkmim & Martins-Neto 2001, Uhlein *et al.* 2007, Martins *et al.* 2008, Gonzaga & Walde 2007).

As rochas do Grupo Macaúbas têm pouca expressão em termos de afloramentos, ocorrendo quase sempre em locais onde também afloram o Supergrupo Espinhaço ou em faixas estreitas em determinados limites da bacia.

### **2.3.3.2 - Grupo Bambuí**

O Grupo Bambuí, unidade aflorante mais expressiva na bacia do São Francisco, é constituído alternadamente por rochas terrígenas e carbonáticas de sedimentos que se depositaram em ambiente plataformal e foram controlados por transgressões e regressões marinhas em ciclos de raseamento em direção ao topo (Martins-Neto & Alkmim 2001).

As áreas soerguidas nas adjacências da bacia, função dos processos colisionais (Faixas Brasília e Araçuaí) e que deram carácter de antepaís, também funcionaram como áreas fonte para o preenchimento do novo depocentro ao sul da mesma. Fazem parte deste grupo da base para o topo as formações: Carrancas, Sete Lagoas, Samburá, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Martins-Neto & Alkmim 2001; 2012, Reis *et al.* 2017). Estudos recentes

identificam na sequência de 1ª ordem do Grupo Bambuí, quatro sequências de 2ª ordem, sendo as três últimas com raseamento em direção ao topo (Reis *et al.* 2017).

A Formação Carrancas é considerada uma unidade distinta e base do Grupo Bambuí desde Costa & Branco (1961). É motivo de controvérsia para alguns autores por a considerarem de origem glacial (diamictitos, arenitos e ritmitos) e ser correlacionada à Formação Jequitai (Martins-Neto *et al.* 2001, Sgarbi *et al.* 2003, Caxito *et al.* 2012). Outros argumentam a falta de evidências claras para a origem glaciogênica da formação (Vieira *et al.* 2007b, Tuller *et al.* 2008).

Porém, em novas pesquisas tem sido caracterizada apenas como depósitos conglomeráticos e siliciclásticos finos a grossos, que ocorrem a sudeste da bacia, de maneira irregular em canais escavados no substrato (Alkmim & Martins-Neto 2012, Reis *et al.* 2016). São interpretados como correlacionáveis à sequência Tijucuzú (Criogeniano) e que ambas ocorrem anteriores a Formação Jequitai (Uhlein *et al.* 2016, 2017).

A Formação Jequitai tem sido alvo de algumas suposições que vão desde sua idade até a qual grupo ou sequência faz parte. Por vezes incluída no topo do Grupo Macaúbas, por vezes base do Grupo Bambuí. Os registros glaciais desta unidade se estendem da borda leste ao centro da bacia, representados por diamictitos maciços com algumas intercalações de arenitos e siltitos com seixos e blocos pingados. Interpretada como seção condensada, sua deposição vem sendo relacionada com depósitos aluviais/fluviais, proglaciais fluviais e lacustres de morenas terminais em contexto tectônico rifte para margem passiva depositados durante a glaciação Esturtiana (Martins-Neto & Hercos 2002, Caxito *et al.* 2012).

Composta essencialmente por rochas carbonáticas (margas, calcilitos, calcarenitos e biolititos), a Formação Sete Lagoas (610 Ma – Rodrigues 2008) compreende uma sucessão plataformar marinha rasa (rampa carbonática), identificada por muitos autores como “capa carbonática” no Grupo Bambuí (Babinski *et al.* 2007). Esta denominação está relacionada não só a toda cobertura carbonática que sobrepõe sedimentos diamictíticos após eventos glaciais, mas também por apresentarem anomalias negativas de  $\delta^{13}\text{C}$  (Babinski *et al.* 2007, Caxito *et al.* 2012, Kuchenbecker *et al.* 2013).

Sua deposição seguiu dois ciclos de raseamento em direção ao topo, registrados por dois eventos transgressivos. O primeiro, marcado por cristais de calcita em leque na base, indicando um ambiente supersaturado, recoberto por depósitos de eventos de tempestade. Já o segundo ciclo ocorreu em plataforma mista, constatada a presença de pelitos e ausência de estruturas formadas por ondas, sugerindo ambiente marinho profundo (Babinski *et al.* 2007).

Em datações atribuídas a Formação Sete Lagoas, Babinski *et al.* (2007), atribuíram a idade deposicional Pb/Pb de 740 Ma (Esturtiana) para a porção basal, enquanto Warren (2014), através de fósil index (Cloudina), confirma idades entre 550 e 542 Ma para a porção média, Pós-Gaskier (Pimentel *et al.* 2011, Uhlein *et al.* 2016, 2017).

A Formação Serra de Santa Helena, depositada concordantemente sobre a Formação Sete Lagoas, num rápido evento transgressivo, marca o início do segundo ciclo do Grupo Bambuí. Consiste em depósitos siliciclásticos (siltitos, folhelhos, margas e arenitos finos) com laminações alternadas (ritmitos), plano-paralelas, cruzadas (*climbing ripples*), cruzadas por ondas (*hummocky*) e lentes de carbonatos que ficaram preservadas no registro geológico. Foram depositados em ambiente marinho plataformal profundo, dominado por ondas e retrabalhados em eventos de tempestades (Martins-Neto & Alkmim 2001, Rodrigues 2008, Iglesias & Uhlein 2009).

Encerrando o terceiro ciclo do Grupo Bambuí, estão os calcarenitos finos cinza a pretos, maciços e estratificados, folhelhos, siltitos, calcarenitos oolíticos/oncolíticos (ruditos) e esteiras microbiais de águas rasas da Formação Lagoa do Jacaré. Esta passagem se faz de forma intercalada e rítmica entre pelitos e calcilutitos da Formação Serra de Santa Helena e calcarenitos da Formação Lagoa do Jacaré (Martins-Neto & Alkmim 2001).

São depósitos que foram retrabalhados por ondas de tempestades, desenvolvidas durante subsequentes tratos regressivos, na transição de águas profundas para águas rasas em ambiente plataformal misto na base, um pulso de siliciclásticos (siltitos) intermediário e encerrando com calcarenitos oolíticos costeiros no topo (Martins-Neto & Alkmim, 2001).

Nova fase se inicia na bacia, é o quarto e último ciclo. Em função da sobrecarga exercida no orógeno e sua resposta flexural, cria-se espaço de acomodação de forma “rápida” e que foi preenchido pelos pelitos-arenosos da Formação Serra da Saudade. São folhelhos calcíferos intercalados com calcilutitos e arenitos muito finos, depositados em contexto plataformal abaixo do nível de ondas. Porém, ciclos de granocrescência ascendente indicam retrabalhamentos em ambiente plataformal dominado por tempestades, intercalados por períodos de calmaria, favorecendo a sedimentação em lâminas (Lima *et al.* 2007).

Depositados de forma discordante ao norte e paraconforme em direção ao centro da bacia, estão os conglomerados, siltitos e arenitos da Formação Três Marias, que diferentemente das formações anteriores, são caracterizados como arcóseos por não possuírem calcários intercalados, eles representam um período de assoreamento da bacia *foreland* Bambuí (Martins-Neto & Alkmim, 2001), depositados em ambiente associados à alta energia, plataformal marinho-raso a fluvial.

Chiavegatto *et al.* (1997) argumenta que, para tal situação seria necessário admitir um longo período de emergência, exposição e erosão da área precedendo a deposição dos sedimentos dessa formação. Apesar de concordar com a exposição anterior, Kuchenbecker *et al.* (2016) faz relações que poderiam diferenciar e individualizar os conglomerados da Formação Três Marias e chega a nomeá-los de Formação Gorutuba, porém entende-se que esses conglomerados seriam apenas uma porção proximal da Formação Três Marias.

As Formações Samburá e Lagoa Formosa são caracterizadas por conglomerados polimíticos, diamictitos e pelitos com clastos pingados (ruditos), de fácies molássica para Barbosa *et al.* (1970). Para Castro & Dardenne (1996; 2000) aquela unidade compreende, da base para o topo, em conglomerados de arcabouço fechado e que passam para conglomerados matriz suportada, arenitos arcoseanos lenticulares e argilitos, que compõem ciclos granodecrescentes ascendentes. Foram depositadas sincronicamente à orogenia Brasília, por leques aluviais adentrando em corpo aquoso e que gradaram lateralmente na plataforma marinha, tendo se desenvolvido em eventos transgressivos (Castro & Dardenne 1996, Uhlein *et al.* 2011; 2017, Reis *et al.* 2017).

### **2.3.3.3 - Coberturas Fanerozoicas**

Os sedimentos fanerozoicos depositados na Bacia do São Francisco, também conhecida por Bacia Sanfranciscana, compreendem as rochas permo-carboníferas do Grupo Santa Fé e cretáceas dos Grupos Areado, Mata da Corda e Urucuaia. No Grupo Santa Fé estão os diamictitos, arenitos, tilitos e varvitos glacio-marinhos que se apresentam mais a noroeste e centro da bacia. São rochas formadas a partir de sedimentos que se depositaram durante a glaciação no final do Paleozoico, na porção oeste do Gondwana (Sgarbi *et al.* 2001).

Após primeiro ciclo tectono-sedimentar, no qual se depositou o Grupo Santa Fé, e longo período de estabilidade tectônica, outros ciclos se desenvolveram em virtude das novas condições tectônicas durante a abertura do Atlântico Sul no Cretáceo. Esses depósitos estão representados por: siliciclásticos aluviais, lacustrinos, fluviais, deltaicos e eólicos do Grupo Areado; rochas alcalinas (kamafugitos) com sedimentos vulcanoclásticos do Grupo Mata da Corda; do Grupo Urucuaia, sedimentos fluviais, eólicos e lacustres. Finalizando, estão os sedimentos arenito-conglomeráticos oxidados Cenozoicos da Formação Chapadão (Sgarbi *et al.* 2001).



## 2.4 - SERRA DO IUIÚ - TRABALHOS ANTERIORES

A Serra do Iuiú, caracterizada por um intervalo de rochas carbonáticas com pelitos associados, está localizada no centro-oeste do estado da Bahia, próximo à divisa com o extremo norte do estado de Minas Gerais. O mapa geológico elaborado no décimo volume da Série de Arquivos Abertos CBPM – 2003 entre Santa Maria da Vitória e Iuiú define que os carbonatos da Serra do Iuiú estariam dolomitizados e pertencem à Formação Sete Lagoas, e que em sua base predominam os pelitos da Formação Serra de Santa Helena. Os mapas da CPRM de 2003 mostram as formações acima citadas sotopostas pela Formação Lagoa do Jacaré, que é composta por duas fácies carbonáticas e uma pelítica.

Apesar de não ter sido deformada pelo evento Brasiliano, responsável pela formação do cinturão de dobras e empurrões Araçuaí (Alkmim *et al.* 2006), a região possui ao menos três famílias de lineamentos: O primeiro NE e mais expressivo, ESSE e NW menos expressivos em imagens de satélite e registrados por Conceição Filho *et al.* (2003).

A Formação Serra de Santa Helena, segundo Chiavegatto & Dardenne (1997), é composta por siltitos argilosos e/ou arenosos cinza esverdeados, ou violáceos quando alterados, apresentando tempestitos distais na base, proximais no intervalo intermediário e ritmitos no topo. Conceição Filho *et al.* (2003), próximo a Serra do Ramalho, descreve que na parte basal da unidade são comuns as alternâncias de níveis de dololutitos margosos cinza-claro, laminados, com margas amareladas. Já na porção mediana e com incremento para o topo, ocorrem intercalações de calcarenitos escuros, com granulação média a grossa, maciços, cortados por veios e bolsões centimétricos de calcitas negra e branca (Conceição Filho *et al.* 2003, Iglesias & Uhlein 2009).

Na transição do regime transgressivo para o regime regressivo, os depósitos pelíticos-carbonáticos da Formação Serra de Santa Helena, foram sobrepostos pelos depósitos carbonáticos da Formação Lagoa do Jacaré, de forma intercalada e gradacional em um ambiente de submaré. Pulsos regressivos são evidenciados em níveis de calcissiltitos com estruturas onduladas, indicando o início do retrabalhamento por ondas de tempestade de ambiente de submaré cada vez mais raso (Conceição Filho *et al.* 2003, Iglesias & Uhlein 2009).

A Formação Lagoa do Jacaré (Branco & Costa 1961) marca o final do segundo ciclo deposicional (evento marinho regressivo) do Grupo Bambuí (Zalán & Romeiro-Silva 2007). São arenitos muito finos a siltitos calcíferos e margosos ricos em matéria orgânica, com intercalações finas de calcários, laminações argilosas, brechas intraclásticas, bancos de calcários oolíticos e pisolíticos (Rodrigues 2008, Iglesias & Uhlein 2009) e microbialitos (Lima *et al.* 2007, Kuchenbecker *et al.* 2011; Fragoso *et al.* 2011).

É composta na base por fácies pelíticas indicando transporte por suspensão e sedimentação por decantação em ambiente calmo de submaré, que por vezes são retrabalhados por tempestades. Estes tempestitos são intercalados por um folhelho físsil depositado no instante seguinte às tempestades (Conceição Filho *et al.* 2003). Apresentam marcas onduladas, gretas de ressecamento, estratos cruzados e esporádicos estratos cruzados gerados por tempestades (*hummocky*) (Iglesias & Uhlein 2009),

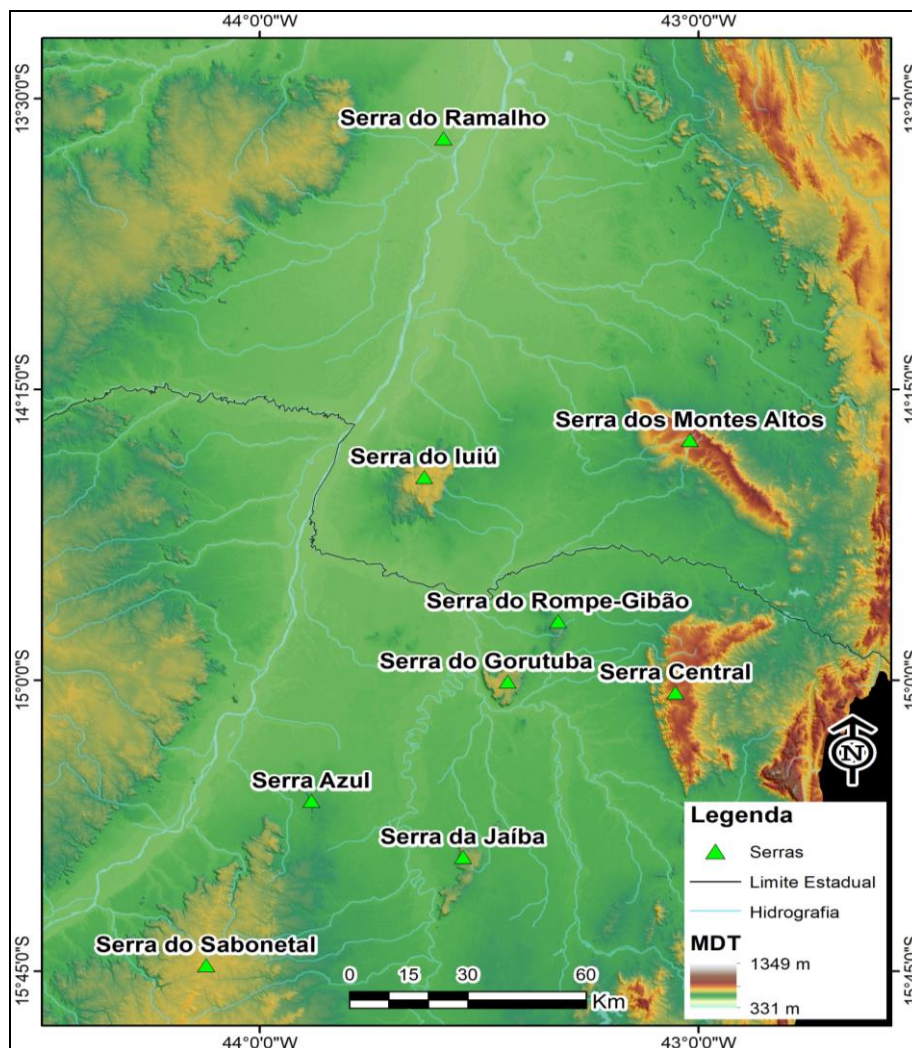
Na porção superior, Conceição Filho *et al.* (2003) relatam a deposição de calcarenitos com estratos cruzados sigmoidais (pulsos regressivos) de fluxos unidirecionais e progradação de calcarenitos oolíticos/pisolíticos sobre lamitos microbiais ocorridos em ambiente de intermaré e submaré rasa. Estruturas *wave* e *linsen* também são observadas como correspondentes distais entre as porções basal e superior (Conceição Filho *et al.* 2003, Paula-Santos *et al.* 2017) .

Aspectos estratigráficos possivelmente relacionados a questões estruturais foram levantados por Iglesias & Uhlein (2013), bem como a espessura variável dos carbonatos do Grupo Bambuí ao longo da bacia, que é controlada por sistema falhas do embasamento, ativas durante sedimentação (Teixeira *et al.* 1993). Serras vizinhas à Serra do Iuiú como, Serra do Ramalho, Rompe Gibão, Gorutuba, Jaíba, Azul e São Felipe (Fig. 2.6) demonstram sucessões estratigráficas contrastantes em cota topográfica semelhante.

Iglesias & Uhlein (2009), em trabalho realizado no norte de Minas Gerais e a sudoeste da Serra do Iuiú, atribuem a paleogeografia da região ao embasamento e a eventos tectônicos que geraram altos estruturais (Alto de Januária) e depocentros, nos quais verificou-se espessura maiores para o Grupo Bambuí na área de estudo.

Kuchenbecker *et al.* (2016), ao propor a formalização da Formação Gorutuba, conglomerados da base da Fm Três Marias, expõe perfis das Serras do Jaíba, Gorutuba/Rompe Gibão e Sinclinal Buenópolis, que juntamente com o perfil de Iglesias & Uhlein (2009), permite entender melhor o contexto geológico nos arredores da Serra do Iuiú.

Os autores mencionam ainda, as controvérsias existentes na literatura acerca da idade do Grupo Bambuí, principalmente a Formação Sete Lagoas. Uma série de publicações tem contribuído para balizar mínimo e máximo deposicional. Parenti-Couto *et al.* (1981) relatam e sugerem, através de dados radiométricos (Sr e Pb), 600 Ma para idade deposicional. Thomas Filho *et al.* (1998), por meio dos métodos Rb-Sr e K-Ar, conferem 640 Ma para a Formação Sete Lagoas e 540 Ma para a Formação Três Marias.



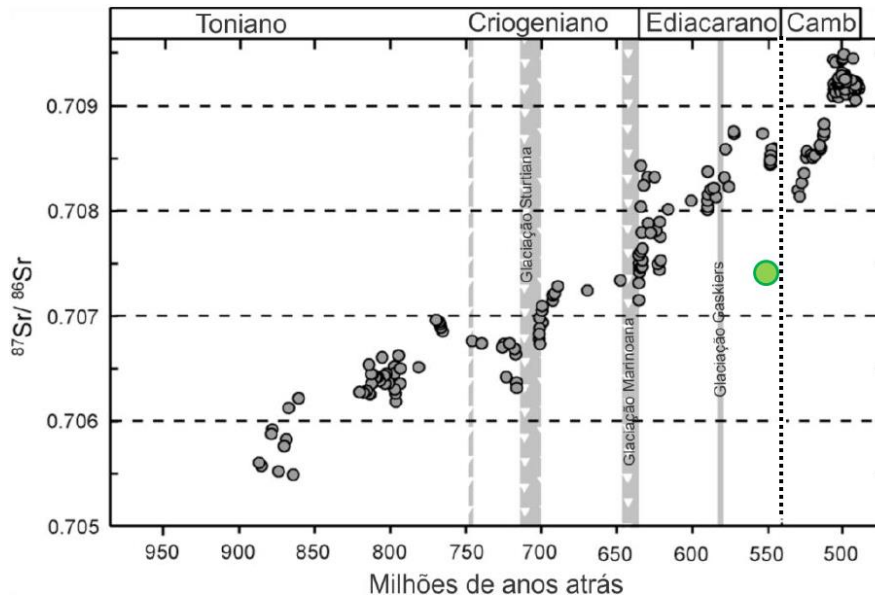
**Figura 2.6:** Modelo digital de elevação SRTM (Fonte: INPE) com as serras no entorno da Serra do Iuiú.

Rodrigues (2008) considera a idade de aproximadamente 610 Ma para a Fm Sete Lagoas próximo a Faixa Brasília. Pimentel *et al.* (2011) concluem que os sedimentos do Gr Bambuí, a leste da Faixa Brasília, foram depositados depois de 620 Ma. Warren *et al.* (2014) identificam na porção intermediária da Formação Sete Lagoas, a ocorrência fósseis index (Cloudina) em trabalho realizado nas vizinhas do município de Januária, norte de Minas Gerais. Estes organismos, segundo os autores, remetem ao final do período Ediacarano, com idades entre 542 e 550 Ma.

Para Paula-Santos *et al.* (2015), as idades U-Pb em zircões detríticos nos carbonatos da base do Gr Bambuí datados por eles (557 Ma), são mais jovens que aquelas reportadas na literatura, e assim como Warren (2014) considera também ao período Ediacarano.

Uhlein *et al.* (2016) propõem uma nova interpretação para a porção inferior do Grupo Bambuí. Baseado em análise estratigráfica, novos dados de geoquímica de rocha total, isótopos Nd, geocronologia de U-Pb e isótopos de C e O em clastos carbonáticos, os autores entenderam que a Formação Carrancas trata-se de pré-glaciação Marinoana, final do período Criogeniano. Essas

informações reforçam as datações de Paula-Santos *et al.* (2015) e Warren *et al.* (2014) com fóssil index dos considerados carbonatos de capa, da Formação Sete Lagoas, que apontam para idades em torno de 560 Ma (Ediacarano final).



**Figura 2.7:** Gráfico evolutivo dos isótopos de Sr dos oceanos no Neoproterozoico. O círculo verde representa os dados isotópicos da Formação Lagoa do Jacaré – Grupo Bambuí na Serra do Ramalho (Misi *et al.* 2007) (modificado de Halverson *et al.* 2010).

Misi *et al.* (2007), em compilação de dados bibliográficos e dados de poços perfurados pela CPRM e Petrobras, verificam leve variação das razões de  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , não só para as diferentes formações do Grupo Bambuí em um mesmo local, mas também para as mesmas formações em diferentes locais. Para Formação Lagoa do Jacaré estas razões seriam de 0.70746 (Bacia do Irecê), 0.70738 (cidade de Sete Lagoas) e 0.70743 (Serra do Ramalho) que fica a 150 km a norte da Serra do Iuiú (Fig. 2.7).

Esses valores quando plotados no gráfico de razões isotópicas de Sr para oceanos do Neoproterozoico de Halverson *et al.* (2010), mostram-se abaixo do estimado. Vale lembrar que os valores estimados pelo autor, referem-se à oceanos abertos. O Grupo Bambuí foi depositado em mar epicontinental, e condições de restrição ou conexões levaram a modificações na composição da água do mar ao longo da deposição do Grupo Bambuí, levando assim a necessidade de estudos mais refinados sobre esta formação.

## CAPÍTULO 3

### NEOPROTEROZOICO E SISTEMAS CARBONÁTICOS

---

#### 3.1 - NEOPROTEROZOÍCO

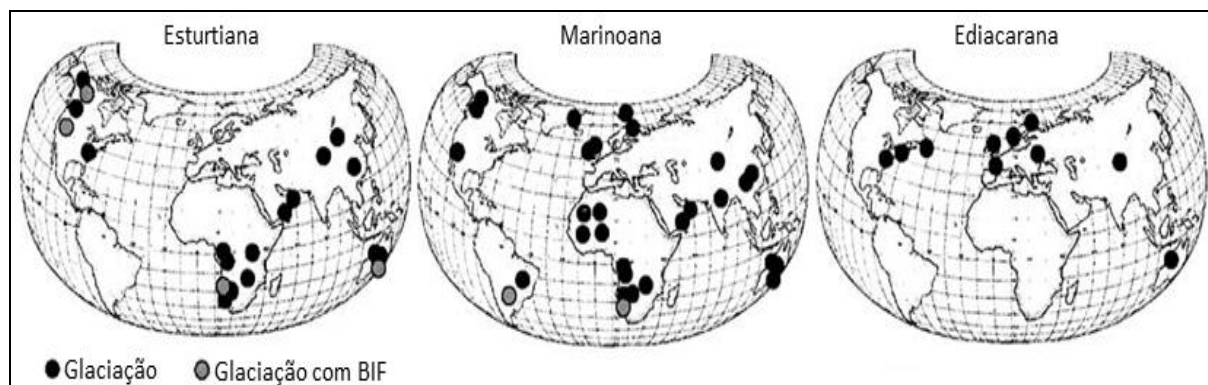
A era Neoproterozoica (1000-540 Ma) compreende um intervalo “agitado” no tempo geológico marcado por importantes eventos, bem como a transição para o período Cambriano. São eventos que caracterizam significativas mudanças tectônicas, climáticas e biogeoquímicas na evolução da Terra.

Tecnicamente pode-se citar a fusão (~1200 Ma) e a quebra (~900 Ma) do mais antigo supercontinente documentado (Rodínia). A fragmentação do supercontinente resultou em blocos continentais e geração de oceanos (Brasilídis e Adamastor) que foram encerrados com o amalgamento desses blocos, na América do Sul e África, pelo evento Brasileiro-Pan Africano. Núcleos cratônicos foram gerados, onde se desenvolveram mares epicontinentais, que são caracterizados por sua grande extensão lateral e baixo declive em direção ao centro das bacias sedimentares, nas quais se desenvolvem extensas plataformas dominadas por sedimentação siliciclásticas, mistas ou carbonáticas (Cordani *et al.* 2003, Gaucher *et al.* 2010).

O estado redutor/oxidante e a relação de trocas gasosas entre oceano e atmosfera, juntamente com o intemperismo sofrido pelos continentes, marcaram de maneira significativa o Neoproterozoico. Tanto oceano quanto atmosfera saíram de um padrão anóxico em 2,45 Ga a poucas alterações até 1,85 Ga e inalterados entre 1,85 a 0,85 Ga, exceto na superfície dos oceanos. A partir de 0,85 à 0,54 Ga (Neoproterozoico) houve um aumento no oxigênio atmosférico e em oceanos rasos, porém em oceanos profundos, o ambiente continuou anóxicos ou flutuava consideravelmente, principalmente em períodos de glaciações – Grupo Rapitan, no Canadá e Formações Chuos e Numees na Namíbia (Klein & Beukes 1993, Frimmel *et al.* 2002, Holland 2006).

Esses intervalos de anoxia em escala de tempo geológica em oceanos epicontinentais e estratificados favoreceram a deposição de ferro reduzido e conseqüentemente a formação das BIFs (Formações Ferríferas Bandadas), que voltaram a ser depositados no Neoproterozoico (800 Ma Grupo Penganga depósitos de Tamsi, Guda, Kanpa-Índia; 750–650 Ma Formação Chuos, Sequencia Damara depósito Otjosondú-Namíbia e 900–600 Ma Formação Santa Cruz, Grupo Jacadigo, depósito Urucum-Brazil) (Fig. 3.1), depois de uma grande lacuna no Mesoproterozoico (Klein & Beukes 1992, Holland 2006).

Assim, Canfield *et al.* (2008) afirma em grande compilação de dados que os oceanos profundos e estratificados ao final do Neoproterozoico eram ricos em Fe.



**Figura 3.1:** Depósitos Neoproterozoicos de formações ferríferas bandadas (BIF) associadas ou não a glaciações (modificado de Holland 2006).

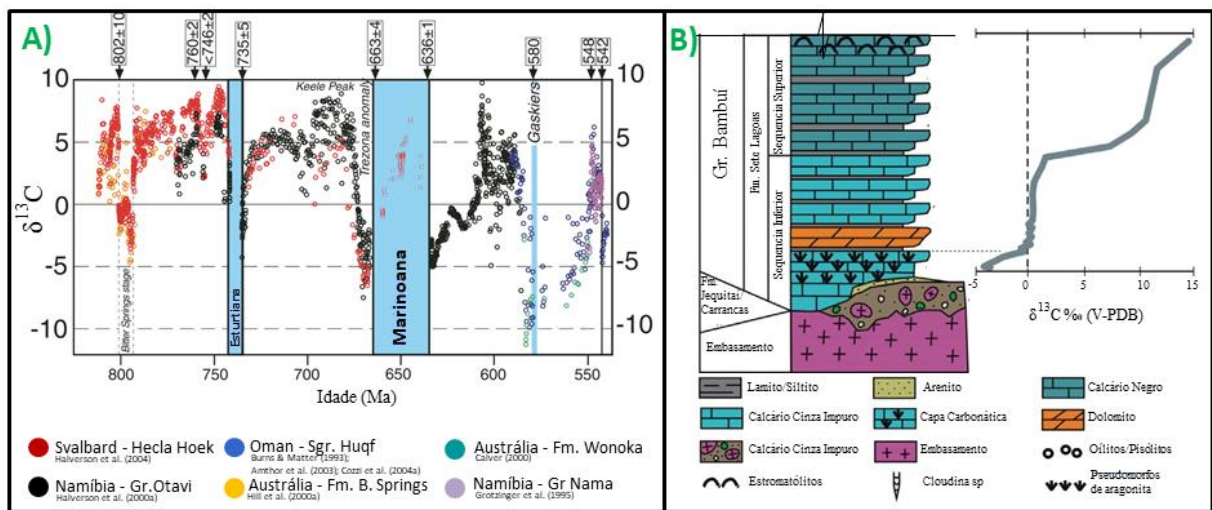
As severas glaciações que ocorreram no Neoproterozoico principalmente no período Criogeniano, propiciaram oceanos estratificados quimicamente, sendo anóxicos no fundo e levemente oxigenado na zona fótica à parcialmente oxigenado após a glaciação Gaskiers à 580 Ma (Halverson & Hurtgen 2007).

Consideradas de magnitude global, as duas primeiras glaciações deste período, estão bem marcadas por dados paleomagnéticos levantados em sucessões Esturtiana e Marinoana no norte da Namíbia, sul da Austrália, norte do Canadá, noroeste de Svalbard (Noruega) e centro da China (Fig 3.2 A). Esses dados sugerem que a expansão da crosta de gelo durante a glaciação alcançou baixas latitudes (próximo à linha do equador). Assim como a presença de uma sucessão estratigráfica de diamictitos glaciogênicos, sobrepostos por depósitos carbonáticos (carbonato de capa), seguidos por sucessões pelíticas e folhelhos (Halverson *et al.* 2010).

Esses dados são à base da *Snowball Earth Theory*, na qual a Terra teria sido submetida por completo a dois períodos de resfriamento extremo, compreendido no período Eocriogeniano (Esturtiana) e Neocriogeniano (Marinoana) (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002). Nessas condições, houve aumento no efeito albedo, contribuindo ainda mais para a redução de temperatura, promovendo não só a expansão das capas de gelo, mas também de sua espessura e, conseqüentemente, ambientes afóticos foram gerados e organismos fotossintetizantes sofreram extrema redução.

Emanações vulcânicas ( $\text{CO}_2$ ) teriam contribuído para o início do processo do degelo, bem como teriam gerado o efeito estufa capaz de por fim ao período glacial. Essas emanções teriam contribuído com o  $\text{CO}_2$  na atmosfera, acelerando o intemperismo continental e, conseqüentemente, com a disponibilização de carbono inorgânico no sistema.

Considerando as condições descritas anteriormente, o aumento na quantidade de gelo na superfície e a ausência de organismos fotossintetizantes, contribuíram para que as anomalias de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  existissem e ficassem preservadas nas rochas. Comumente as produções primárias e o soterramento de matéria orgânica demandam a redução de  $^{12}\text{C}$  no sistema, promovendo valores positivos  $\delta^{13}\text{C}$ . Quando há extinção em massa desses organismos (cianobactérias, bactérias roxas e verdes), os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  passam a negativos, que são os valores encontrados em carbonatos de capa (Formação Sete Lagoas) pós-glaciais (Babinsk *et al.* 2007, Halverson *et al.* 2005, Gaucher *et al.* 2010) (Fig. 3.2 B).



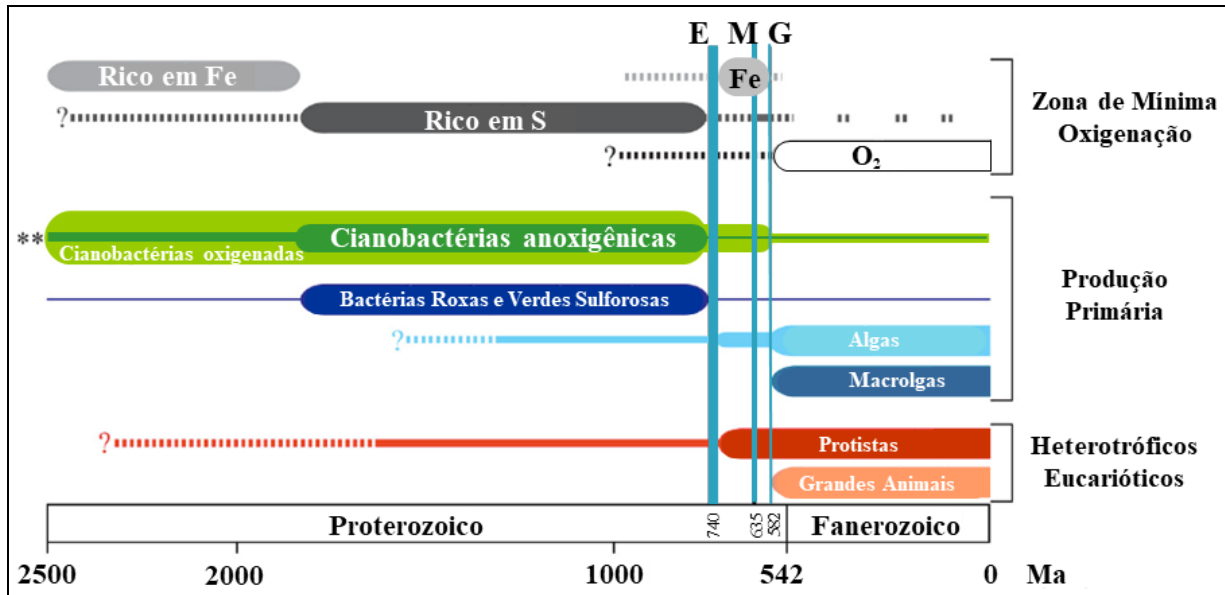
**Figura 3.2:** (A) Arcabouço quimioestratigráfico do Neoproterozoico com base em dados de  $\delta^{13}\text{C}$ . (Halverson, *et al.* 2010). B) Anomalia isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  na base da Formação Sete Lagoas (Guacaneme *et al.* 2017).

Por se manter estável em ampla escala de temperatura, e por fazer parte de compostos sólidos, líquidos e gasosos, o oxigênio (O) se torna um elemento interessante para geoquímica isotópica. No Neoproterozoico não é diferente. Quando evaporado dos oceanos em um processo de fracionamento da água do mar, o oxigênio leve ( $^{16}\text{O}$ ) enriquece a água atmosférica em nuvens e chuvas com  $^{16}\text{O}$ , retonado ao sistema quando precipitado e levado até o mar através dos rios.

Porém, quando esse  $^{16}\text{O}$  cai na forma de flocos de neve e fica retido em calotas polares, em específico em massas glaciais como ocorrido nas grandes glaciações do Neoproterozoico, os oceanos enriqueceram em  $^{18}\text{O}$  durante o período glacial. Sendo assim, em períodos glaciais, as anomalias de  $\delta^{18}\text{O}$  serão positivas e os carbonatos depositados nesse intervalo são depletados em  $^{16}\text{O}$ .

Em meio a tantas alterações ocorridas durante o Neoproterozoico, não seria estranho haver importantes mudanças bioevolutivas. Os eventos de glaciação e as mudanças químicas dos oceanos, com mares anóxicos e/ou euxínicos, favoreceram o extermínio de organismos de produção primária como cianobactérias e bactérias sulfurosas (roxa e verde), principalmente durante a glaciação Marinoana.

Ao final, outros organismos como algas unicelulares e macroalgas (eucariotas) proliferaram. Com o crescimento acentuado de seres fotossintéticos, consequentemente, houve aumento do oxigênio no meio marinho reagindo com o ferro dissolvido na água, fazendo com que precipitasse sob uma forma oxidada, dando origem às camadas ferrosas avermelhadas das BIFs. As camadas siliciosas depositar-se-iam em épocas de menor atividade vulcânica (Fig. 3.3).



**Figura 3.3:** Linha do tempo mostrando a Zona de Mínima Oxigenação com acumulações de Fe, S e O. Os tipos de bactérias envolvidas na produção primária. A evolução dos organismos Heterotrófos Eucariotas. Ocorrência das glaciações Esturtiana (E), Marinoana (M) e Gaskiers (G) (modificado de Johnston *et al.* 2009).

Várias linhas de evidência apontam para que tenha acontecido um grande evento de oxigenação, conhecido como “a grande catástrofe do oxigênio”, durante o qual o oxigênio se tornou muito mais abundante e as bandas teriam sido produzidas durante o ponto de desequilíbrio entre o oceano anóxico e o oxigenado. Ao fim de muitos milhões de anos, as reservas de ferro dissolvido no oceano esgotaram-se, e o oxigênio começou a acumular-se no oceano e na atmosfera (Johnston *et al.* 2009).

### 3.2 - PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

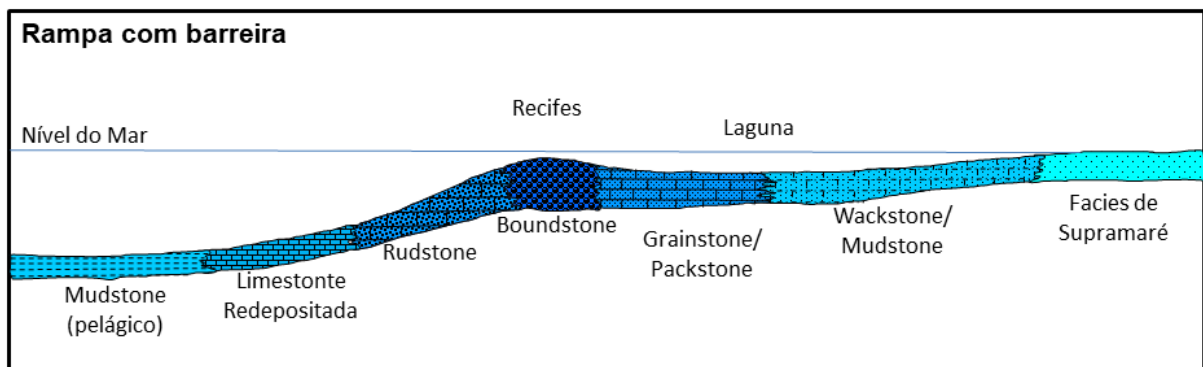
Os ambientes carbonáticos possuem dois fatores primordiais no seu desenvolvimento: a geotectônica e o clima. Podem se desenvolver em baixas e altas latitudes, em lagos de regiões de altitude e hipersaturados, ou em ambientes marinhos abertos e epicontinentais. Os domínios deposicionais são variados e exigem certas peculiaridades. Um terceiro fator está relacionado com a variação do nível dos oceanos. Comumente os carbonatos modernos são depositados em águas rasas (10-15 m) e cristalinas, onde não existe expressivo aporte de material siliciclástico, com clima quente e em baixas latitudes (até 30° de Latitude) (Tucker & Wright 1990).



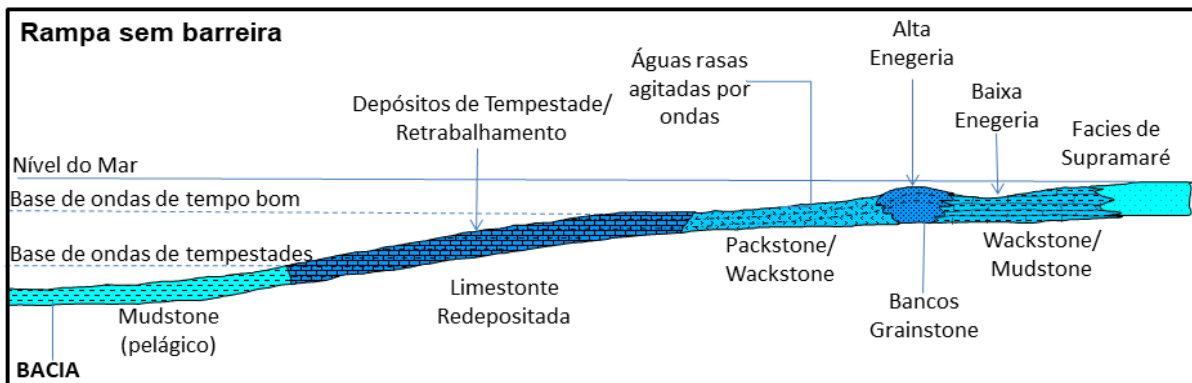
Os ambientes carbonáticos são extremamente sensíveis às mínimas mudanças e seus análogos modernos tem sido alvo de estudos para a compreensão de seus análogos pretéritos. No passado, as plataformas carbonáticas cobriram extensas áreas oceânicas e mares rasos continentais, entretanto, atualmente suas extensões são mais reduzidas.

Em um ambiente marinho raso, em especial em planícies de maré onde os carbonatos se desenvolvem, pode-se reconhecer alguns tipos de fácies que vão desde regiões mais proximais a distais. São associações de fácies de dunas, praias, lagoas, lagoas, canais de maré, bancos a barras arenosas, recifes e deltas. A depender das condições climáticas, a zona de supramaré pode apresentar-se na condição de pântanos (úmido) ou *sabkhas* (árido).

Comumente em plataformas com ou sem borda - que pode se desenvolver por meio de recifes e bancos oolíticos ou arenosos - a influência das marés, ondas e tempestade levam ao desenvolvimento de depósitos cuja granulometria e quantidade de matriz tem relação direta com a energia do ambiente. A esses depósitos estão associadas às seguintes fácies e/ou associação de fácies: *mudstones*, *wackstones*, *packstones*, *grainstones* e *boundstones* (*floatstone* e *rudstones*) (Dunham 1962, Embry & Klovan 1971). As figuras 3.4 e 3.5 mostram a distribuição dos depósitos carbonáticos em rampa.



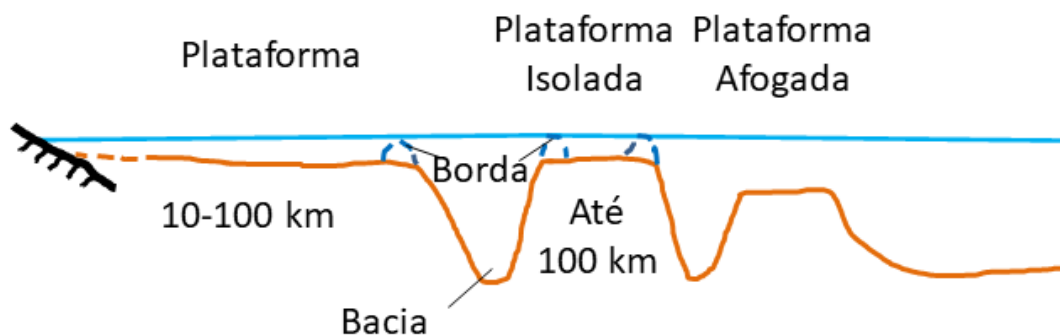
**Figura 3.4:** Modelo simplificado de distribuição das fácies carbonáticas em rampa com barreira (modificado de Richards, 1989a).



**Figura 3.5:** Modelo simplificado de distribuição das fácies carbonáticas em rampa sem borda (modificado de Richards, 1989a).

As plataformas modernas possuem uma contribuição mais variada biologicamente que as plataformas antigas, porém, no Neoproterozoico onde a quantidade de organismos esqueléticos era muito menor, os oceanos recebiam influxos de águas ricas em  $\text{CaCO}_3$  e bicarbonatos provenientes do intemperismo continental, e as taxas de sedimentação carbonática chegaram a três vezes as taxas atuais. O precambriano, por exemplo, parece ter sido influenciado por processos principalmente inorgânicos e por longo tempo (Tucker & Wright, 1990; Grotzinger & James, 2000).

Segundo Read (1982), as plataformas carbonáticas podem ser classificadas conforme as suas características geomorfológicas em: plataforma com borda (*rimmed shelves*), plataforma sem borda (*unrimmed shelves*), plataforma isolada (*isolated platform or bank*) que pode ser afogada ou não e rampa (*ramp*) que pode ser homoclinal ou distalmente íngreme. Outro tipo de plataforma carbonática, comum no precambriano, e que está relacionada à mares epicontinentais, são as plataformas epicontinentais (*epeiric platform*), que se assemelham as rampas distalmente escarpadas, exceto pela sua suave declividade e grande extensão (Fig. 3.6, 3.7 e 3.10).



**Figura 3.6:** Tipos de plataformas carbonáticas: *Shelves* com e sem borda, plataforma isolada e plataforma afogada (modificado de Wright & Burchette, 1996).

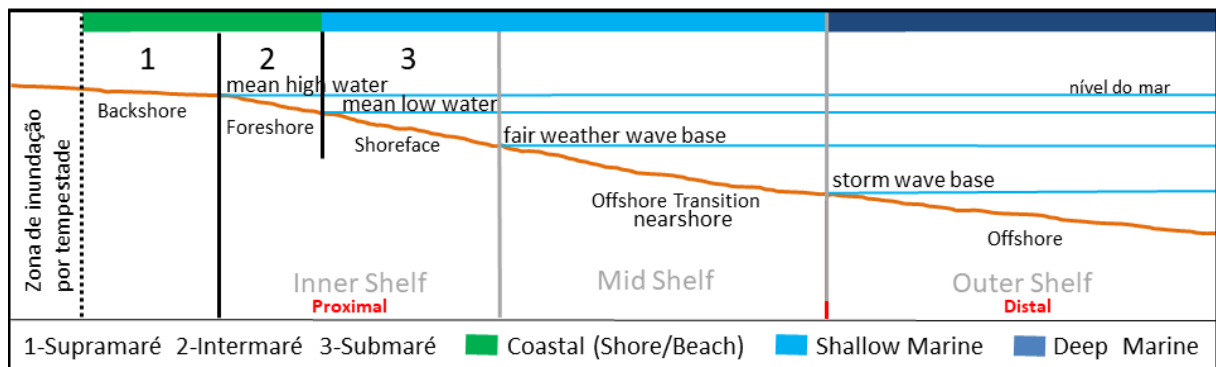
Read (1985) subdividiu a plataforma em rampa com base no talude em dois grupos, homoclinal e distalmente escarpada. As rampas homoclinais tem declividade suave e relativamente uniforme talude ( $\sim 1$  m/km) em direção a bacia (Fig. 3.7). Nos depósitos, geralmente há ausência significativa de sedimentos gerados por fluxos gravitacionais e *slumps* nas fácies de águas profundas.



**Figura 3.7:** Plataformas em Rampa Homoclinal e Distalmente íngreme (modificado de Wright & Burchette, 1996).

Diversas subdivisões ambientais foram propostas para plataformas em rampa, utilizando critérios relacionados à profundidade da lâmina d'água (Burchette & Wright 1992). Os limites mais utilizados são: base de ação das ondas de tempo bom (*BOTB*) e base de ação das ondas de tempestade (*BOT*). A profundidade da água em cada um destes limites varia nos ambientes marinhos conforme as condições hidrodinâmicas/climáticas (Fig.3.8).

Em relação aos domínios influenciados pela maré, o ambiente é subdividido em supramaré (zona acima do nível normal de maré alta), intermaré (zona entre as marés alta e baixa) e inframaré (zona abaixo do nível de maré baixa) (Flügel, 2004). Quando a referência é a linha de costa, ambientes dominados por ondas são classificados como: abaixo do nível de base das ondas de tempestade (*offshore*), entre o nível de base das ondas de tempestade e de tempo bom (*offshore transitional*), entre o nível de base das ondas de tempo bom e da maré baixa (*shoreface*), entre as marés alta e baixa (*foreshore*) e acima da maré alta (*backshore*) (Tucker & Wright, 1990) (Fig. 3.8).



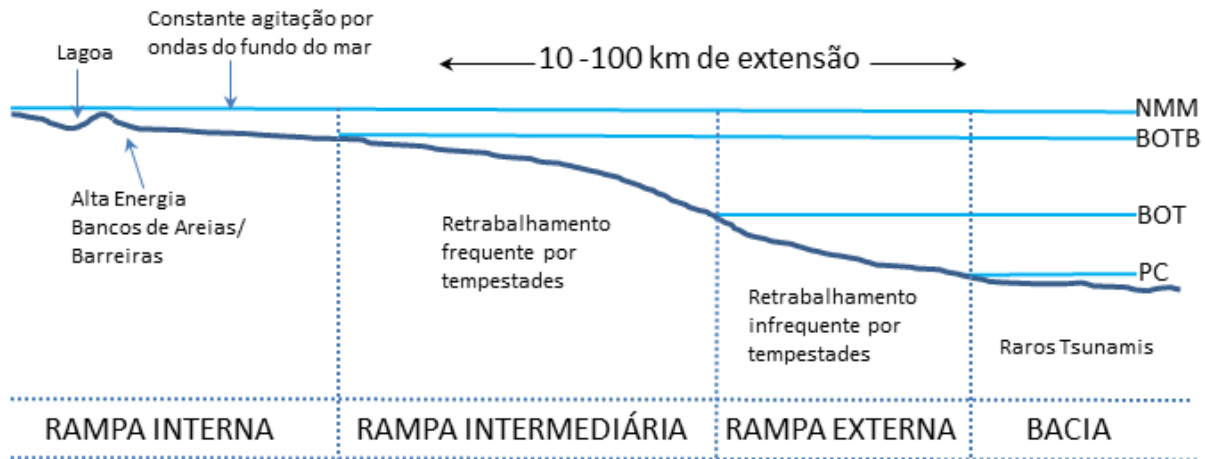
**Figura 3.8:** Ambientes marinhos segundo Flügel (2004) e Tucker & Wright (1990).

Uma das propostas de subdivisão mais aplicada é a de Wright (1986) que divide a plataforma em rampa em interna, intermediária e externa (Fig.3.9).

Segundo Wright (1986) a subsidência e a variação eustática do nível do mar são os principais fatores que influenciam na deposição em cada uma destas zonas, mesmo que o reconhecimento da queda do nível eustático seja difícil. Burchette & Wright (1992) completam as subdivisões da Rampa Homoclinal com a inclusão da bacia (Fig. 3.9), uma zona abaixo da picnoclina (limite na qual a densidade varia rapidamente conforme a profundidade, e pode estar relacionada a variações na temperatura ou salinidade nos oceanos). As zonas são descritas resumidamente abaixo conforme os trabalhos de Wright (1986) e Burchette & Wright (1992).

A rampa interna ocorre acima da base de ondas de tempo bom, em uma área que passou por pouca ou nenhuma subsidência. Os depósitos são caracterizados geralmente por fácies de perimará, *sabkha*, barreiras oolíticas ou de recifes e lacustre com estromatólitos. As fácies de perimará podem apresentar ciclos transgressivos de raseamento para o topo, sugerindo espaço de acomodação ligado à

tectônica. A sequência deposicional nesta zona pode conter ainda muitas quebras no registro sedimentar devido à exposição subaérea e soerguimento tectônico que resultam em mudanças no nível de base e incisões fluviais. A porção de alta energia da rampa interna é caracterizada por grainstones e packstones fossilíferos ou oolíticos, que formam bancos de areia influenciados por onda e maré.



**Figura 3.9:** Principais subdivisões da Rampa Carbonática Homoclinal. NMM = Nível Médio do Mar; BOTB = Base de Ondas de Tempo Bom; BOT = Base de Ondas de Tempestade; PC = Picnoclina (modificado de Wright & Burchette, 1996).

A rampa intermediária é limitada acima pela base da onda de tempo bom e abaixo pela base de onda de tempestade. Devido a este fato, os sedimentos de fundo marinho nessa zona são retrabalhados por ondas de tempestades e nunca por ondas de tempo bom. Ocorrem nessa zona, fácies amalgamadas de tempestitos e estratificações cruzadas *hummocky/swale*.

As plataformas sem borda (Shelf) (Fig. 3.6) podem assemelhar-se com as plataformas em rampa por uma suave declive da superfície deposicional (geralmente  $<1^\circ$ ) até o talude, que faz com que, fácies de águas rasas e agitadas da zona de rampa intermediária, passem para fácies de águas profundas e de baixa energia. A extensão da plataforma em rampa varia de 10 km a 100 km. Por causa do suave declive, as fácies variam de forma aproximadamente paralelas às linhas batimétricas. Construções descontínuas de recifes podem ocorrer localmente, assim como bancos de areia.

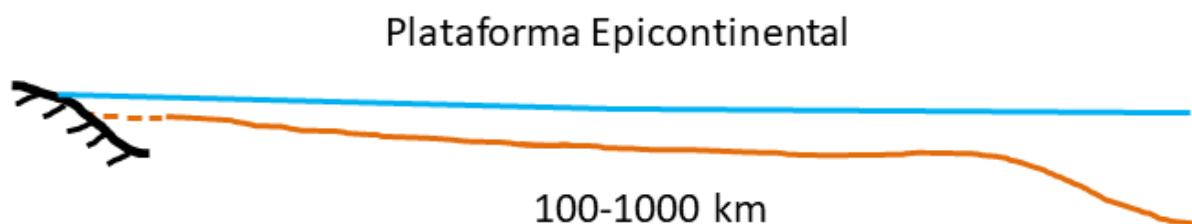
A rampa externa ocorre abaixo da base de ondas de tempestades e se estende até o limite da bacia, onde ocorrem areias e lamas esqueletais. Ondas de tempestades raramente retrabalham os sedimentos do fundo oceânico, entretanto, na porção superior da zona externa podem ocorrer alguns depósitos com estruturas produzidas periodicamente por tempestades. As fácies de tempestitos intercalam-se com *mudstones* bioturbados ou laminados.

Os depósitos associados a bacias adjacentes às plataformas em rampa são de difícil identificação, principalmente devido à comum ausência de depósitos de tempestades e turbidíticos. Os sedimentos destas bacias passam por subsidência rapidamente e podem ser em maioria siliciclásticos,

ricos em quartzo ou grãos carbonáticos tamanho silte. Os depósitos gerados são caracterizados por fácies com predominância de *mudstone* com terrígenos e calcários laminados localmente. Em bacias restritas os depósitos podem formar fácies cíclicas ricas em matéria orgânica, e podem ser confundidos com depósitos lagunares.

As rampas distalmente escarpadas (Fig. 3.7) são caracterizadas por apresentarem feições típicas de plataforma sem borda (fácies sedimentares de águas rasas e agitadas, que passam transicionalmente para fácies geradas abaixo da base de atuação de ondas) e algumas feições de plataforma com borda (as fácies de talude contêm abundantes depósitos de talude, brechas e areias calcíticas alóctones).

As plataformas carbonáticas epicontinentais são caracterizadas por terem se desenvolvido (Precambriano/Ordoviciano) em ambiente marinho epicontinental raso. Abrangiam extensas áreas no interior de crátons ou no interior de amplas Plataformas (*Shelf*) (Fig. 3.10 e 3.11) ou Rampas (Wright & Burchette, 1996). Foram mais dependentes dos regimes tectônicos que dos níveis globais dos oceanos, mas ainda assim, em profundidades menores que 10m, sofreram influência da variação no nível do mar, principalmente nos ambientes de intermaré à submaré (Tucker & Wright, 1990).

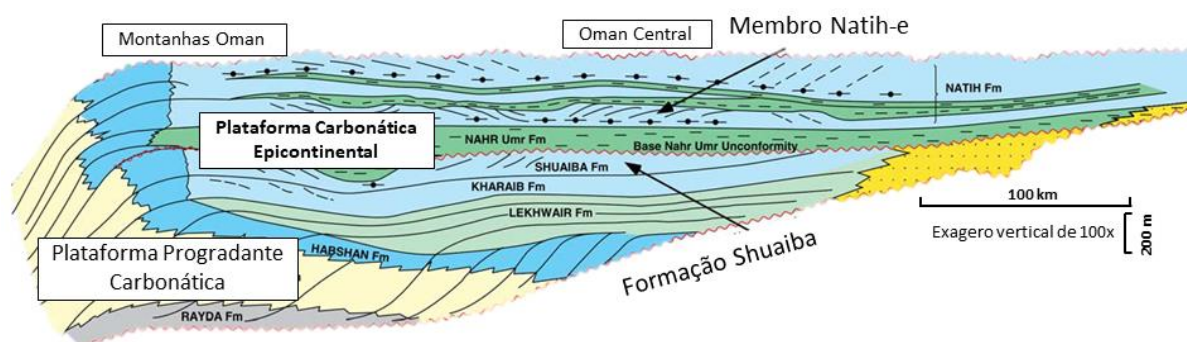


**Figura 3.10:** Modelo de Plataformas Epicontinental (modificado de Wright & Burchette, 1996).

Os mares epicontinentais possuíam uma baixa amplitude e seus efeitos eram reduzidos pelo extenso fundo do mar. Em modelos atuais isso pode ser insignificante, mas em modelos antigos, contribuíram para o desenvolvimento de canais na intermaré. Plataformas epicontinentais de maneira geral desenvolveram-se em mares calmos, de baixa energia onde a atividade das marés era o processo mais comum, porém, com intermitentes ondas provocadas por ventos fortes e tempestades. As ondas de tempo bom, possivelmente não passaram dos 5m.

Planícies de maré podem se desenvolver ao redor de áreas levemente mais elevadas no interior das plataformas epicontinentais. Já as planícies de intermaré são áreas extensas lateralmente (~10 km) ao longo da linha de costa, acima da qual, planícies de supramaré passavam por processos de peneplanização e carstificação (Fig. 3.8). A zona de submaré também é uma superfície de planície, mas levemente mais profunda. Dependendo dos efeitos da topografia dos crátons ou da subsidência diferencial, bacias intraplataformais profundas podem ocorrer dentro de mares epicontinentais podendo ser rodeadas por rampas carbonáticas ou plataformas com borda (Fig. 3.11).

Os eventos de tempestades elevariam o nível do mar, dando origem ao desenvolvimento de correntes. Fortes tempestades podem afogar regiões mais rasas depositando os sedimentos mais acima (supramaré) ou retrabalhando-os no próprio local depositado (inter e submaré), promovendo o seu selecionamento. As sucessões deposicionais eram dominadas por ciclos de raseamento para o topo, indicando ambiente de baixa energia. Evidências mostram a progradação destes depósitos a partir da linha de costa para a plataforma.



**Figura 3.11:** Plataforma Epicontinental desenvolvida no interior da plataforma com borda(Shelf) (modificado de Droste, 2010).

### *Plataformas carbonáticas no Pré-cambriano*

Plataformas carbonáticas pré-cambrianas são registradas desde o Arqueano até o Neoproterozoico, porém, quando comparados com seus análogos do Fanerozoicos estes depósitos ainda são pouco entendimentos. As plataformas são geralmente caracterizadas por rampas homoclinais ou distalmente escarpadas, principalmente por causa da ausência de metazoários construtores de recifes. Abundantes estromatólitos são uma característica comum de depósitos carbonáticos Proterozoicos.

Segundo Grotzinger (1989), a sedimentação carbonática no Eo e Mesoarqueano era escassa e geralmente restrita a breves intervalos entre episódios de vulcanismo e tectonismo. As fácies carbonáticas, em grande parte substituídas por *chert*, compõem delgadas camadas de alguns metros de espessura. No Neoarqueano, a sedimentação carbonática foi mais efetiva e proporcionou a acumulação de espessas sucessões, que alcançam até 500m e poderiam ter uma extensão lateral maior do que apresenta atualmente, devido principalmente ao tectonismo e erosão posteriores (Grotzinger 1989).

As plataformas carbonáticas arqueanas são caracterizadas pelo desenvolvimento de fácies com estromatólitos, ciclos lacustrinos e de perimare e leques de aragonita gigantes (Grotzinger 1989, Sumner 2002). As plataformas carbonáticas do Proterozóico são muito semelhantes às plataformas fanerozoicas, porém, sem a presença de metazoários (Grotzinger 1986, 1989, Aspler & Chiarenzelli 2002). No Proterozóico as plataformas carbonáticas desenvolvem rampas homoclinais e distalmente

escarpadas (Fig. 3.9) com franjas em rampa interior caracterizadas por recifes de estromatolíticos e bancos de areias oolíticas. Os recifes podem ocorrer na rampa externa na forma de pináculos com até 300 m de altura. Afogamentos (*drowning*) incipientes e terminais, bem como a exposição subaérea também foram importantes na evolução de plataformas neoproterozoicas.

A estabilização tectônica das massas cratônicas ao longo do Proterozóico influenciou a evolução de extensas plataformas carbonáticas em rampa, que são observadas no registro geológico desta idade (Grotzinger 1989, Hoffman *et al.* 1998a, Hoffman 1999). Segundo Grotzinger (1989), as rampas proterozoicas geralmente se formam em bacias extensionais e de *foredeep*, essas plataformas podem evoluir para plataformas com borda em bacias termalmente em subsidência e estáveis (Grotzinger 1986, 1989, Burchette & Wright 1992).

A composição da água do mar pré-cambriano foi favorável à produção de carbonato de cálcio precipitado e evidências para a saturação e precipitação destes minerais, incluem pseudomorfos bem preservados que se formaram em ambiente marinho raso, sem a presença de evaporitos (Tucker 1984, Grotzinger & James 2000, Sumner 2002, Hardie 2003). Leques de aragonita gigantes e o desenvolvimento de extensos *hardgrounds* calcários de planícies de marés, respectivamente no Neoproterozoico e no Paleoproterozoico, são evidências que sugerem elevados valores de carbonato de cálcio na água marinha (Grotzinger & James 2000, Sumner 2002).

A produção de carbonato no Proterozóico pode ter sido regulada pela presença de comunidades microbiais (Petrov 2001). Segundo Petrov (2001), a capacidade de comunidades microbiais de gerar carbonato poderia somente ser realizada dentro de grandes ecossistemas. O possível mecanismo foi à remoção do CO<sub>2</sub> da coluna d'água durante a fotossíntese, que poderia ter induzido a precipitação de carbonato *in situ* ou adjacente a estromatólitos. Esses mecanismos poderiam explicar a produção de micrito, que caracteriza as fácies sedimentares de muitas plataformas carbonáticas do Proterozóico (Grotzinger 1989).





## CAPÍTULO 4

# STRATIGRAPHY, FACIES AND GEOCHEMISTRY OF NEOPROTEROZOIC CARBONATE ROCKS IN IUIÚ HILL, BAHIA - BRAZIL

Artigo submetido à revista *Journal South American Earth Science*

SAMES-S-20-00053

### ABSTRACT

The Neoproterozoic era comprises an "eventful" interval in geological time, marked by important events as well as by the transition to the Cambrian period. These are events that characterize significant tectonic, climatic and biogeochemical changes in the evolution of the Earth. The fragmentation of the Rodinia supercontinent resulted in continental blocks. The blocks have been amalgamated, generating cratonic nuclei (São Francisco), where epicontinental seas developed with extensive platforms dominated by siliciclastic, mixed, and carbonate sedimentations. In the past, the carbonate platforms have covered extensive ocean areas and shallow continental seas with large lateral extension and low slope. The minimum variation in sea level meant significant changes in the development of the carbonate plant. The Bambuí Group in the São Francisco Basin has preserved in its geological record two expressive carbonate successions interbedded with pelites, of which the superior succession is the object of study. The Lagoa do Jacaré Formation in the Serra do Iuiú region is a carbonate succession with foreshore, shoreface and offshore transition facies, developed in short shallowing upward cycles due to regressions and transgressions, interspersed by storm events. Research shows in the description of facies and facies associations, turbidite interbedded with storm deposits, and well-developed oolitic banks. In microfacies, there is evidence of poorly transported siliciclastic material, reworked by storms, and deposited with carbonate sediments. The data from  $\delta^{13}\text{C}$  (+9.71 e +10.77‰),  $\delta^{18}\text{O}$  (-9.51 e -6.74‰) and the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7069 e 0.7085) ratio, suggest that the carbonates belong to the Ediacaran period.

**Keywords:** Neoproterozoic, Carbonate, Tempestite, Grainstone, Geochemistry.

**Anderson F. Conti\* & Isaac D. Rudnitzki**

\*Corresponding author. E-mail: geoconti13@gmail.com.

Department of Geology, Federal University of Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil

## **4.1 - INTRODUCTION**

Iuiú Hill, located in the south-central region of Bahia and adjacent to the homonymous city, in the eastern portion of the São Francisco Basin, presents a succession of pelites and carbonates described as Serra de Santa Helena and Lagoa do Jacaré formations respectively. Although the region has excellent outcrops with expressive vertical and lateral extension, it is previously mapped based on the lithostratigraphic. Hence, they lack studies of facies and stratigraphic analyzes aimed at paleoenvironmental reconstruction.

This scenario makes the hill an excellent natural laboratory for studies of sedimentary facies in mixed successions (carbonate / siliciclastic). Besides, the Iuiú Hill represents a record of late-Neoproterozoic carbonate sedimentation, which allows us to explore and discuss issues about the modern carbonate factory and the spatial arrangement of these deposits, points of high relevance for understanding carbonate petroleum systems.

Thus, this article presents the results obtained in the survey of stratigraphic profiles of the northeast portion of Iuiú Hill, associated with the study of sedimentary, stratigraphic, geochronological and geochemical facies for the construction of a stratigraphic framework that takes into account the paleoenvironmental evolution of these carbonate systems.

## **4.2 - METHODS**

The geological survey of the vertical and lateral distribution of sedimentary facies was based on the Miall (1992) method and nomenclature adapted to Dunham's (1962) classification. Facies data were supplemented with laboratory analysis, including:

1) Analysis of sedimentary microfacies through the evaluation of 10 thin slabs prepared by the Lamination Laboratory (LAMIN / DEGEO / UFOP) and analyzed/polarized light in monocular petrographic microscopes (Zeiss) at the DEGEO / EM / UFOP Microscopy Laboratory for characterization of the carbonate framework. The technique of dyeing the slabs in Alizarin red-S solution (0.1%) and Potassium Ferrocyanide (1%) in 100 ml HCl (0.15%) was used for 5 minutes, to distinguish calcite and dolomite in the thin slabs;

2) Elemental Geochemical Analysis after total sample digestion: 2a) Determination of larger elements using the Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer (ICP-OES), Agilent Technologies 725 Model and 60 ml PFA Flasks (Savillex, Eden Prairie, MN, USA); 2b) Determination of minor elements and trace using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), Agilent 7700x model and 60 ml PFA flasks (Savillex, Eden Prairie, MN, USA); The elementary geochemistry analyzes were performed at the DEGEO / UFOP X-Ray Fluorescence Laboratory, which has X-ray fluorescence spectrometer, ICP-OES and ICP-MS equipment.

3) Determination of loss on ignition (LOI) was performed with the previous drying of samples at 50 °C and calcined crucibles at 1000 °C, cooling of the crucibles, weighing without and with sample (1g) and calcination for 1 hour in muffle at 1000 °C. After this step, new weighing and loss determinations occur;

4) Stable C and O isotopes through GasBench II-coupled Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS) analyzes performed by the Environmental Geochemistry Laboratory ((LGqA / DEGEO / UFOP);

5) Unstable Isotopic Geochemical Analysis of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  was performed on a Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (LA-ICP-MS) at the Isotopic Geochemical Laboratory - Radiogenic Sector (DEGEO / UFOP). The polished surface tablets used in the analysis were prepared at the Sample Preparation Laboratory - LOPAG (DEGEO / UFOP).

### 4.3 - GEOLOGICAL SETTINGS AND STRATIGRAPHIC POSITION

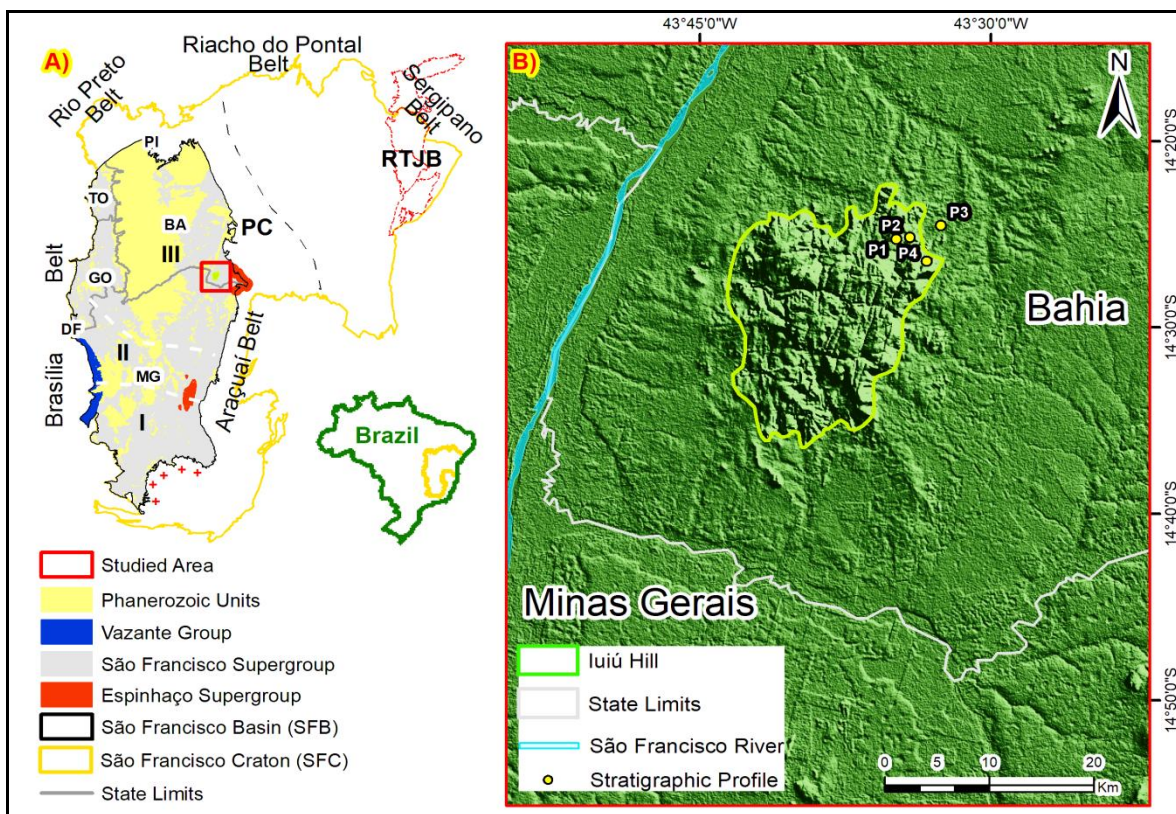
The work area occurs within the São Francisco Basin, located in the southern portion of the homonym craton (Fig. 4.1), it is limited by folding and thrusts belt (Brasília and Araçuaí), the Rio Preto metamorphic belt, the Parámirim corridor, and the southern Archean basement (Almeida, 1981; Alkmim & Martins-Neto, 2001).

The São Francisco Basin, as one of the three compartments (Aulacógeno Parámirim and Rifte Recôncavo / Tucano / Jatobá), which is part of the craton, is a polyhistoric basin that over time has recorded extensional and compressional events. These events include rift processes with passive margin development and orogenic processes that evolve to fold and thrusts belts (Alkmim & Martins-Neto, 2001, 2012), respectively.

Within the basin, the Pirapora aulacogen separates two basement highs, the Alto de Sete Lagoas to the south and the Alto de Januária to the north. In this context, three basin-fill cycles developed and are separated by regional unconformities (Martins-Neto, 2009), the first defined by the

Espinhaço Supergroup (Meso-Neoproterozoic) covering the Archean basement and the last two represented by the São Francisco Supergroup (Neoproterozoic).

During the Neoproterozoic period, significant climate changes occurred on Earth. The separation and agglutination of the continents, with periods of glaciation and greenhouse effect, changed the atmospheric conditions and the chemical composition of the oceans (Hoffman, 1991; Brito Neves et al., 1999; Babinski et al., 2007; Li et al., 2008), promoting the extinction and emergence of some unicellular organisms. At least three glaciations occurred during this Era, two of which, Esturtian and Marinoan, are represented by the basal sediments of the Macaúbas and Bambuí Groups, respectively.



**Figure 4.1:** A) Simplified Geological Map of the São Francisco Basin showing: Area of study; Pale-Mesoproterozoic (Espinhaço Supergroup), Neoproterozoicas (São Francisco Supergroup / Vazante Group) and Phanerozoic Geological Units; Craton (SFC) and Basin (SFB) Limits. B) Location of Iuiú Hill and state limits (Modified Reis and Alkmim 2015). PC = Paramirim Corridor; RTJB = Recôncavo / Tucano / Jatobá Basins; I - Sete Lagoas High; II - Pirapora Aulacogen; III - Januária High

These groups record the last two 1st order cycles developed in the São Francisco Basin. The first glacio-continental/glacio-marine in the rift-passive margin context and the second epicontinental platform marine in the context of the foreland (Martins-Neto and Alkmim, 2001; Martins-Neto, 2009).

The siliciclastic-carbonate sequence of the Bambuí Group was deposited in depocenters generated from the overburden exerted on the west and east border, with the evolution of the Brasília and Araçuaí Strips respectively, with the west border always a step ahead of the eastern border

(Martins-Neto and Alkmim, 2001, Alkmim and Martins-Neto, 2012). Their opposing vergences contributed to and influenced the development and filling of the forming foreland basin.

Martins-Neto (2009) assigns a foredeep context to fill to the west margin, and flexural to the eastern margin. Reis & Suss (2016) identified to the south of the basin that the base of the Bambuí sequence would have synthetically filled the grabens formed in the forebulge context during the West Gondwana, further crediting the characteristics of foreland for the developed basin system.

The Bambuí Group considered a 1st order sequence (Alkmim & Martins-Neto, 2012; Martins-Neto, 2009; Reis et al., 2013a), which was subdivided into 2nd order transgressive-regressive sequences, with shallowing upward cycles by Reis and Alkmim (2015), consists of the formations: Carrancas (diamictites, sandstones, and rhythmites), Sete Lagoas (marls, calcilutites, calcarenites, biolithites, and dolomites), Santa Helena Mountain (siltites, shales, marls, and fine sandstones), Lagoa Jacaré (calciferous siltstones, shales, fine and oolitic calcarenites), Serra da Saudade (shales and calcilutites), and Três Marias (conglomerates, siltstones, and sandstones).

Thus, the 2nd-order sequences recorded in the Bambuí Group are composed by diamictites and carbonates of the Carrancas and Sete Lagoas inferior formations; dolomites, pelites, and carbonates of the Upper Sete Lagoas, Santa Helena and Lower Lagoa do Jacaré Formations; pelites and carbonates of the Lagoa do Jacaré Formation; pelites, marls and siliciclastics of the Serra da Saudade and Três Marias Formations (Costa and Branco, 1961; Martins-Neto, 2009; Reis & Alkmim, 2015).

#### **4.4 - THE IUIÚ CARBONATE HILL (LOCAL GEOLOGY)**

Located in the southwest of the state of Bahia and the far north of the state of Minas Gerais, north of the Gorutuba Hill and south of the Ramalho Hill, the Iuiú Hill is an extensive outcrop of carbonate rocks overlaying pelites at its base. The Hill has an area of approximately 340 km<sup>2</sup>, with a maximum height of 300 m, 500 m above sea level, and 800 km from Salvador - BA (Fig. 4.1).

The eighteen report of the Baiana Mineral Research Company (CBPM, 2003) attributes the carbonates covering the Iuiú Hill's pelites to the Sete Lagoas Formation, while geological data mapped by Brazil Geological Service (CPRM, 2004), show a complex composition seeing from the bottom to the top, the facies of the Sete Lagoas, Santa Helena and Lagoa do Jacaré Formations.

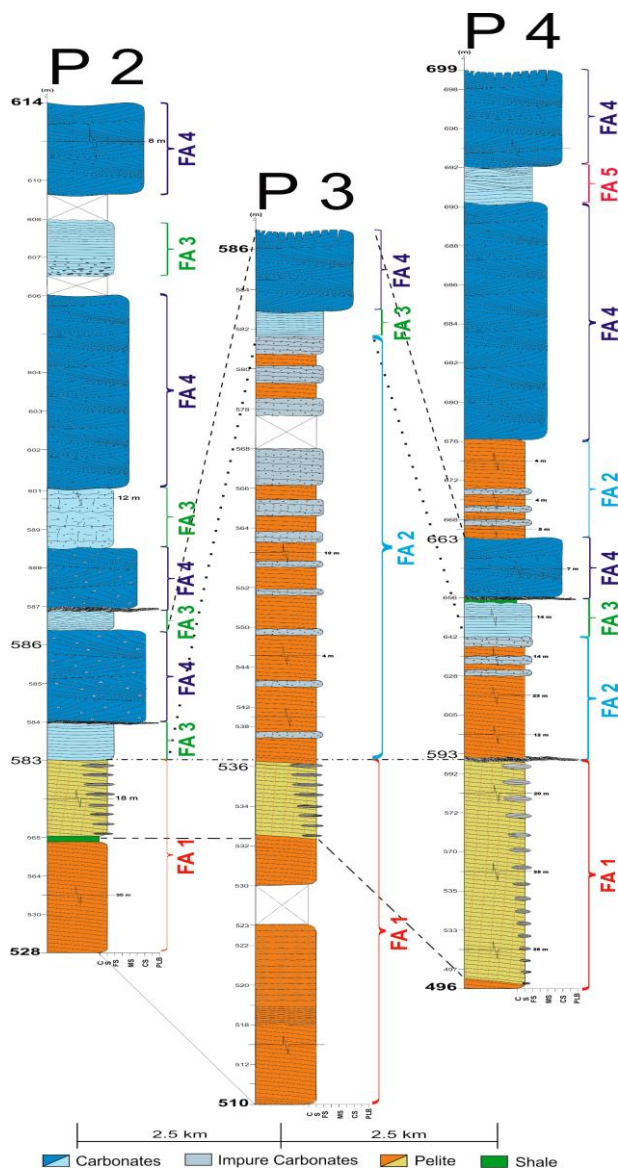
There are also correlations with the Serra da Saudade Formation, based on mappings of the hills surrounding Iuiú Hill. Associating with the issues of stratigraphic positioning, age, and real tectonic significance, field visits in the Iuiú Hill proved to be a region with extensive carbonate-siliciclastic exposures with horizontal strata and practically zero deformation.

Therefore, due to the few studies carried out in this region, together with the lack of continuous exposure across the São Francisco basin, the problems of correlation and stratigraphic definition are typical.

## 4.5 - RESULTS

### 4.5.1 Local Stratigraphy And Facies Association

Four lithostratigraphic profiles (scale 1:50) were surveyed northwest of the Iuiú Hill (Fig. 4.1). From the correlation between the profiles (Fig. 4.2), it was possible to identify two lithostratigraphic intervals, at the base a pelites succession, passing transitionally to an impure to pure marls and limestone succession, which defines the top of the hill. In this context, 20 sedimentary facies were identified according to Walker (1992) and grouped into seven genetically related facies associations (Walther's Law), ranging from offshore transition to shoreface (Tables 4.1 and 4.2).



**Figure 4.2:** Lithological correlation of the profiles surveyed in the northern portion of Iuiú Hill showing the depositional succession. The location of each profile is shown in figure 1. Pelites intercalated by shale and nodules at the top (Offshore); interbedded pelites with impure fine packstones (Offshore) and carbonates at the top (Shoreface). The correlation was adjusted based on the facies association FA1.

**Table 0.1:** List of sedimentary facies of Iuiú Hill along the four profiles surveyed.

<b>Code</b>	<b>Facies</b>	<b>Description</b>	<b>Process</b>	<b>Environment</b>
M	Laminated Mudstone	Marked with plane laminations with wavy marks on top.	Deposition of fine material (clay / organic matter) by decanting in a low energy environment and deep water column.	Offshore
Sl	Laminated fissile Shale	Laminated and fissile bedding, black to dark brown, overlapping wavy marks.	Deposition of fine material (clay / organic matter) by decantation in a low energy environment and deep water column with inflows of coarse siliciclastics	Offshore
Ma	Reddish laminated Siltstone	Yellowish-red siltite, bedded, with plane-parallel lamination, showing changes in color due to weathering processes. Attitude ranging between 145-155 / 15.	Deposition of fine material (silt) by decantation in a low energy environment and deep water column	Offshore
Mlo	Ocher laminated Siltstone	Coarse ocher siltite, bedded, low angle cross-lamination, very fine nodular sandstone concretions with low angle cross-lamination, showing changes in color due to weathering processes. Attitude ranging between 145-155 / 15.	Deposition of fine material (silt) by decanting in a low energy environment and deep water column, influenced by storm waves, as well as diagenetic nucleation of carbonate nodules.	Offshore
Mc	Greenish-gray laminated Siltstone	Greenish gray siltite, bedded, with low angle cross lamination, showing changes in color due to weathering processes. Attitude ranging between 145-155 / 15.	Siltstone deposited in a shallow marine platform environment, rich in calcium carbonate.	Offshore
Pfm	Massive fine Packstone	Fine dark gray limestone, massive, layered with wavy marks on top	Low energy oscillatory flow deposition with rapid precipitation of suspended material after a storm event.	Offshore Transition
Pfp	Fine Packstone with plane-parallel lamination	Light gray limestone, very fine, stratified, with plane-parallel to wavy lamination and wavy marks on top.	Deposition at the end of the flow combined with preservation of plane-parallel layers. Increased depth and undulated laminae deposition.	Offshore Transition
Pfo	Fine Packstone with wavy lamination.	Light gray limestone, very fine, stratified, with wavy marks.	Deposition in oscillatory flow with preservation of stratified and wavy laminae. Deposition of pelites in the troughs grading to pelitic material with stratified lenses.	Offshore Transition
Pfc	Fine Packstone with climbing lamination	Dark gray-brown limestone, very fine, extraclast of quartz, cross stratification with lamination. Out of phase and sole marks on top.	Deposition of quartz / carbonate sands through the migration of bed forms associated with the traction and concomitant suspension process.	Offshore Transition
Pfh	Fine Packstone with Hummocky Cross Lamination	Black to dark gray limestone, very fine with extraclasts of quartz, with small cross strata with plane-parallel lamination truncated by low angle lamination and wavy marks on top.	Deposition of calcium carbonate and quartz sands under the influence of combined high-energy flow and storm events.	Offshore Transition
Pfs	Fine Packstone with Swale cross lamination.	Light to dark gray limestone, bedded, with low angle cross lamination, parallel to the erosive concave base, gradually changing and laterally to subhorizontal and medium sized ones (Swale).	High energy combined flow deposition with preservation of low angle cross laminae with slightly erosive basal surface.	Offshore Transition

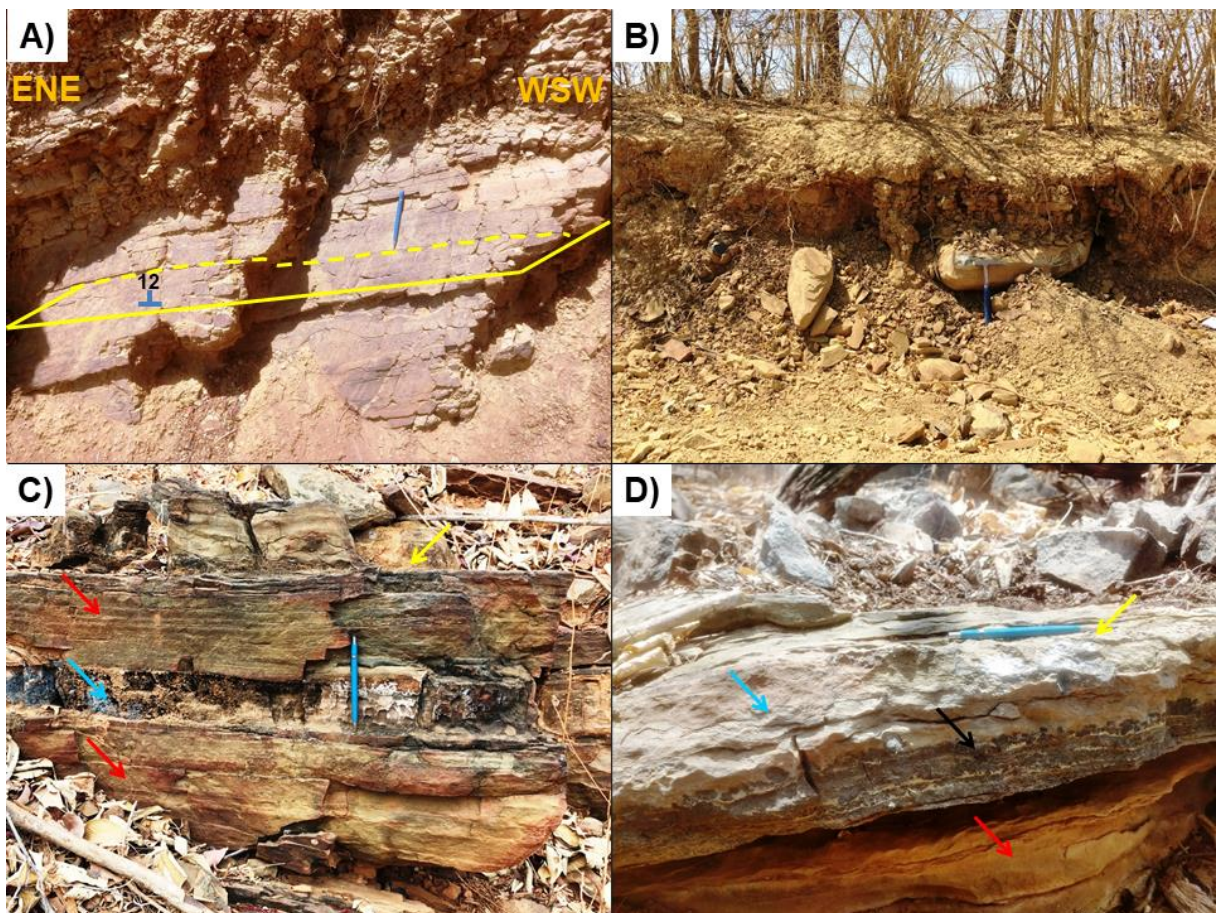
Pfb	Fine Packstone with wavy stratification	Light gray limestone, very fine, stratified, with wave marks, upward lamination flaser, wavy and linsen.	Deposition in oscillatory flow with preservation of stratified and wavy laminae. Deposition of pelites in the troughs grading to pelitic material with stratified lenses.	Offshore Transition
Pfd	Fine laminated Packstone with deformational structures.	Light-dark gray fine limestone interbedded with deformational structures (flame, overload, slide / Thrust and convolute lamination).	Rapid deposition intercalating very fine clays and sands, soaked in water with little grain cohesion, in a low energy environment, where liquefaction occurs associated with stresses that produce deformations.	Offshore Transition
Pfe	Fine Packstone stratified	Dark gray limestone, very fine with granules, extraclasts of quartz, cross strata, wavy marks on top, with plane-parallel lamination and normal gradation.	Deposition of quartz / carbonate sands under the influence of oscillatory flow associated with the influx of terrigenous material in storms and alternating events.	Offshore Transition
Pfa	Fine Packstone with trough cross stratification	Light gray fine limestone, with low angle trough cross strata with wavy marks on top.	Depositions of fine sands in low angle cross strata in low energy current flow.	Offshore Transition
Pfr	Rhythmic layered Fine Packstone.	Light gray fine limestone with granules of ooids, with massive bedding and top undulated interbedded with fine dark gray laminated calcarenite.	Fine sand deposition of calcium carbonate in oscillatory flow.	Offshore Transition
Pfr	Bedding massive Fine Packstone	Light gray fine limestone with ooids, with solid bedding and wavy top interspersed with calcarenite, which is laminated dark gray.	Rapid deposition of fine limestone sand in suspension in an oscillatory flow regime.	Offshore Transition
Gma	Trough medium Oolitic Grainstone	Stratified gray oolitic grainstone, with dune trough cross-stratification.	Migration and deposition of longitudinal oolitic sandy bars that have been reworked in a high energy environment.	Shoreface
Ggp	Planar coarse Oolitic Grainstone	Stratified gray oolitic grainstone, with planar cross stratification showing styloliths between the strata.	Migration and deposition of oolitic sand bars that have been reworked in a high energy environment.	Shoreface
Gga	Trough coarse Oolitic Grainstone	Stratified gray oolitic grainstone, with dune trough cross-stratification. Showing styloliths between the strata.	Migration and deposition of oolitic sand bars that have been reworked in a high energy environment.	Shoreface
R	Rudstone	Rudstones supported clast, with very fine quartz / carbonate sandy matrix and carbonate intraclasts.	Substrate erosion and deposition of bottom-load conglomeratic legs, with imbricated granules and clasts.	Shoreface
Ra	Rudstone with trough stratification	Rudstones supported clast, with fine carbonate sandy matrix and carbonate intraclasts of maximum pebble size, bedding with low angle strata.	Erosion of the substrate and deposition of low-angle bedding, generated by current flows and deposited as a load bedding with imbricated clasts.	Offshore Transition
Re	Stratified Rudstone	Supported matrix rudstone, with fine carbonate sandy matrix and carbonate intraclasts deposited in low-angle, dune trough cross-bedding.	Deposition of conglomerates due to the action of high energy currents, based on erosion and sole marks.	Offshore Transition



#### 4.5.1.1 Facies Association FA1 – Offshore

The pelitic succession of the base is represented by the facies association FA1, which consists of medium to coarse siltstones, reddish (Ma) to ocher when altered (Fig. 4.3A and 4.3B). It features a bedding plane, sub-horizontal, and plane-parallel internal lamination, ENE direction, and SSW dip. Towards the top of the succession, the pelites presents centimeter to decimeter (Fig. 4.3B) limestone nodules (Mlo) with gray color. Internally the nodules are sometimes massive, sometimes with internal sedimentary structures cemented by calcium carbonate.

*Interpretation:* Deposition in a deep marine environment in which sedimentation occurred by decantation process of the suspended material (silt/clay) in plane-parallel beds with internal lamination. This occurs in a low energy environment without the influence of waves or storms. They are interpreted as offshore ramp component deposits. The nodules, most frequently at the top of the FA1 facies association, represent ellipsoidal nodular concretions, possibly generated by migration processes of calcium carbonate saturated solutions (post-depositional).



**Figure 4.3:** Sedimentary facies of the FA1e FA2 facies association. Association FA1: Reddish (A) and ocher laminated pelites with nodular limestone concretions at the top of the pelite succession (B). FA2 association: Interbedding pelites (red arrow) and calciferous pelites (gray arrow) (C) are the rhythmites that mark the upper portion of the pelites. At the top, coarse siltite (Mc) in slightly undulated bedding (yellow arrow), which marks the transition between the pelite succession of the hill's base and the pure limestones of the top (D).

#### **4.5.1.2 Facies Association FA2 – Lower Offshore Transition**

It is represented by a succession of reddish pelites (Ma), with slightly undulated bedding and concordant internal lamination. It is interbedding with calciferous gray-green siltstone (Mc), with slightly undulated bedding and concordant internal lamination, both with the ripples marks on the top (Fig. 4.3C).

In these rhythmite, it is possible to observe the upward thickening tendency layers of the second (Mc) concerning the upward thinning beds of the first (Ma), being the FA2 facies association more expressive in P3 profile. The top of the FA2 facies association is marked by coarse siltstones in slightly undulated bedding (15-20 cm; L~60 cm) with low angle internal lamination and medium-sized (Fig. 4.3D), marking the entry of carbonate succession.

*Interpretation:* Reddish siltstone with concordant internal lamination at the base, interbedded with gray-green calciferous siltstones with low angle lamination on top of the succession in slightly wavy heterolytic bedding, representing a marine environment (offshore) with deposition by suspension in deep waters (rhythmite) (Fig. 4.3C) passing the traction with low to moderate energy in shallower water depths (Fig. 4.3D).

#### **4.5.1.3 Facies Association FA3 – Middle Offshore Transition**

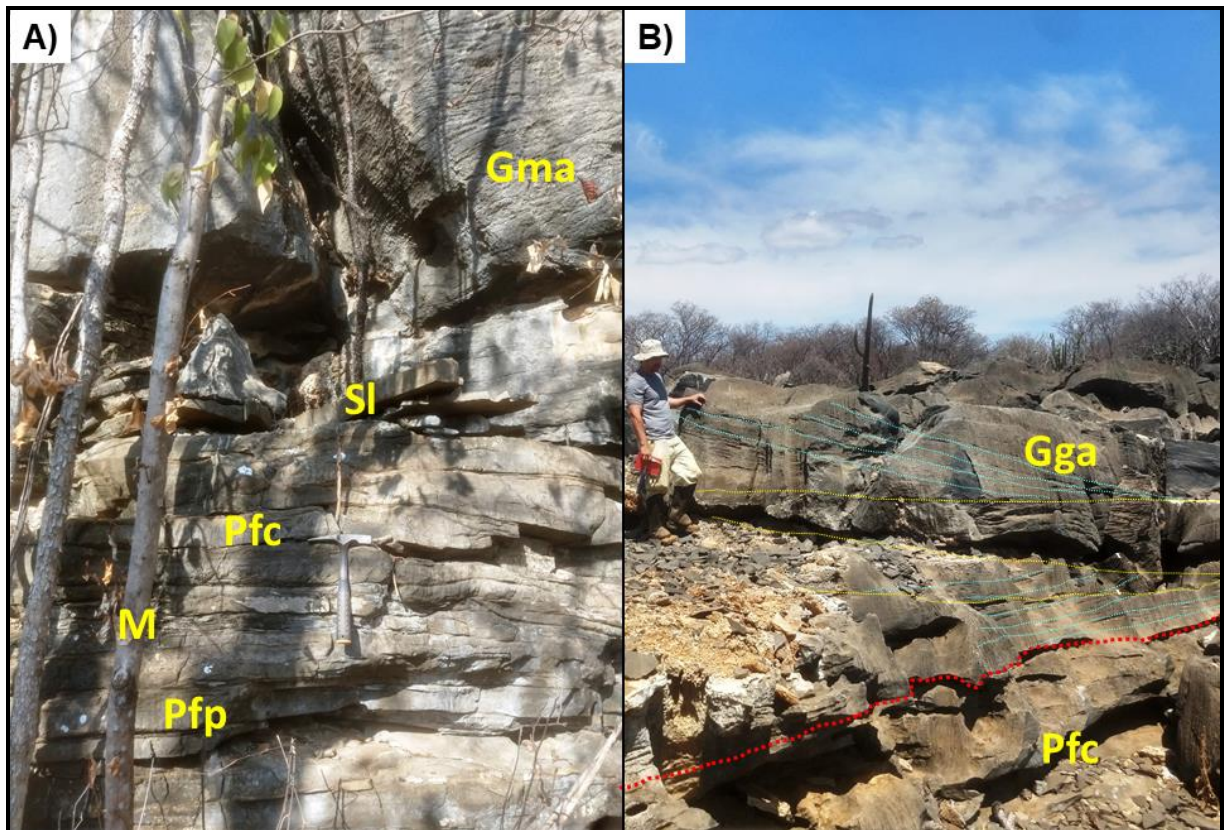
The FA3 facies association represents the base of the Iuiú Hill carbonate succession, which covers the pelites from FA2 facies association, in abrupt and concordant contact. The association consists of sedimentary carbonate facies with bedding of variable thicknesses (20 to 35 cm), which are organized in upward shallowing cycles up to 1m thick.

The cycles are organized from bottom to top in Packstone light gray, very fine (Pfp), bedding, with undulated bedding on top, medium-sized wavelength (L~90 cm); Packstone dark gray-brown, very fine (Pfc) packstone, slightly undulating bedding with plane to parallel lamination (L~10cm) and ripple marks on top (L~60 cm); Marl with undulating bedding, laminated and fissile, black to dark brown, overlapping wavy marks (S1); oolitic grainstone medium to coarse, gray, wedged bedding (50 to 80 cm), with sand waves to dunes trough cross-stratification (L~0.4-2.0 m) (Gga) (Fig. 4.4A).

However worth mentioning that part of these cycles may be incomplete due to erosive surfaces or the non-deposition of some facies.

*Interpretation:* The FA3 facies association reveals characteristics that may indicate the reduction of the water depth, as the fine limestone advances over the pelites and the flow regime

increase producing changes in the plane-parallel lamination that pass to undulated laminae after climbing ripples cross lamination in the same grain size.



**Figure 4.4:** A) Fine packstones with plane-parallel lamination (Pfp), climbing ripple cross lamination (Pfc) interbedded with marls (M) and shales (SI), covered with trough cross-bedding oolitic grainstones (Gma). B) Dunes of oolitic grainstones (Gga) with low angle cross-stratification (blue line) truncating wedged sets (yellow line), covering fine packstones (below the red line).

A quiet period can be attributed to the deposition process due to the marls laminae (M) deposited by decanting the fine suspended material, interbedded it with the fine packstones. Also, by decantation, fissile shales (SL) rich in organic matter are deposited and in paraconformity with the ripple marks on top of the lower deposit bedding.

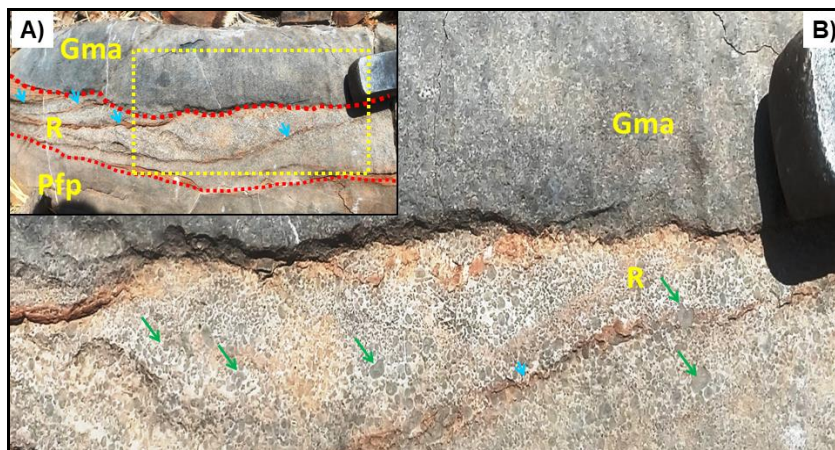
Commonly undulating tops bedding is attributed to oscillating (tidal) or combined (storms) flows, and such fine particle sizes are related to more distal portions. Thus, FA3 facies association may be related to storm events in the Offshore Transition zone.

#### **4.5.1.4 Facies Association FA4 – Middle Shoreface**

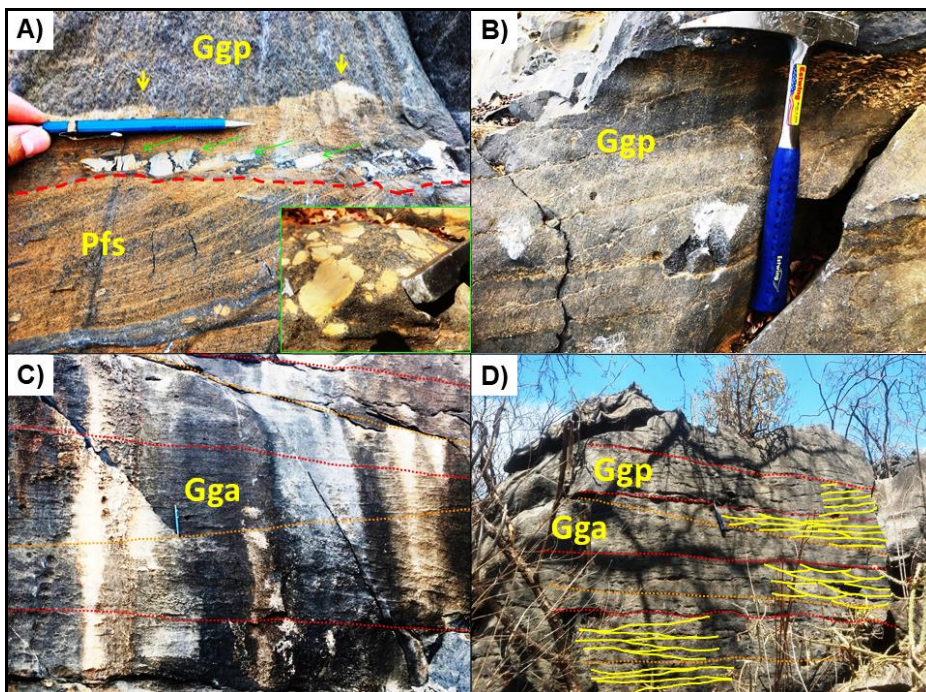
The FA4 facies association overlay in erosive contact the FA3 facies association, being composed at the base by conglomerates (R) that are discontinuously distributed laterally in the layers, sometimes as bedload (Fig. 4.5B), sometimes as residual lags in trough cross-stratification with imbricate clasts, ranging from pebble to boulder (Fig. 4.6A).

These are covered by medium (Gma) to coarse (Gga) oolitic grainstones, with tabular (Fig. 4.6B) or wedge bedding and sand wave to dunes trough cross-stratification (Fig. 4.6C and 4.6D).

*Interpretation:* The positioning of the oolitic grainstones (Gma/Gga) just above the fine packstones (Pfc/Pfp) indicates the progradation of oolitic bars formed on the Shoreface towards the Offshore Transition. For this, it is considered the occurrence of marine regression, followed by strong ocean storm events capable of reworking the upper portions (Shoreface) and depositing them in lower zones.



**Figure 4.5:** A) Erosive contact (red) between fine packstones (Pfp), granular rudstones (R), and oolitic grainstones (Gma). B) Bedload with low angle trough cross-stratification bedding (blue arrow) with granules (green arrow) covered by oolitic grainstones (Gma).

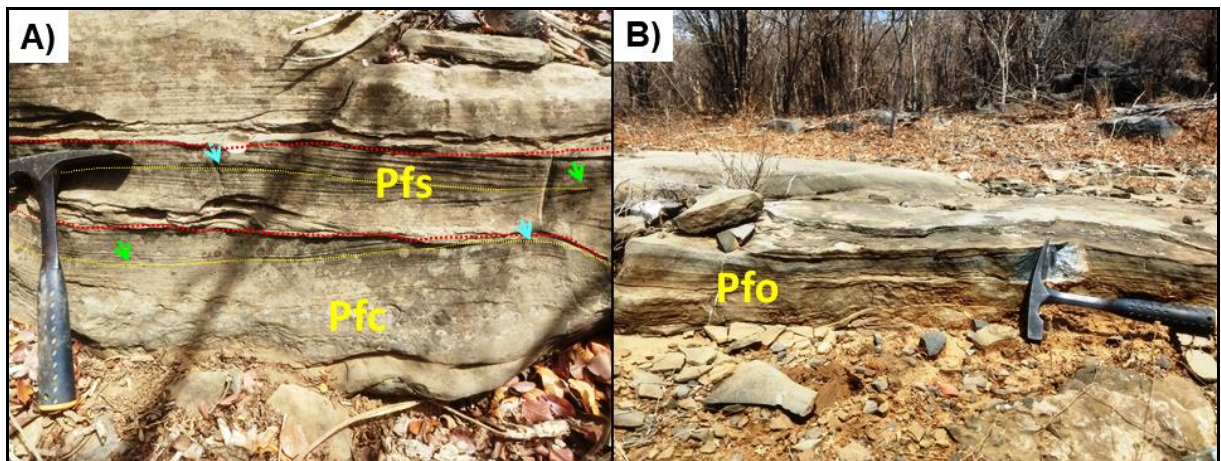


**Figure 4.6:** A) Conglomeratic lags on the base of the FA4 facies association. Plan view of conglomerate with supported oolitic matrix (highlighted green). The red line marks the erosive surface with the imbricate clasts (green arrow) indicating the paleocurrent, corroborated by the asymmetrical ripple mark at the top (yellow arrow), which is covered by tabular grainstones. B) Tabular Grainstones (Ggp) in detail. C) Coarse grainstones (Gga) trough in wedged beddings (orange line) in cosets (red line) approximately 90 cm thickness. D) Cosets (red line), Sets (orange line), and tabular (Ggp) cross-strata (yellow line) and trough cross-strata in different perspectives of oolitic grainstones.

#### 4.5.1.5 Facies Association FA5 – Middle/Upper Offshore Transition

Consisting of four facies, the FA5 facies association is comprised of fine Packstones light-gray succeeded from the base to the top by plane-parallel cross-strata with ripple marks on top (Pfp) that pass in paraconformity to sand waves undulated bedding (L~60 cm) with concordant lamination (Pfo). The succession evolves to small (L~35 cm) hummocky cross-stratification (Pfh) and ends with low angle cross-strata and erosive base, swale (Pfs) (Fig. 4.7A).

*Interpretation:* Increasing the water level takes to the deposition of very fine packstones over grainstones from FA4 facies association. There is an increase in the flow regime generating stratification from plane-parallel to undulated, passing to Hummockies and Swales. This succession can be attributed to (proximal) deposits related to storm events (tempestites).



**Figure 4.7:** A) FA5 facies association: Hummocky (blue arrow) and Swale (green arrow) cross-stratification bounded by erosional surface (yellow line). B) Fine packstone with sand waves undulated bedding. The bed is separated by red dashed lines. B) Packstones (Pfc) and Rudstones (R) from FA6 facies association base. C and D) Packstones (Pfp, Pfo, Pfb) and shales (Sl) from top of the FA6 facies association.

#### 4.5.1.6 Facies Association FA6 – Upper Offshore Transition

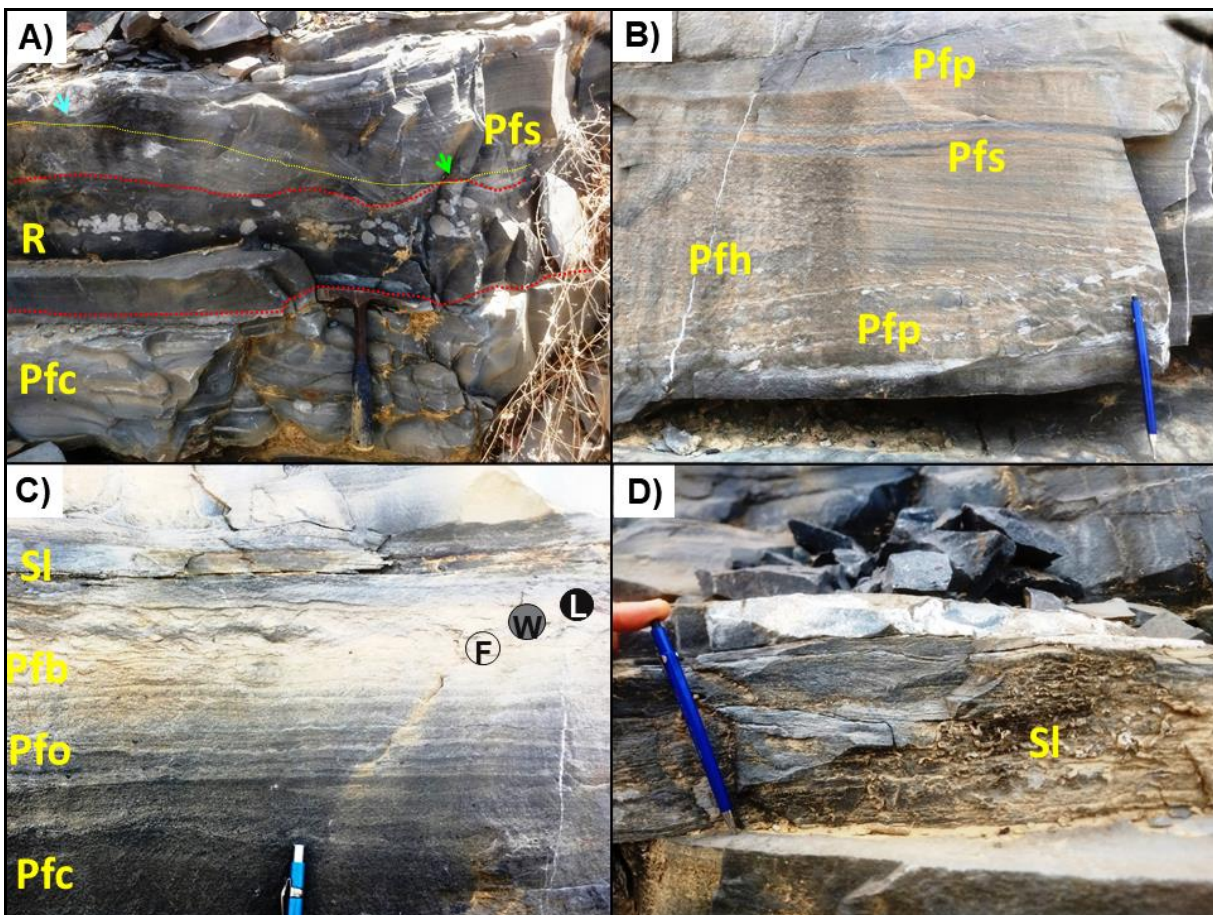
The FA6 facies association occurs in repeated cycles at the P1 profile. It is composed of very fine gray packstones interbedded at the base (Fig. 4.8A) of successions by a range of discontinuous conglomeratic lags (R) and shales (Sl) at the top ( Fig. 4.8D). The Rudstones are sometimes arranged in Lags (Fig. 4.8A), sometimes in trough cross-strata (Fig. 4.9A). Above them are fine packstones arranged laterally irregularly and in undulated top beds, climbing ripples cross lamination, ranging from supercritical to critical, demonstrating an increase in flow velocity.

About climbing ripples lie a succession of fine packstones with planar stratification, hummocky (Pfh) and swale (Pfs) cross-stratification (Fig. 4.9A e 4.9B) passing to climbing ripples cross-stratification (Pfc), undulated (Pfo), flaser/wave/linsen (Pfb) and shale (Sl) (Fig. 4.8C).

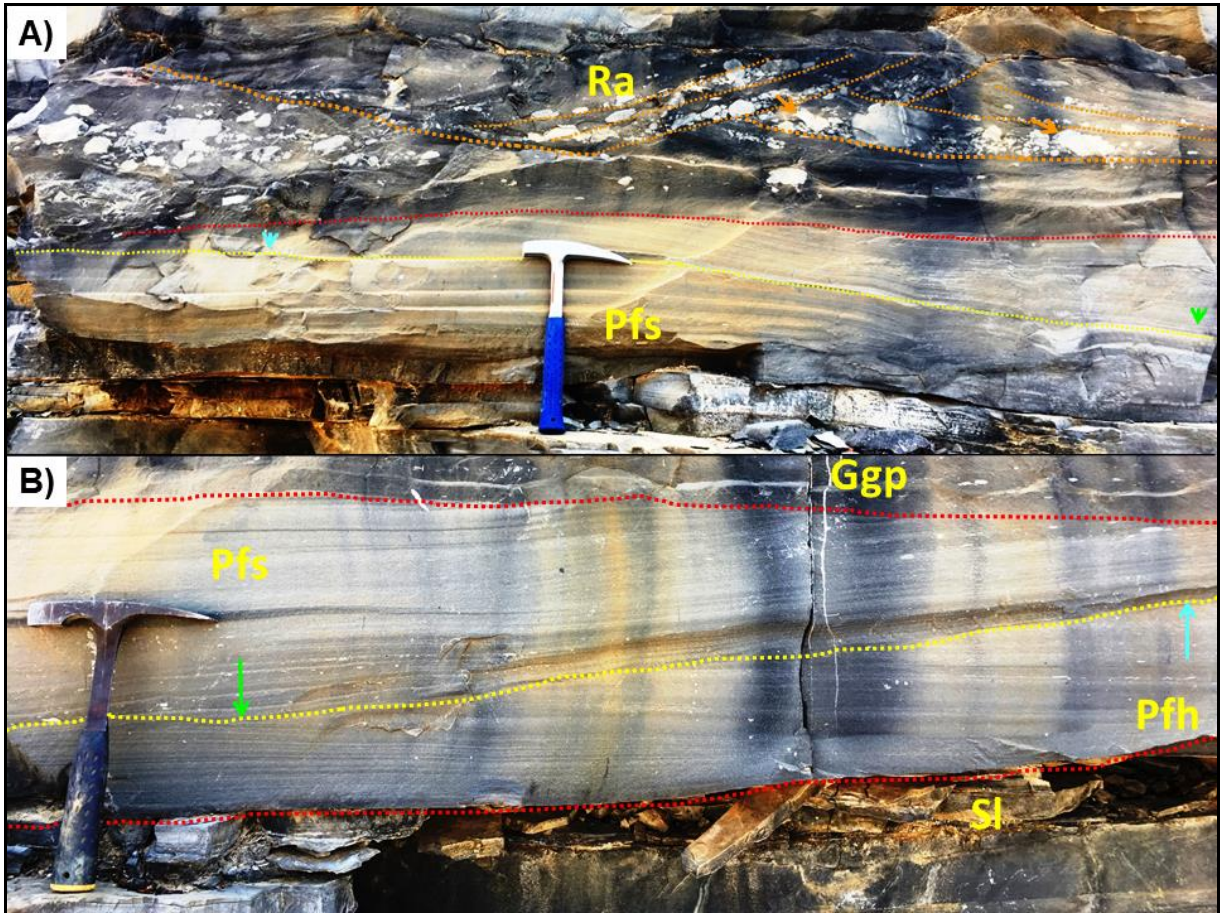
*Interpretation:* It observed the water stability as a function of several cycles' formation that developed with similar characteristics with the same previous size (FA5). However, there is an interbedding (Lags) due to the development of tidal channels.

Hummockies and Swales denote the occurrence of storm events. The decrease storm is marked by the succession of flaser, wavy, and linsen cross-stratifications, respectively. These structures are commonly associated with the intertidal zone (Foreshore), but those generated by storms show ripples at the top of the bed that is covered by shales (Fig. 4.8D), thus ending the FA6 facies association.

The cycle that generated the FA6 facies association of repeats twice more, and is recorded in profile P1 (Fig. 4.11). However, the significant increase in wavelength ( $L \sim 2.5\text{m}$ ) of the trough cross-strata suggests a reduction in the water depth (Fig. 4.8B). At the base, conglomerates with imbricate pebbles of varied size (3-20 cm) point to return channels developed mainly during storm events where the flow regime is stronger than the fair-weather wave.



**Figure 4.8:** A, B, C and D) Packstones with climbing ripples cross-stratifications (Pfc), undulated (Pfo), plane (Pfp) and low angle (Pfh and Pfh), Flaser / Wave / Linsen (Pfb), Rudstones (R / Ra) and shales (Sl) composing the FA6 facies association.



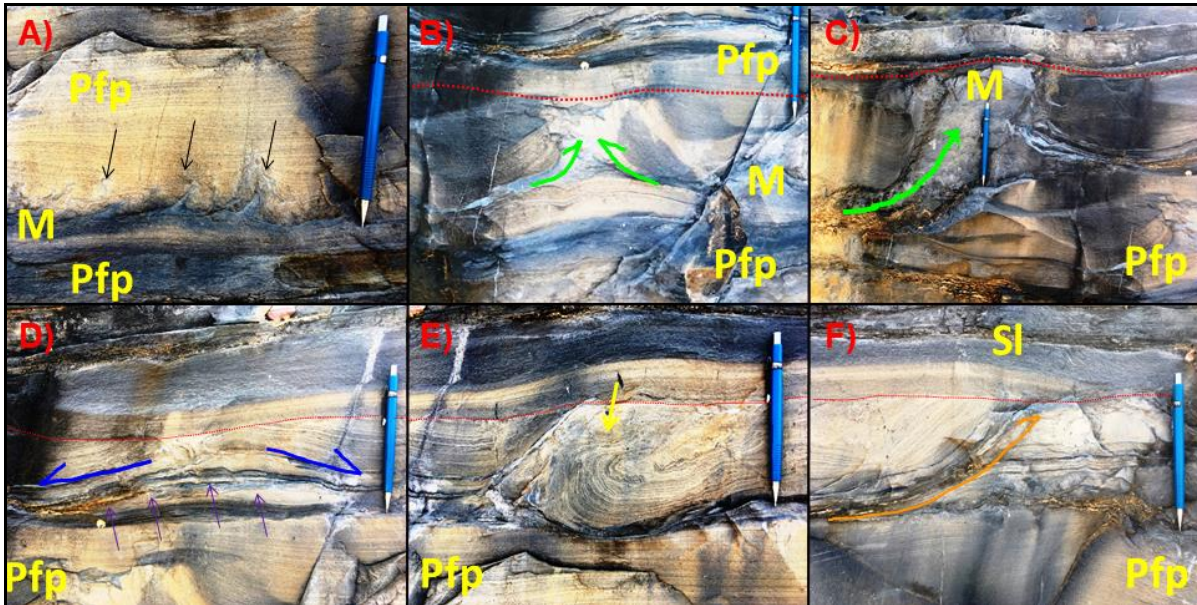
**Figure 4.9:** A) Rudstones in trough cross-stratification - dunes (orange line) with imbricated pebbles (Orange dashed) and swale low angle cross-stratification. B) Hummocky (Pfh) and swale (Pfs) cross-stratification (cyan and green arrow) covered by coarse green with planar cross-stratification (Ggp).

#### 4.5.1.7 Facies Association FA7 – Middle Offshore Transition

The FA7 facies association is composed of very fine packstones (Pfp) interbedded with marls (M). The deposits of this succession are made by intervals with plane-parallel laminations interbedded with carbonate mud, presenting at the base flame, injection, and overload structures that are covered by a very fine and massive packstone (Pfm) (Fig. 4.10).

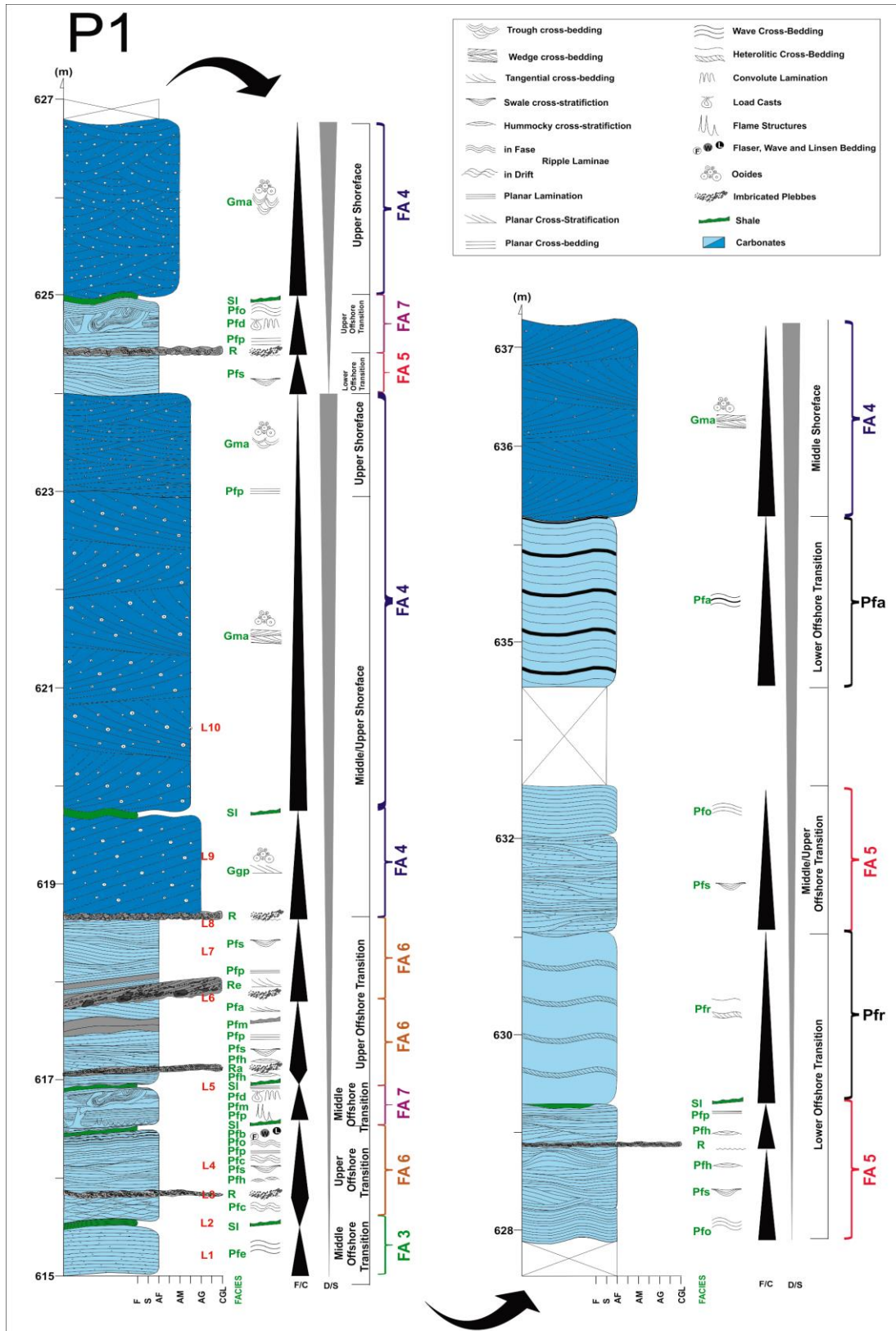
A new range of very fine packstones interbedded by marls, now with convolute lamination and overload structures that are eroded by thin packstones with plane-parallel lamination (Pfp), which are covered by fissile shales (SI).

*Interpretation:* The facies described closely resemble the intervals B, C, D, and E, respectively, described by Bouma (1962) in attribution to turbiditic succession. This facies association recurs in the intermediate portion of the P1 profile (Fig. 4.11), but incomplete succession with conglomerates (R) at the base (A Bouma (1962) interval).



**Figure 4.10:** FA7 facies association. Fine laminated packstones interbedded with marls. At the base: A) Flame structures (black arrows); B and C) Injection overload structures (green arrow). At the sequence top: D) Extensional strain with boudinage (rock arrow); E) Convolute lamination; F) Thrust (orange arrow) and shales (Sl) ending turbiditic succession. The bedding surface is erosive and undulated on top (red line).





**Figure 4.11:** The P1 profile is complementary to the P2 profile and shows: lithologies, facies, and facies association (FA), cycles, and depositional environment for the carbonate sequence of the upper portion of Iuiu Hill. L1 - L10 are facies selected for the following analyzes: microfacies analysis, elementary and isotopic C, and O geochemical analyzes. Ggp (L9) and Gma (L10) facies were selected due to lesser alteration to  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic analyzes. The black triangles, normal (F) and inverted (C), correspond to fining and coarsening upward successions, respectively. The gray, triangles, normal (D), and inverted (S) correspond to drowning and shallowing, respectively.

## 4.5.2 Sedimentary Microfacies

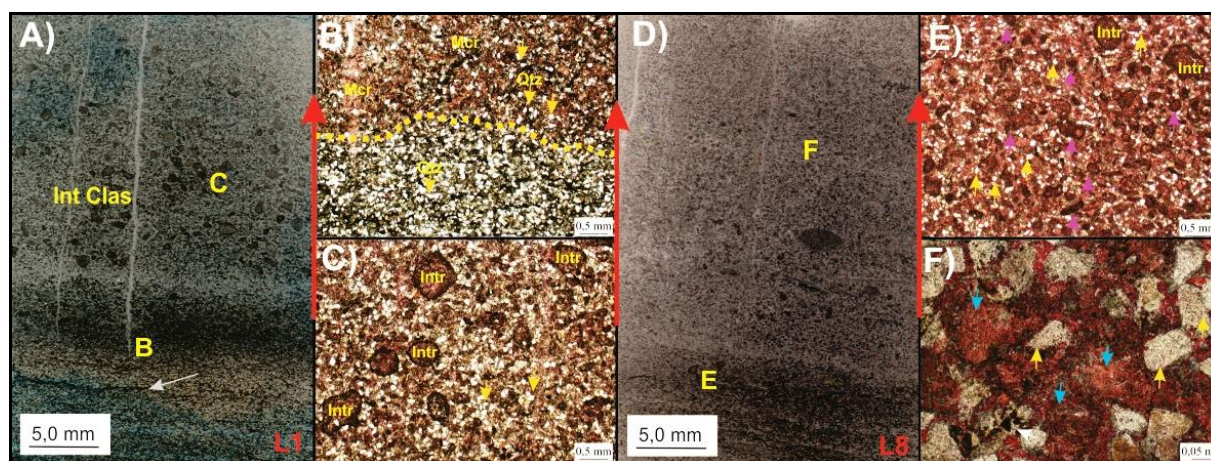
Through the microscopic analysis of ten petrographic slabs (L1 to L10), collected at intervals established by the faciological variation, it was possible to characterize the components and the arrangement of the internal framework, as well as to define the sedimentary microfacies present. Therefore, seven sedimentary microfacies were identified as described below.

The high terrigenous content at the base of the P1 profile, consisting mainly of quartz, decreases towards the top as the percentage of carbonates increases. These top carbonates are formed by practically oolitic limestone with no influence from siliciclastics.

The petrographic slides were dyed by Alizarina Red-S, showing that the carbonates had not been dolomitized and corroborated by the low Mg/Ca ratio (<0.06). The low Fe content confirms no dyeing by Ferrocyanide, indicating the absence of iron carbonate.

### 4.5.2.1 *Microfácies I - Mudstone/Quartz sandstone with peloid (L1 and L8)*

The microfacies observed in samples L1 and L8, collected in P<sub>fe</sub> and P<sub>fs</sub> facies, belonging to the FA3 and FA6 association, respectively. The framework is marked by plane to slightly undulated lamination as well as punctual cross lamination, highlighted by the heterolytic composition of quartz-sandstone interbedded with peloidal mudstone and terrigenous (Fig. 4.12A). Quartz-sandstone slabs consist mainly of quartz with angular to sub-angular grain, medium silt size (0.01 mm) to very fine sand (0.015 mm).



**Figure 0.12:** Microfacies L1 (A) and L8 (D) with plane-parallel laminae at the base with interbedded organic matter films (gray arrow) and normal graded intraclasts. B) The yellow line marks the boundary between terrigenous lamination at the base and micritic on top. C and E) Detail of intraclasts (Intr.), pellets (purple arrow), and quartz extraclasts dispersed in the micritic matrix. F) Detail of composition: Angular to subangular quartz (yellow arrow), carbonate matrix (reddish due to alizarin dyeing), and iron minerals (dark spots in the lower-left corner). Red arrows indicate the orientation to the top of the slab.

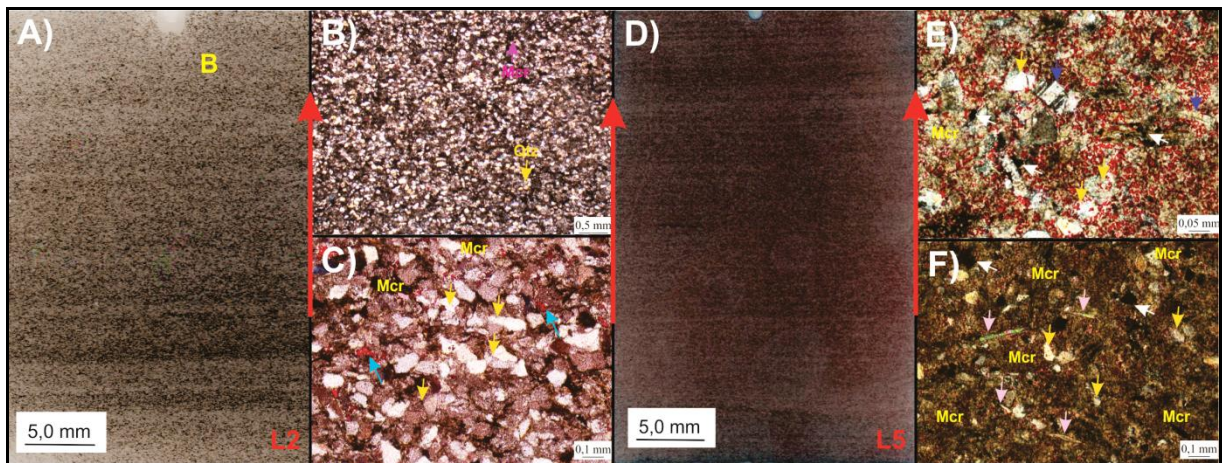
Normal gradation features are common in this lamination, furthermore subordinately fine limestone fragments (intraclasts and pellets), micrite matrix (Fig. 4.12, A e D), and microcrystalline

calcitic cement (Fig. 4.12, C e E). While mudstone laminae have micrite intraclasts (0.5 mm) and micritic pellets (0.1 mm) both in normal gradation and fragments of angular to subangular quartz (0.01) extraclasts dispersed in the matrix.

#### 4.5.2.2 *Microfacies II – Shales And Mudstone (L2 And L5)*

Shales are represented by L2 intervals (S1 facie) and mudstone by L5 ( M facie) FA3 and FA7 facies association. They are silt/clay (<0.05 mm) particle size, fissile, with plane-horizontal lamination, alternating between light/dark (organic matter), with a reduction in the fragment/matrix (micrite/clay) ratio from the base to the top of the slab. The grains are angular to subangular quartz of low sphericity, tight packing, and microcrystalline carbonate (micrite) cementation.

Feldspar dissolution processes (Fig. 4.13E), bending mica by compaction (Fig. 4.13F) are observed mainly in L5, as well as the micrite content (brownish brown) revealing higher calcium carbonate content, in principle due to reddish pigmentation of the lamina (Fig. 4.13E) after dyeing, later confirmed by geochemistry (Table 4.1). The presence of feldspars and micas shows the mineralogical immaturity of the sediment.

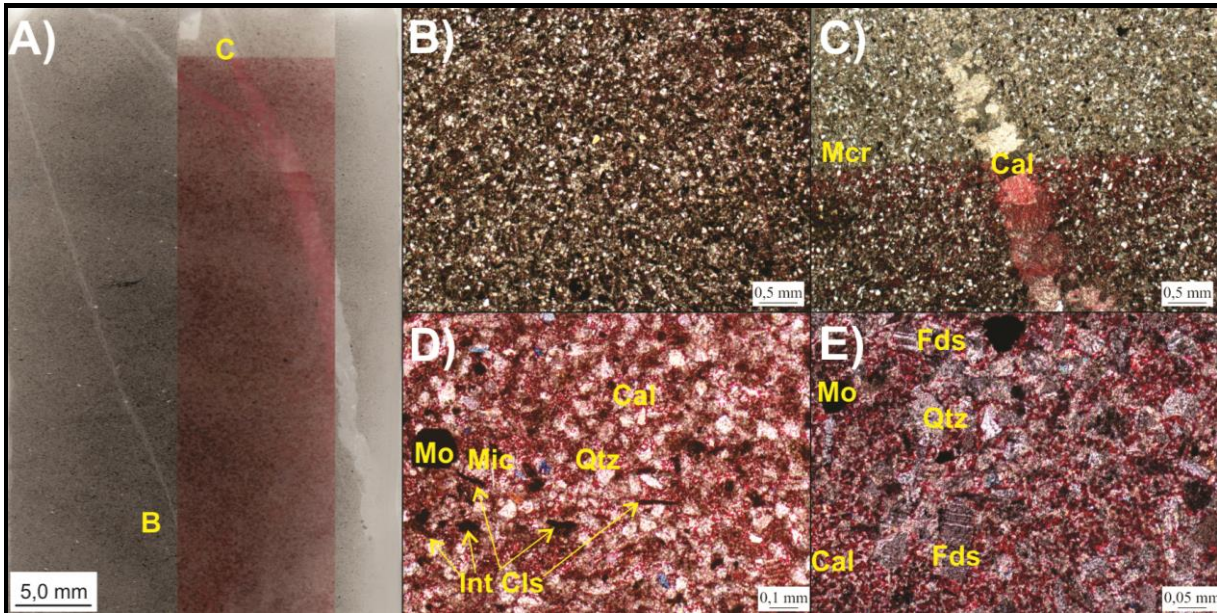


**Figure 4.13:** A and D) Microfacies L2 and L5 with plane-horizontal lamination thickening toward the top, interbedded in light and dark (organic matter), the reddish tone in L5 reveals higher carbonate content. B) Equigranular and homogeneous texture. C) Angular to subangular quartz with tight packaging and rectilinear contact (yellow arrow). Calcite filling pores (blue arrow) and micrite (Mcr) as a matrix. E) Partially dissolved feldspar fragments (blue arrow). F) Micas (pink arrow) and loose packaging and dispersed in the micritic matrix. White arrows indicate opaque minerals. Red arrows indicate the top of the slabs.

#### 4.5.2.3 *Microfacies III – Rudstone Matrix (L3)*

Due to the scale, the L3 slab was analyzed based on the R facies matrix (Fig. 4.14), whose facies association is FA6, and macroscopic classification is a rudstone of carbonate clasts and very fine matrix. The matrix is very fine granulation (0.025-0.05 mm), rich in quartz, feldspar, and mica extraclasts (with submature mineralogical texture), angular to subangular (textural immature), low sphericity is poorly selected, from point to floating contact and loose packaging.

It represents an immature micritic matrix with opaque minerals, massive, without porosity, and with microcrystalline calcitic cementation. Eodiagenetic processes are present, such as compaction due to bending micas between quartz grains, mechanical infiltration of iron oxides, and microspatic calcite. It also has dissolution of micas and feldspars.

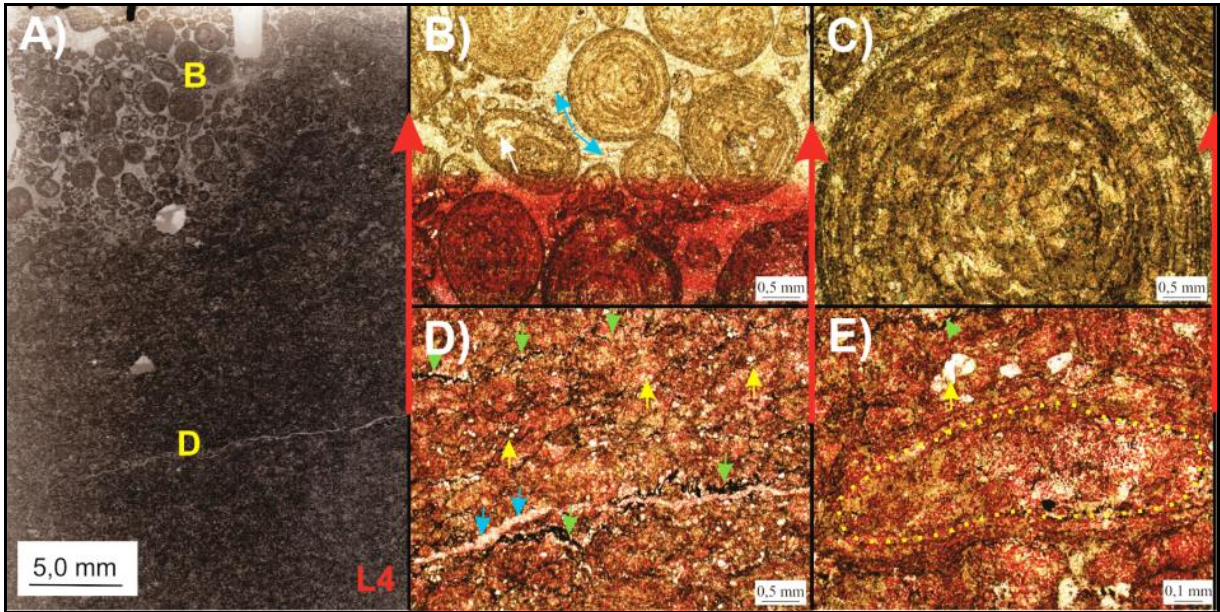


**Figure 4.14:** Microfacies L3. A) Massive structure with calcite veins. The red region due to alizarin application shows no dolomitization. B) Homogeneous distribution of quartz grains, mica, and opaque feldspars in the micritic matrix. C) Well developed calcite crystal in filled veins. D and E) Quartz (Qtz), Feldspar (Fds), opaque minerals (Mo), mica (Mic), calcite (Cal), and loose intraclasts (Int Cls) dispersed in a micritic matrix (Mcr). Red arrows indicate the top of the slabs.

#### 4.5.2.4 Microfacies IV – Packstone (L4)

The microfacie observed in sample L4 (FA6) is composed at the base by micrite fragments, ooid fragments, and whole, quartz extraclasts in a micritic matrix, and at the top by varying size (0.02-1.0mm) ooids in spatic calcitic matrix (Fig. 4.15). The base of the microfacies is marked by strong compaction (Fig. 4.15D) with stylolite development filled with organic matter and calcite. Some ooids are whole but compressed (Fig. 4.15E).

The top microfacies are constituted of single and composite cores with alternating lamellas (micritic ooids), tangential, poorly sorted, and surrounded by a calcite matrix (Fig. 4.15B). Some of the previously described features are peculiar to shallow marine environments, warm water, saturated with CaCO<sub>3</sub>, and low CO<sub>2</sub> with inorganic precipitation.

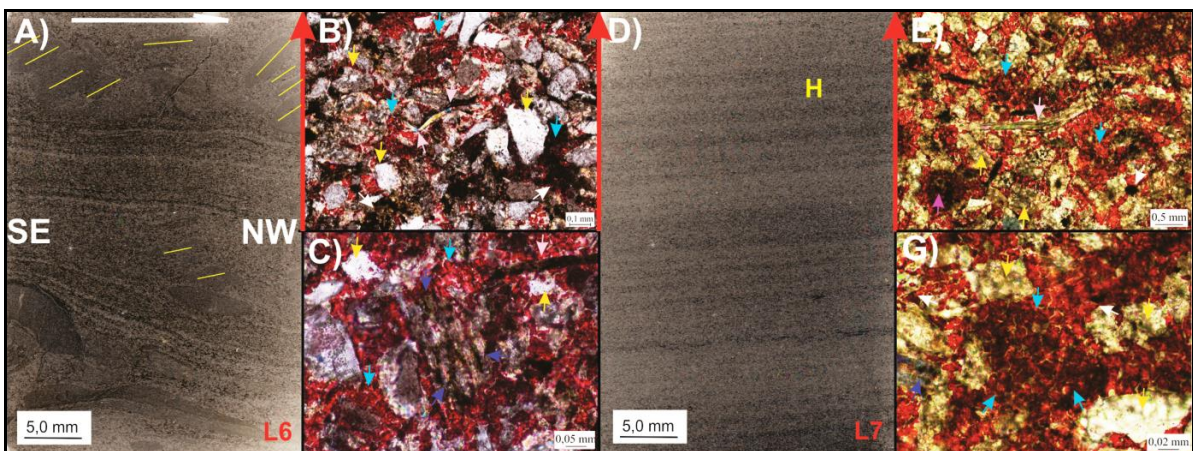


**Figure 4.15:** Microfacies L4 A) Ooids and ooids fragments compacted at the base and loosely packed ooids at the top. B) Red pigmentation at base indicates that the sample was not dolomitized. Spate calcite matrix (Blue arrow). C) Alternate coverslips in micritic ooid. D and E) Effects of compaction: Stilolites (Green Arrow) filled with calcite (Blue Arrow) and organic matter. Quartz (Yellow arrow).

#### 4.5.2.5 Microfacies V – Packstones (L6 And L7)

The microfacies observed in L6 and L7, collected in the Pfa and Pfs facies respectively, belong to the FA6 facies association. The framework is marked by low-angle trough cross-laminations and plane-parallel slightly undulated on tops.

The grain size ranges from coarse silt to very fine sand (0.06 - 0.1 mm), composed of calcite, imbricated micrite (L6) pellet intraclasts, quartz, mica, and feldspar extraclasts. Extraclasts are mineralogically immature, angular to subangular, and low in sphericity. Compaction is evident due to bended micas, as well as the dissolution of corroded feldspars.



**Figure 4.16:** Microfacies with sedimentary features depicting the macro environment. A) Low angle cross lamination with imbricate micrite clasts (yellow lines) indicating the direction of the paleocurrent. B and E) Microphoto with angular quartz (yellow arrow), bended micas (pink arrow), and spastic calcite (blue arrow). C) Partially dissolved feldspar (purple arrow). D) Microfacies with fine grain plane-parallel lamination. G) Micrite clasts being replaced by calcite (blue arrow). Red arrows indicate the top of the slabs.

In L6, the micrite imbricated clasts in microphoto (Fig. 4.8D) resemble the Ra conglomerates facies (Fig. 4.9A), indicating paleocurrent, but with a different direction (Fig. 4.16).

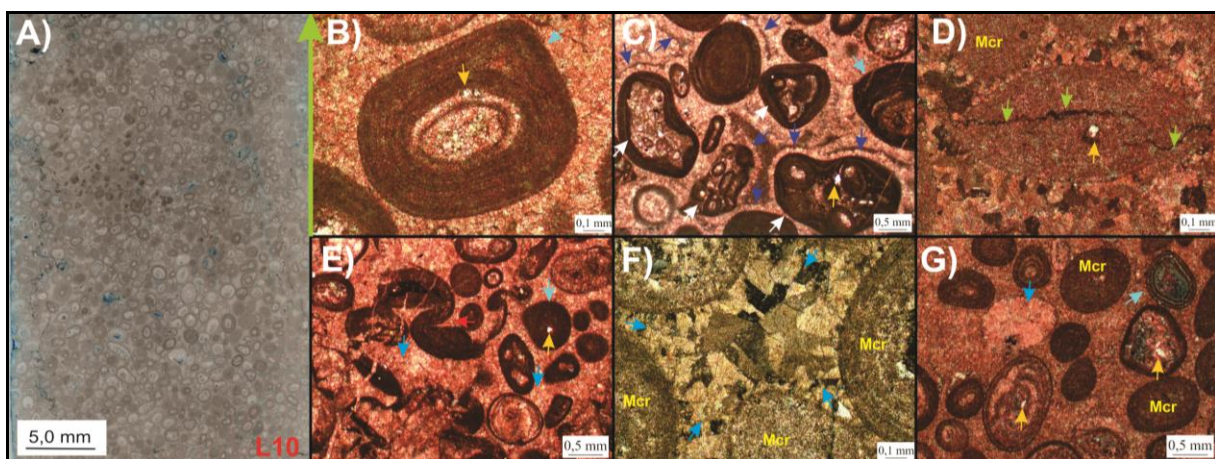
#### 4.5.2.6 Microfacies VI – Grainstones (L9 And L10)

The L9 and L10 microfacies collected in the Ggp and Gma facies (Fig. 4.11), belonging to the FA4 facies association, make clear the complete installation of the carbonate platform. They are oolitic grainstones, in tabular and trough cross-strata sets composed of medium to coarse (0.5-2.0 mm), spherical to oval, and medium to very coarse granulometry intraclasts poorly selected, with well-rounded grains, with a closed framework and dominant non-clastic texture.

Ooids are tangential (lagoon) and micritic (shallow marine), characteristic of warm, shallow, agitated waters (waves and tides), low latitude, CaCO<sub>3</sub> saturated, low CO<sub>2</sub> concentration, and inorganic precipitation.

They have simple and compounds cores composed of calcite, extraclasts, pellets (formed in low energy), and broken ooids. They are of the type: spiny, half-moon, grapestones, fragmented, regenerated, and distorted. The latter gives evidence of the vigorous event that hit them, whether storm waves or currents. The distorted ooids form an arrangement “connected” by the apophyses (Fig. 4.17E).

Some ooids are surrounded by calcitic fringe (dog's tooth) (Fig. 4.17C) due to aragonite neomorphism in calcite by groundwater and/or shallow burial. Crystals developed between equicrystalline/granular mosaic grains reveal probable micrite neomorphism in calcite due to temperature and pressure increase.



**Figure 4.17:** Microfacies with ooids of different characteristics. Microphoto: B) Spiny ooids with quartz extraclasts. C) Compound ooids/grapestone (white arrow), calcitic fringe (blue arrow), and extraclast (yellow arrow). D) Microstilolite (green arrow). E) Distorted Ooids (red arrow) and calcitic matrix (blue arrow). F) Druze-type calcite (blue arrow) and micritized ooids (Mcr). G) Calcite-replaced ooid (dark blue arrow), tangential lamellar ooid alternating between micrite and calcite (light blue arrow). Quartz extraclasts (yellow arrows).

There are some fully preserved nuclei (both micritic and calcitic), and others have been partially or totally replaced by calcite (Fig. 4.17G). Microfractures with offsets of calcite filled point to the post-depositional occurrence, once that ooids are also fractured.

The occurrence of diagenetic processes in sedimentary rocks is common, and in the described microfacies the following meso-eodiagenetic processes were observed: infiltration of Fe clays and oxides; explicit compaction by stylolites (Fig. 4.15D and 4.17D), bended micas (Fig. 4.16B and 4.16E) and organic matter films; Dissolution of feldspars and micas; Replacement of micrite and feldspars with calcite; Micrite neomorphism in calcite.

The process of immersion of the slabs into the red alizarin solution contributed to the distinction between dolomites and calcites. Except for the L2 slab that has terrigenous characteristics, all the other slides were dyed red, confirming that the samples were not dolomitized, just as for ferrocyanide the existence of ferrous calcite was ruled out.

### **4.5.3 Elemental Geochemistry**

#### ***Major, Minor, and Trace Elements Analysis***

The elemental geochemical analyses were performed in the P1 profile (Tables 4.2, 4.3, and 4.4) because this section includes a complete shallowing upward cycle, with the main carbonate facies associations of the Iuiú Hills succession (Fig. 4.18). The geochemical data were analyzed together with the mineralogical composition of the petrographic framework evaluated on the thin slabs.

When analyzing the logs of elemental geochemistry (Fig. 4.18), a control is observed in facies associations with two notable patterns, one rich in calcium (Ca) and the other in silicon (Si), aluminum (Al), iron (Fe) and potassium (K), which are represented as oxides.

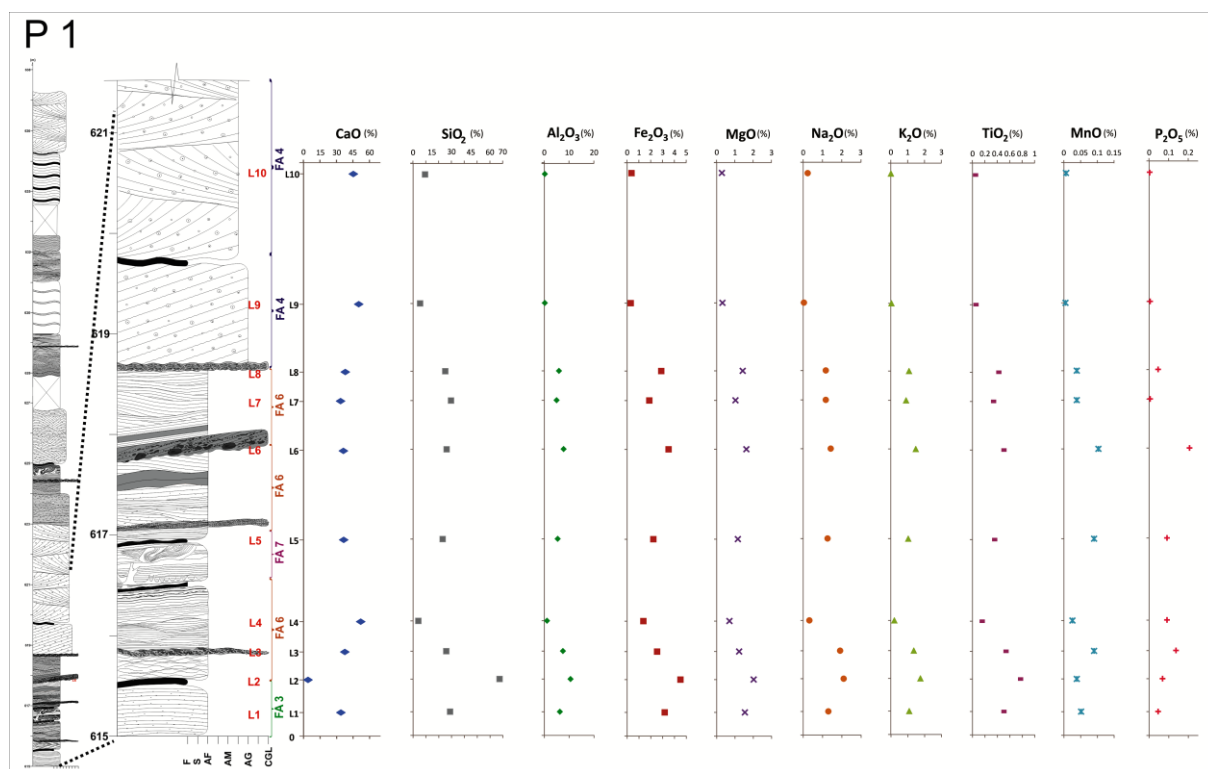
The highest CaO concentrations (Fig. 4.18) occur in FA6 (L4) and FA4 (L9 and L10) facies associations, which are pure limestones and are related to the occurrence of oolitic grainstones. These associations also revealed very low concentrations of SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and K<sub>2</sub>O, as opposed to the FA6 facies associations in general, FA3, and FA7.

The enrichment of SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and K<sub>2</sub>O in FA3, FA6, and FA7 imply in the presence of siliciclastic material be sandy or clayey, which has been observed in thin slabs. Not coincidentally, these associations are strongly influenced by storms.

The low Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MgO contents (Table 4.2) indicate that the limestones are of low Mg-calcite and nonferrous, corroborating the descriptions of the slabs.

**Table 0.2:** Major and minor oxides concentration (%) and their distribution in profile 1. Facies associations: FA3 (Green), FA4 (Blue), FA6 (Brow) and FA7 (Purple).

Slab	Rock/Facies	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Σ
L10	Grainstone (Gma)	46.64	9.37	0.21	0.37	0.33	0.08	0.04	0.03	0.01	0.01	42.48	99.56
L9	Grainstone (Ggp)	50.29	5.48	0.19	0.30	0.32	0.04	0.05	0.03	0.01	0.01	42.64	99.34
L8	Packstone (Pfp)	38.66	25.12	5.89	2.89	1.43	1.17	1.08	0.40	0.04	0.05	22.56	99.29
L7	Packstone (Pfs)	34.45	29.22	4.95	1.87	1.03	1.17	0.90	0.32	0.04	0.01	25.39	99.34
L6	Rudstone (R)	36.41	25.35	7.78	3.50	1.63	1.43	1.48	0.48	0.10	0.21	20.92	99.30
L5	Mudstone (M)	36.65	23.75	5.40	2.22	1.16	1.27	1.04	0.33	0.09	0.09	27.27	99.26
L4	Packstone (Pfh)	52.13	4.11	1.10	1.37	0.70	0.32	0.22	0.13	0.03	0.09	39.01	99.21
L3	Matrix (R)	37.95	26.21	7.48	2.53	1.23	1.91	1.36	0.52	0.09	0.14	19.75	99.17
L2	Shale (S)	4.23	67.50	10.54	4.50	2.02	2.10	1.76	0.75	0.04	0.07	5.42	98.94
L1	Packstone (Pfe)	34.13	28.73	6.27	3.17	1.54	1.31	1.10	0.48	0.05	0.05	22.16	98.98



**Figure 4.18:** Vertical distribution of major elements according to profile. It is possible to identify two patterns, one enriched in CaO (L4, L9, and L10) by opposing the other rich in SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and K<sub>2</sub>O (FA3, FA6, and FA7).

The smaller elements represented by TiO<sub>2</sub>, MnO, and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> can indicate the influence of clay-minerals present in terrigenous inflows. However, the low levels detected can be considered as material from the environment itself, placed in suspension by storm events (Table 4.2).

The Sr concentrations (1071.9 - 2288 ppm) (Table 4.3) for facies associations where carbonates are pure (FA6/L4 and FA4) are above the expected average for surface carbonates (Sr = 610 ppm; Turekian and Wedepohl, 1961). The Ba concentration (161-461 ppm) is also anomalous for



all facies associations since the ITAK-1702 standard showed concentrations around 24.4 ppm. Both Sr and Ba concentrations coincide with low levels of  $Al_2O_3$  (Table 4.2).

**Table 0.3:** Trace element concentration (ppm) for samples of profile P1. Facies associations: FA3 (Green), FA4 (Blue), FA6 (Brow) and FA7 (Purple).

	Trace element													
	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Sc	Sr	Rb	Ba	Nb	Pb	Th	Co	Zr
<b>L10</b>	2.8	3.0	5.4	1.6	12.3	0.8	1384.3	3.1	161.2	0.4	4.4	0.4	2.0	8.6
<b>L9</b>	2.5	2.9	5.6	1.9	12.7	0.8	1071.9	3.0	216.2	0.4	4.1	0.5	2.2	8.6
<b>L8</b>	36.6	34.7	17.0	10.6	92.7	6.1	736.8	48.1	451.8	6.1	13.9	5.6	21.2	106.0
<b>L7</b>	30.5	22.7	15.5	9.9	229.3	4.8	528.8	38.7	263.3	4.7	7.9	3.7	11.7	73.3
<b>L6</b>	42.1	36.1	18.6	13.3	166.6	7.0	1165.9	56.1	388.3	6.4	13.3	5.8	25.4	101.6
<b>L5</b>	36.1	26.2	16.3	9.7	36.8	6.3	890.0	45.2	296.4	5.2	8.5	4.0	10.9	65.6
<b>L4</b>	9.2	8.4	6.7	5.3	10.5	2.2	2288.8	11.3	80.7	1.5	12.3	3.5	4.0	42.4
<b>L3</b>	37.4	32.7	16.4	10.9	23.4	6.8	598.7	48.6	318.3	6.6	6.6	5.8	14.8	124.3
<b>L2</b>	57.1	55.5	23.0	14.7	47.8	9.0	191.2	70.3	461.2	10.1	14.8	9.8	38.4	204.0
<b>L1</b>	36.7	36.2	16.0	8.3	26.8	6.4	567.4	41.2	260.0	6.4	11.4	6.3	14.5	133.2

The elements (Sr and Ba) can be associated with the formation of very fine calcites since, in the nucleation stage of calcium carbonates, it can contain amounts of barium and strontium carbonates. The substitution of Ca for Ba and Sr in the carbonate structure is common, mainly due to the high concentration of Sr in marine waters (Kitano et al. 1971).

#### 4.5.4 Stable Isotopes Analysis (C And O)

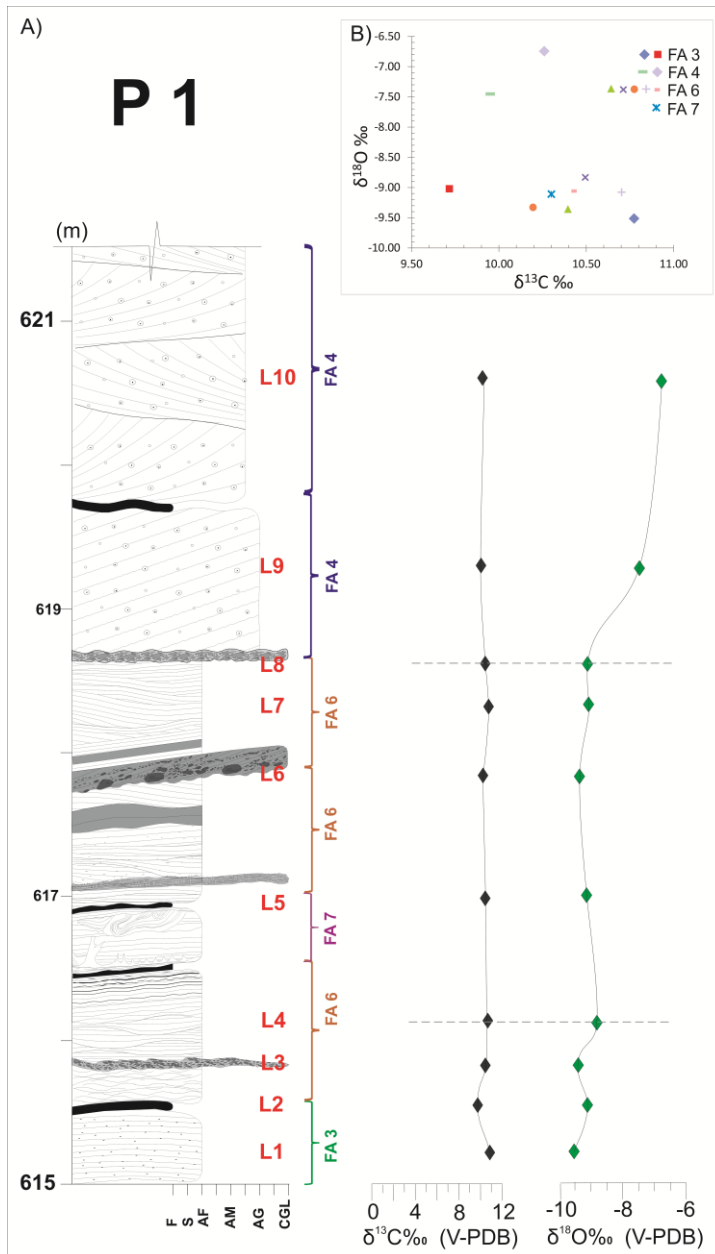
The  $\delta^{13}C$  data is widely used in Precambrian due to its resilience to post-depositional changes. The lack of fossils, measurement conditions, and wide variations, whether high and positive or episodically negative, as in the Neoproterozoic (Halverson et al., 2010; Knoll and Walter, 1992), allow correlations or insertion of new data.

On the other hand,  $\delta^{18}O$  data are used as diagenetic or metamorphic indicators, depending on their susceptibility to isotopic fractionation (Banner and Hanson, 1990). The results for  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{18}O$  are summarized in Table 4.4.

The  $\delta^{13}C$  values vary little between facies associations (FA) along with the profile (Fig. 4.19). For facies association FA3  $\delta^{13}C$  is between +9.71 and + 10.77‰ for facies association FA4 varies between +9.25 and + 26.10‰ for the facies association FA6 varies between + +10.19 and 10.70‰ and for the FA7 facies association varies between +10.48 and + 10.30‰, most values for  $\delta^{13}C$  are around + 10.0‰. The variation curve evolves homogeneously, with no apparent faciologic or stratigraphic control.

The  $\delta^{18}O$  values vary between facies associations along with the P1 profile (Fig. 4.19A), with three distinct patterns. The first on the FA3 facies association (with  $\delta^{18}O$  between -9.51 and -9.02‰),

the second includes the FA6 and FA7 facies associations ( $\delta^{18}\text{O}$  between  $-9.37$  to  $-9.06\%$ ) and the third and last, the facies association FA4 ( $\delta^{18}\text{O}$  between  $-6.74$  and  $-7.46\%$ ). Hence, the profile shows an upward enrichment, mainly of the values linked to the pure limestones of the oolitic bar facies association (FA4) (Fig. 4.19A).



**Figure 4.19:** A) Chemostratigraphic variation of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of the studied section. Note the upward enrichment of  $\delta^{18}\text{O}$

B) The graph  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  showing scattered points suggests little or no change.

#### 4.5.5 Instable Isotopes Analysis ( $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ )

Sedimentary rocks can undergo changes associated with diagenesis processes, hydrothermalism, metamorphism, erosion, among others, which can modify their composition in relation to the environment in which they were deposited.

The data are based on ten samples that were classified according to Fölling & Frimmel (2002) criteria, of which L9 and L10 from FA4 facies association revealed to be in ideal conditions for  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  analysis.

Twenty stitches were made on each of the three tablets that correspond to the FA4 facies association (oolitic grainstones). The results showed a low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  radiogenic ratio that varies between 0.7069 and 0.7085, for Sr concentrations between 1072 and 1384 ppm, Mn/Sr <0.09 (Table 4.4). The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  isotope values for these samples are between 9.95 to 10.26‰ and -7.46 to -6.74‰ respectively.

**Table 4.4:** The Rb and Sr trace elements concentrations. Geochemical ratios for the carbonates of profile P1. Isotope data of  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) sampled in profile P1. FA3 facies associations (Green), FA4 (Blue), FA6 (Brow), and FA7 (Purple).

Sample / Facies	Sr	Rb	Rb/Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Ca/Sr	Mg/Ca	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$
L10 (Gma)	1384.32	3.06	0.0022	0.07	1.88	240.77	0.04	10.77	-9.51
L9 (Ggp)	1071.88	2.99	0.0028	0.09	1.96	335.30	0.40	9.71	-9.02
L8 (Pfp)	736.80	48.09	0.0653	0.41	27.42	375.01	0.03	10.39	-9.37
L7 (Pfs)	528.85	38.74	0.0732	0.57	24.77	465.51	0.01	10.48	-8.79
L6 (R)	1165.90	56.09	0.0481	0.69	21.01	223.22	0.03	10.30	-9.11
L5 (M)	890.02	45.21	0.0508	0.79	17.42	294.26	0.04	10.19	-9.33
L4 (Pfh)	2288.77	11.29	0.0049	0.09	4.19	162.79	0.03	10.70	-9.07
L3 (R)	598.66	48.58	0.0811	1.17	29.57	453.11	0.03	10.43	-9.06
L2 (S)	191.21	70.31	0.3677	1.57	164.74	157.94	0.01	9.95	-7.46
L1 (Pfe)	567.44	41.19	0.0726	0.70	39.12	429.81	0.01	10.26	-6.74
ITAK-1702	1499.73	1.64	0.0011	0.07	0.40	244.98	0.06		

## 4.6 - DISCUSSION

### 4.6.1 Stratigraphic correlation of Iuiú Hill – North

The Bambuí Group is characterized as a 1st order sequence (Alkmim & Martins-Neto, 2001, 2012), composed of four-second order transgressive-regressive sequences (Reis et al., 2013a; Reis and Alkmim, 2015). The first sequence consists of diamictites from the Carrancas Formation, followed by carbonates from the Sete Lagoas Formation (Reis & Suss, 2016).

The second sequence, referring to the eastern margin of the basin, consists of carbonates (dark limestones, marl, and stromatolites) from the upper portion of the Sete Lagoas Formation, pelites (very fine siliciclastics) from the Serra de Santa Helena Formation, carbonates (dark limestones and limestones) interbedded by very fine siliciclastics from the Lagoa do Jacaré Formation and pelites from the base of the Serra da Saudade Formation (Santos et al., 2004; Vieira et al., 2007; Paula-Santos et al., 2015, 2017, Reis et al., 2016).

The stratigraphic stacking associated with the facies analysis and  $\delta^{13}\text{C}$  data in Iuiú Hill, suggests that the siliciclastic-carbonatic succession belongs to the lithostratigraphic units of the Santa Helena Formation (pelitic-carbonatic succession) followed by the Lagoa do Jacaré Formation (carbonatic-pelitic succession). The discussion of faciological and isotopic similarities are presented below.

The basal succession of Iuiú Hill (Profile P2), represented by reddish pelites (siltstone and claystone), associated with structures such as plane-parallel laminations, wavy marks on the top and rare occurrences of authigenic pyrite, are compatible with the lithostratigraphic characteristics of the Santa Helena Formation defined by Martins-Neto & Alkmim (2001), Fugita and Clark F<sup>o</sup> (2001), Kuchenbecker et al. (2016) to the north of Minas Gerais.

The upper contact of the pelitic succession suggests a progressive increase in carbonate contribution, due to regressive pulses marked by limestone concretions that evolve to a heterolytic succession of siltstone interbedded with laminated calcilutite (Fig. 4.2).

To top this succession, low cross laminations and hummocky presence suggest reworking by storm waves in shallower water slides, which corroborates the description of storms for Serra de Santa Helena Formation by Chiavegatto & Dardene (1997) and Conceição Filho et al. (2003).

This gradational passage marks the contact between the Serra de Santa Helena and Lagoa do Jacaré Formations, as described by Chiavegatto and Dardene (1997), Conceição Filho et al. (2003), Iglesias and Uhlein (2009), Leite et al. (2017), Uhlein et al. (2019).

The carbonates of the upper succession, which practically constitute the Iuiú, are composed of marl, packstones, and grainstones. The packstones are fine, gray to black, and are distributed in flat layers with wavy marks on the top, associated with structures with plane-parallel, wavy and low-angle cross lamination. The carbonate succession graded for dark gray oolitic grainstones, in tabular sets of planar cross-strata, and wave to dunes trough and tangential cross strata edge sets. Bedding is interbedded by rudstones and shales.

The successions of facies occur in small cycles of granodescence and ascending granocrescence, subordinated to shallowing upward cycles (Reis & Suss, 2016). Decimetric intervals of intraformational and laterally discontinuous rudstones, interbedded packstones and grainstones, suggesting the development of intertidal channels or return current channels attributed to storm events.

The facies of fine bedding packstones with a plane-parallel, hummocky, swale, and wavy lamination, respectively ascending, as well as climbing ripples, indicate an increase in the flow regime and the water laminae, promoted by storm events. These successions are covered by shales, possibly

deposited in periods of stillness between storms. These deposits are referred to as the lower member of the Lagoa do Jacaré Formation by Conceição Filho et al. (2003).

The packstones are covered by medium to coarse oolitic grainstones, in erosive contact, and the cross-strata are wave to dune size. They are interbedded, but without lateral continuity, by rudstones with pebble-cobble imbricated clasts in wave to dune tangential cross strata as mentioned by Uhlein et al. (2019). The overlap of the grainstones over the packstones points to oolitic bars, which can migrate laterally to the basin depocenter.

Microfacies showed some influence of siliciclastics, predominantly angular quartz, on carbonate sequences. Some reached purity (CaO>43%) such as FA4, others showed considerable levels of silica as L2 in FA3 (SiO<sub>2</sub>=67%). The low levels of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<10), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<4.5) and K<sub>2</sub>O (<1.5), reduce the hypothesis of input of terrigenous materials, as well as the low levels presented by the minor oxides (TiO<sub>2</sub><0.7, MnO<0.1 and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub><0.2). Ti, Mn, and P are present in clay-minerals, which may indicate the influence of terrestrial inflows.

Isotopes of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in carbonate rocks are susceptible to chemical alteration through any fluid that percolates through it. Therefore, marine or meteoric diagenetic processes can alter the rock's original isotopic composition, especially in the case of Pre-Cambrian rocks.

The  $\delta^{13}\text{C}$  values showed a variation between +9.71 and + 10.77‰. The values obtained for the Lagoa do Jacaré Formation vary from +6.1 to + 14.4‰ (Kawashita, 1998; Powis et al., 2001; Uhlein et al., 2019), reaching locally + 16‰ (Iyer et al., 1995) with estimates around  $+10 \pm 2$  ‰ (Iyer et al., 1995; Misi and Veizer, 1998; Kawashita, 1998; Kaufman et al., 2001; Hippertt et al., 2019).

The  $\delta^{18}\text{O}$  data recorded for the same samples of facies associations of profile P1 vary between -9.51 and -6.74 ‰. These values are within the range recorded for the Lagoa do Jacaré Formation by some authors such as: Iyer et al., 1995 (-12.6 and -9.5‰); Kawashita, 1998 (-12.6 and -5.9‰); Santos et al., 2000 (-11.6 and -1.5‰), Hippertt et al., 2019 (-6.8 and -4.8‰) and Uhlein et al., 2019 (-12.3 and -4.1‰). Kaufman and Knoll (1995), attribute an interval between  $-10 < \delta^{18}\text{O} < -5$  ‰ as the original marine record for the Neoproterozoic Era.

The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratios, based on Sr concentrations, work as an excellent parameter to understand the preservation potential of primary Sr signatures in rocks (Halverson et al., 2007). Jacobsen & Kaufman's (1999) model shows that diagenetic changes lead to an increase in this ratio, reaching wrong results.

Fölling & Frimmel (2002) used some criteria based on geochemical ratios of Rb/Sr, Mn/Sr, and Fe/Sr to identify considerably altered samples, slightly altered, and excluded from alterations.

Based on the criteria of Fölling & Frimmel (2002), the selected samples (grainstone) in the FA4 facies association (L9 and L10), provided  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios between 0.7071 and 0.7077 with high concentrations of Sr ranging between 1071 to 1384 ppm.

For the carbonates of the Lagoa do Jacaré Formation, some authors came up with the following ratio: Kawashita (1998), between 0.7073 to 0.7078; Misi and Veizer (1998), 0.7074; Powis et al. (2001), ~0.7074; Uhlein et al. (2019) and Caetano F<sup>o</sup> et al. (2019), ~0.7075. Halverson et al. (2007), attribute ratio higher than 0.7080 for the end of Ediacarano and the beginning of Cambrian. Though the higher or lower concentrations of Sr are being associated with restricted or open marine environments, respectively, there was no relationship with more or less radiogenic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios.

Thus, the data presented in Figure 19 (A and B) and Tables 3 and 4, the low Mg/Ca <0.06 ratios except FA3 (L2), Mn/Sr < 0.09, Fe/Sr < 2 and Ca/Sr < 336, Sr contents, as well as the absence of covariance between  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig 19B), suggest the absence of diagenetic changes in the carbonate rocks of the northern portion of Iuiú Hill.

#### **4.6.2 Paleoenvironmental Aspects of Iuiú Hill**

The data collected by this research focusing on carbonate successions, made it possible to identify that the Iuiú Hill has a pelitic succession at the base, which transitionally pass to carbonate successions at the top, correlating the second depositional sequence of the Bambuí Group, as defined by Reis & Suss (2016).

The absence of massive slope deposits, reef build and lagoon settings, combine to upward gradual transition between the deep siliciclastics facies to shallow carbonates succession, suggest a carbonate ramp system associated to mixed sedimentation controlled by bathymetric distribution. Thus, it was possible individualize the following sub-environment: i) Outer siliciclastic ramp; ii) Middle mixed ramp and iii) Inner carbonate ramp.

The outer siliciclastic ramp consists in the basal pelite succession linked to offshore and offshore transition facies association. It deep-water settings were exposed to storm events subjected to successive shallowing upward concurrently with the carbonate platform development in upper portions of the basin. The Middle mixed platform represent the transition between the pure carbonate in shallow setting to deep siliciclastic sedimentation.

Them facies association, FA2, FA3 and FA6 (R), record progradation pulses were responsible for the inflows of also rich in calcium carbonate sediments from shallow setting coupling to upwelling siliciclastic material from deep water by storm events. The upward carbonate increase defines the inner carbonate ramp, dominated by oolitic complex bar and shoreface FA4, and FA6 (Pfh). The

development of the inner carbonate ramp is marked by the advance of oolitic grainstones over intraclastic packstones with terrigenous.

The cyclicity of this process is evident in the P1 profile, which suggests successive transgressions, followed by regressions, that is, movements of rapid marine transgressions with fine packstones deposition and slow with regression due to the advancement of grainstones in cycles of shallowing upward that may be associated subsidence of the basin. The storm events reworked the pelitic substrate, which contributed to the silica content found in the packstones from shallow platform.

In resume, the siliclastic/carbonate succession from northeast of Iuiu Hill record a mixed carbonate ramp, where the distribution of carbonates and siliclastic sediments were controlled by storm currents events and also strong bathymetric effects. Considering the lithostratigraphic units, such sedimentary system define the contact between Santa Helena Formation and Lagoa do Jacaré Formation for this regions as a transitional contact, marked by progradation cycles.

#### 4.7 - CONCLUSION

The surveyed facies data allowed to identify that Iuiú Hill is inserted in the context that shows the transitional passage from Serra de Santa Helena Fm to Lagoa do Jacaré Fm, with the predominance of the second one.

The paleoenvironmental context suggests northeast of Iuiu Hill record a mixed carbonate ramp, where the distribution of carbonates and siliclastic sediments were controlled by storm currents events and also strong bathymetric effects. The wavelength of the structures shows a significant variation in the water depth. Pelites deposited in deep waters, basin shallowing, installation, and development of a carbonate ramp. This transition took place under influential storm events, which operates mainly in middles mixed ramp.

The variations of  $\delta^{13}\text{C}$  are minimal and do not represent variation in the global cycle, however,  $\delta^{18}\text{O}$  shows an increase along the carbonate ramp, and this may be related to the variation existing between deposits further away or closer to the coastline that suffers the most influence.

The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios showed variations within the expected limits for the Lagoa do Jacaré Fm (Grupo Bambuí) and the end of the Neoproterozoic. The Sr concentrations varied, and this may be associated with small lagoons developed in intertidal waters, but in general, Sr concentrations show an open marine environment or at least not as restricted.

Therefore, with the results obtained, it is expected to have contributed to a better understanding of the environment and depositional processes of the Serra de Santa Helena and Lagoa do Jacaré Formations in the Iuiú region, for the Bambuí Group and Neoproterozoic Era.



## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÃO

---

---

Os dados de fácies levantados permitiram identificar que a Serra do Iuiú está inserida no contexto que mostra a passagem transicional da Formação Serra de Santa Helena para a Formação Lagoa do Jacaré, com predominância da segunda.

O contexto paleoambiental sugere pelitos depositados em águas profundas, raseamento da bacia, instalação e desenvolvimento de rampa carbonática em plataforma mista. O comprimento de onda das estruturas mostra que houve grande variação da lâmina d'água, que somados a mares epicontinentais, resultam em grandes extensões laterais. Essa transição ocorreu sob fortes eventos de tempestade, que atuou principalmente nas zonas de *Offshore Transition/Shoreface*.

A região não foi submetida à processos severos de diagênese, contribuindo para bons resultados geoquímicos, que corroboraram as informações das microfácies acerca dos terrígenos e da não dolomitização.

As variações de  $\delta^{13}\text{C}$  são mínimas e não representam variação no ciclo global, porém as variações de  $\delta^{18}\text{O}$  mostram um aumento ao longo da rampa carbonática. Isso pode ter relação com a variação existente entre depósitos mais afastados ou mais próximos da linha de costa, que sofreram maior influência de águas meteóricas.

As razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  apresentaram variações dentro dos limites esperados para a Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí) e final do Neoproterozoico. As concentrações de Sr variaram e isso pode estar associado a lagunas desenvolvidas em intermarés. Porém, de maneira geral, as concentrações de Sr mostraram um ambiente marinho aberto ou pelo menos não tão restrito.

Assim, com os resultados obtidos nessa dissertação, espera-se ter contribuído para uma melhor compreensão do desenvolvimento das Formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré na região de estudo, para o grupo Bambuí e o Neoproterozoico tardio.



## Referências

---

- Adams A.E., Mackenzie W.S., Guilford C. (eds.) 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope.
- Alkmim F. F. & Martins-Neto M. A. 2001. A Bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto C. P. & Martins-Neto M. A. (eds) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte, SBG/MG, 9-30.
- Alkmim F. F., Marshak S., Pedrosa-Soares A. C., Peres G. G., Cruz S. C. P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí- West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of West Gondwana. *Precambrian Res.*, 149: 43-64.
- 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, 127–139.
- Almeida F. d. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas marginais, 1, 1-10.
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*. 7: 349-364.
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B., Fuck R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces. *Earth Sci. Rev.*, Special Issue 17:1–29.
- Almeida F. F. M., Brito Neves B. B., Carneiro C. D. R., 2000. Origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50, 77–111.
- Alvarenga C. J. S. 2012. Estratigrafia da Bacia do São Francisco: Uma discussão sobre novos dados. In: Proceedings of the 46th Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), Santos.
- Arnot M. J., Good T. R., Lewis J. J. M. (1997) Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes* 67:984–987.
- Aspler L. B. & Chiarenzelli J. R. 2002. Mixed siliciclastic-carbonate storm-dominated ramp in a rejuvenated Palaeoproterozoic intracratonic basin: upper Hurwitz Group, Numavut, Canada. In: Altermann W. & Corcoran P.L. (Eds). *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*, Spec. Publsint. Ass. Sediment., 33, p.: 293-321.
- Babinski M., Trindade R., Pedrosa-Soares A. C., Martins M., Noce C. M., Liu D. 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, 21:451-465.
- 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.
- Banner, J. L., and Hanson, G. N. (1990). Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(11), 3123-3137.
- Bates R. L. & Jackson J. A., 1980. Glossary of Geology. American Geological Institute, Falls Church, VA, USA, p. 751.
- Barbosa O., Baptista M. B. & Coelho, J. 1970. Geologia econômica de parte da região do médio São Francisco. Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim, 140, 97..
- Barbosa J. S., Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133(3), 1-27.
- Brito-Neves B. B., 2002. Main stages of development of sedimentary basins of South America and their relationships of tectonics of supercontinents. *Gondwana Research*, 5, 175–196.
- Brito-Neves, B. B. d., Campos Neto, M. d. C., and Fuck, R. A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 155-166.
- Brito-Neves B. B., Sá J. M., Nison A. A. & Botelho N.F. 1995. A Tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, 3(2): 1-21

Brito-Neves B. B. & Alkmim F. F., 1993. Cráton: A evolução de um conceito. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. (Eds). O Cráton do São Francisco. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo BA/SE, p. 1–10.

Bouma, A. (1964). Turbidites. In *Developments in sedimentology* (Vol. 3, pp. 247-256). Elsevier.

Burchette T. P. & Wright V. P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. *Sedimentary Geology*, 79. 3-57.

Caetano-Filho, S., Paula-Santos, G. M., Guacaneme, C., Babinski, M., Bedoya-Rueda, C., Peloso, M., ... and Trindade, R. I. (2019). Sequence stratigraphy and chemostratigraphy of an Ediacaran-Cambrian foreland-related carbonate ramp (Bambuí Group, Brazil). *Precambrian Research*, 331, 105365.

Campos J. E. G., Dardenne M. A. 1997a. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 27(3): 269–282.

Campos J. E. G., Dardenne M. A. 1997b. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências* 27(3): 283–294.

Campos Neto M. C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: An approach to Brasiliano-PanAfrican Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 335–365.

Canfield D. E., Poulton S. W., Knoll A. H., Narbonne G. M., Ross G., Goldberg T., Strauss H. 2008. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. *Science*, 321(5891), 949-952.

Catuneanu O. 2005. Methods of Sequence Stratigraphic Analysis. In 2. *Methods of Sequence Stratigraphic Analysis*. Amsterdam, Elsevier, p. 387.

Castro P. T. A., Dardenne M. A. 1996. O conglomerado Samburá (Grupo Bambuí, Neoproterozoico) e rochas sedimentares associadas no flanco leste da Serra da Pimenta, SW de Minas Gerais: Um Sistema de Fan-Delta. *Geonomos*, 3(2): 35-41.

Castro P. T. A., Dardenne M. A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southern boundary of the São Francisco craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30: 345–437

Caxito F.A., Halverson G.P., Uhlein A., Stevenson R., Dias T.G., Uhlein G.J. 2012. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Research*, 200-203:38-58.

Chemale Jr. F., Dussin I. A., Alkmim F. F., Martins M. S., Queiroga G., Arsmtrong R., Santos M. N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22(1): 200-206.

Chiavegatto J. R. S. 1992. Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Fm. Três Marias (Proterozoico Sup.), na porção meridional da Bacia do São Francisco. Dissertação (Mestrado). Ouro Preto: Escola de Minas, Ufop Chiavegatto J. R. S., Gomes N. S., Dardenne M. A. 1997. Conglomerados oligomíticos da Formação Três Marias na Serra do Gurutuba, norte de Minas Gerais. *Boletim SBG/Núcleo MG* 14:83–84.

Chiavegatto J., and Dardenne M. (1997). Contribuição à sedimentologia e estratigrafia do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais. *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 9, 81-82.

Chiavegatto J. R. S., Gomes N. S., Dardenne M. A. 1997. Conglomerados oligomíticos da Formação Três Marias na Serra do Gurutuba, norte de Minas Gerais. *IX Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 14, 83-84. Ouro Preto: SBG.

Coelho J. C. C., Martins-Neto M. A., Marinho M. S. 2008. Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozoica do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 - suplemento): 149-165.

Conceição Filho V. M., Monteiro M. D., Rangel P. D. A., Garrido I. D. A. 2003. Bacia do São Francisco entre Santa Maria da Vitória e Iuiú, Bahia: geologia e potencialidade econômica Salvador: CBPM. 76p.: il., mapa. Série Arquivos Abertos, 18.

Cordani U. G., D'Agrella-Filho M. S., Brito-Neves B. B. D., Trindade R. I. F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15(5), 350-359.

Costa M. T. da. & Branco, J. J. R. 1961. Introdução. In: Branco, J. J. R. (ed). *Roteiro para excursão Belo Horizonte-Brasília*. Belo Horizonte, SBG/Congresso Brasileiro de Geologia. 15: 1-119.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Mapa Geológico da Bahia Folha Brasília – SD-23-Z, 2004. Escala 1:1.000.000

Cruz S. & Alkmim F. F. 2004. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Eastern Brazil. Submetido aos Anais. Acad. Bras. Cienc.

Danderfer A. & Dardenne M.A. 2002. Tectonoestratigrafia da bacia Espinhaço na porção centro-norte do cráton do São Francisco: registro de uma evolução poli-histórica descontínua. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4):449-460.

Dias P. H. A., Noce C. M., Pedrosa-Soares A. C., Seer H. J., Dussin I. A., Valeriano C. de M., Kuchenbecker M. 2011). O Grupo Ibiá (Faixa Brasília Meridional): evidências isotópicas Sm-Nd e U-Pb de bacia colisional do tipo flysch. *Geonomos* 19(2): 90–99.

Dunham R. J. 1962. Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. *American Association of Petroleum Geologists*, 1, 108-121.

Dupont H., Karfunkel, J., & Soares, H. M. 2001. Paleogeografia das coberturas sedimentares neoproterozóicas do Cráton do São Francisco. In: XI Simp. Geol. Minas Gerais, em CD-Rom.

Dussin I. A. & Dussin T. M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3:19-26.

Droste, H. 2010. High-resolution seismic stratigraphy of the Shu'aiba and Natih formations in the Sultanate of Oman: Implications for Cretaceous epeiric carbonate platform systems. *Geological Society, London, Special Publications*, 329(1), 145-162.

Embry III, A. F. & Klovan, J. E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4), 730-781.

Flügel E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Berlin: Springer, p. 976.

Fölling P., and Frimmel, H. E., 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, 14(1), 69-88.

Fragoso D. G. C., Uhlein A., Sanglard J. C. D., Suckau G. L., Guerzoni H. T. G., Faria P. H. 2011. Geologia dos grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na folha Presidente Olegário (1: 100.000), MG: registro deposicional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. *Revista Geonomos*, 19(1).

Frimmel H. E., Fölling P. G., Eriksson P. 2002. Neoproterozoic tectonic and climatic evolution recorded in the Gariep Belt, Namibia and South Africa. *Basin Research*. 14: 55-67.

Fugita A., Clark Filho, J., Pinto, C., and Martins-Neto, M. 2001. Recursos energéticos da bacia do São Francisco: Hidrocarbonetos líquidos e gasosos. A bacia do São Francisco. *Geologia e recursos naturais*., SBG/Núcleo MG, 265-284.

Gaucher C., Sial A. N., Halverson G. P., Frimmel H. E. 2010. Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on Southwestern Gondwana. – In: CONDIE, K. C. (Ed.). *Developments in Precambrian Geology*. Amsterdam, Elsevier, Vol. 16. p. 466.

Gonzaga G. M. & Walde D. H. 2007. Glaciação de montanha em faixas orogenéticas Brasileiras no Cráton do São Francisco? Uma revisão e uma proposta. *Rev. Bras. Geoc.*, 37(4 - suplemento): 234-243.

Grotzinger J. P. S. 1986. Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay Orogen, Northwest Territories, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 831-847.

Grotzinger J. P. S. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems. In: Crevello P. D., James L., Wilson J., Sargf., Read J. F. (eds). *Emergence of the modern platform archetype*. SEPM, Spec. Publ., 44. 89-106.

Grotzinger J. P. & James N. P. 2000. Precambrian carbonates: evolution of understanding. In: Grotzinger J. P., James N. P. (eds.) *Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World*. Tulsa: SEPM Special Publication, 67: 3 – 20.

Guacaneme C., Babinski, M., Paula-Santos G. M. D., Pedrosa-Soares A. C. 2017. C, O, and Sr isotopic variations in Neoproterozoic-Cambrian carbonate rocks from Sete Lagoas Formation (Bambuí Group), in the Southern São Francisco Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(3), 521-543.

Hardie L.A. 2003. Secular variations in Precambrian seawater chemistry and the timing of Precambrian aragonite seas and calcite seas. *Geology*, 31: 785-788.

Halverson, G. P., Dudás, F. Ö., Maloof, A. C., and Bowring, S. A. 2007. Evolution of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 256(3-4), 103-129.

Halverson G. P., Hoffman P. F., Schrag D. P., Maloof A. C., Rice A. H. N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, 117(9-10), 1181-1207.

Halverson G. P. & Hurtgen M. T. 2007. Ediacaran growth of the marine sulfate reservoir. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(1-2), 32-44.

Halverson, G. P., Wade, B. P., Hurtgen, M. T., & Barovich, K. M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182(4), 337-350.

Heilbron M., Cordani U. G., Alkmim F. F. 2017. The São Francisco Craton and Its Margins. In: Heilbron M. et al. (eds). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*, Cham, Springer, 1-13.

Hippert J., Caxito, F., Uhlein, G., Nalini, H., Sial, A., Abreu, A., and Nogueira, L. 2019. The fate of a Neoproterozoic intracratonic marine basin: Trace elements, TOC and IRON speciation geochemistry of the Bambuí Basin, Brazil. *Precambrian Research*, 330, 101-120.

Hoffman P. F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252(5011), 1409-1412.

Hoffman P. F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Sciences*, 28 (1): 17 – 33.

Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998a. 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.

Holland H. D. 2006. The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 361. 903-915.

Iglesias M. & Uhlein A. 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2), 256-266.

Iglesias M. & Uhlein A. 2013. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra do Jaíba, norte de Minas Gerais. *Geonomos* 16(1): 21 – 27.

Jacobsen, S. B., and Kaufman, A. J. (1999). The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161(1-3), 37-57.

Johnston D. T., Wolfe-Simon F., Pearson A., Knoll A. H. 2009. Anoxygenic photosynthesis modulated Proterozoic oxygen and sustained Earth's middle age. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(40), 16925-16929.

Karfunkel J., Hoppe A. 1988. Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brazil: synthesis and model. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.* 65: 1–21.

Karner G. D.; Egan S. S; Weissel J. K. 1992. Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*, 215. 133–160.

Kaufman A., Varni, M., Misi, A., and Brito-Neves, B. 2001. Anomalous  $\delta^{34}\text{S}$  signatures in trace sulfate from a potential cap carbonate in the Neoproterozoic Bambuí Group, Brazil. Paper presented at the Misi, A., Teixeira, JBG (organizers), Proterozoic Sediment-Hosted Base Metal Deposits of Western Gondwana, I Field Workshop, Belo Horizonte and Paracatu (Minas Gerais), Brazil.

Kaufman A. J., and Knoll, A. H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73(1-4), 27-49.

Kawashita K. 1998. Rochas carbonáticas neoproterozoicas da america do sul: idades e inferencias quimioestratigraficas. Universidade de São Paulo.

Klein C. & Beukes N. J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada. *Economic Geology*, 88(3), 542-565.

Klein C. & Beukes N. J. 1992. Proterozoic iron-formations. In *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, Vol. 10, p. 383-418.

Knoll A. H., and Walter, M. R. (1992). Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, 356(6371), 673.

Kitano Y., Kanamori N., and Oomori T. 1971. Measurements of distribution coefficients of strontium and barium between carbonate precipitate and solution—abnormally high values of distribution coefficients measured at early stages of carbonate formation. *Geochem. J.*, 4, 183-206.

Kuchenbecker M., Atman D., Costa R. D., Pedrosa-Soares A. C., Babinski M. 2016. A Formação Gorutuba: sedimentação litorânea a continental na margem leste da Bacia Bambuí (MG). *Geol. USP, Série Científica*, São Paulo, v. 16, n. 2, p. 6-81.

Kuchenbecker M., Babinski M., Pedrosa-Soares A. C., da Costa R. D., Lopes-Silva L., Pimenta F. 2013. Proveniência e análise sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). *Geologia USP. Série Científica*, 13(4), 49-61.

Kuchenbecker M., Babinski M., Pedrosa-Soares A. C., Lopes-Silva L., Pimenta F. 2016. Chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, southwestern São Francisco Craton, Brazil: insights on Gondwana paleoenvironments. *Brazilian Journal of Geology*, 46, 145-162.

Kuchenbecker M., Lopes-Silva L., Pimenta F., Pedrosa-Soares A. C., Babinski, M. 2011. Estratigrafia da porção basal do grupo Bambuí na região de Arcos (MG): uma contribuição a partir de testemunhos de sondagem. *Geologia USP. Série Científica*, 11(2), 45-54.

Leite M. M. 2013. Sistemas deposicionais e estudo de proveniência sedimentar do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas na porção ocidental do Anticlinal de Itacambira (MG). *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 90p.

Leite M. M., Dias, P. H. A. D., and Costa, R. D. 2017. Estruturação e Estratigrafia da Bacia Bambuí na Região de Montalvânia-Japoré, Norte de Minas Gerais. *Proceedings of the 16° Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e 10th International Symposium on Tectonics*. Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) – Núcleo BA, Salvador.

Li Z.-X., Bogdanova, S., Collins, A., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R., and . Jacobs, J. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, 160(1-2), 179-210.

Lima N. O. B., Uhlein A., Britto W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 37(4 - suplemento): 204-215.

Lopes T. C. 2012. O Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral, Minas Gerais: contribuição ao estudo de proveniência sedimentar. *Dissertation*, Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG).

Machado N., Schrank A., Abreu F. R., Knauer L. G., Abreu P. A. A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço meridional. In: *Proceedings of the 5th Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo MG, Belo Horizonte, 10: 171-174.

Martins M. S. 2006. Geologia dos diamantes e carbonatos aluvionares da bacia do rio Macaúbas (MG). *Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Tese de doutorado*, 210p.

Martins-Neto M. A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma Bacia Rifte-Sag do Paleo/Mesoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2):151-168.

Martins-Neto M. A. 2009. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26(2), 163-176.

Martins-Neto M. A. & Alkmim, F. F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do Paleocôntinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: Pinto, C. P. & Martins-Neto, M. A. (eds.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG/MG, 31-54.

Martins-Neto M. A. & Hercos C. M. 2002. Sedimentation and tectonic settings of Early Neoproterozoic glacial deposits in South-eastern Brazil. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* 33, 383-403.

Martins-Neto M. A., Pedrosa-Soares A. C., Lima S. A. A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco Craton and Araçuaí Fold belt, Eastern Brazil, *Sedimentary Geology*, 141-142: 343-370.

Martins M., Karfunkel J., Noce C.M., Babinski M., Pedrosa Soares A.C., Sial A.N., Liu D. 2008. A sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do Rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4), 761-772.

Matteini M, Dantas E. L., Pimentel M.M., Alvarenga C. J. S., Dardenne M. A. 2012. U-Pb and Hf isotope study on detrital zircons from Paranoá Group, Brasília Belt, Brazil: constraints on depositional age at Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco craton. *Precambrian Research* 206/207: 168–181.

Miall A. 1992. Alluvial deposits. Facies models: Response to sea level change, 119-142.

Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, p. 582.

Milani E.J. & Thomaz-Filho 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Fo, A.; Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 389–449

Milani E. J., Lana M. C., Szatmari P., 1988. Mesozoic rift basins around the northeast Brazilian microplate (Recôncavo-Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas). In: W. Manzpeizer (ed.) *Triassic-Jurassic rifting: Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins*. Amsterdam, Elsevier, 833–858.

Misi A. 2001. Estratigrafia isotópica das seqüências do Supergrupo São Francisco, coberturas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco. Idade e correlações. *Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Naturais*. SBG, Núcleo de Minas Gerais, 67, 92.

Misi A., & Veizer J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil: chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Research*, 89(1-2), 87-100.

Misi A., Kaufman A. J., Veizer J., Powis K., Azmy K., Boggiani P. C., Gaucher C., Teixeira J. B. G., Sanches A. L., Iyer, S. S. 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology*, 237(1-2), 143-167.

Parenti-Couto J. G., Cordani U. G., Kawashica K., Iyer S. S., Moraes N. M. P. 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí, com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(1):5-16.

Paula-Santos G. M., Babinski M., Kuchenbecker M., Caetano-Filho S., Trindade R.I., Pedrosa-Soares A.C. 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*. 28, 702–720.

Paula-Santos G. M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Trindade, R. I., and Guacaneme, C. 2017. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco Basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, 42, 280-305.

Pedrosa-Soares A. C. & Alkmim F. F. 2011. The Brazilian counterpart of the Araçuaí-West Congo orogen. In: *Gondwana 14 International Symposium, Búzios, Brazil, Field Trip Guide*, 44 p.

Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Silva L. C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 Anos Após Almeida 1977, *Geonomos* 15 (1): 1-16.

Petrov P.Y. 2001. Microbial Mats a Source of Carbonate Sediments in the Late Precambrian: Evidence from the Linok Formation, the Middle Riphean of the Turukhansk Uplift, Siberia. *Lithology and Mineral Resources*, 36:164-186.

Pimentel M. M., Fuck R. A., Botelho N. F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos* 46: 463–483.

Pimentel M. M., Rodrigues J. B., Della Giustina M. E. S., Junges S. L., Matteini M. 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 America Earth Sciences*, 31:345-357.

Powis K., Misi A., and Veizer J. 2001. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Bambuí Group at Serra do Ramalho, Bahia, Brazil. Preliminary report, unpublished.

Read J. F. 1982. Carbonate Platforms of Passive (Extensional) Continental Margins: Types, Characteristics and Evolution. *Tectonophysics*, 81:195-212.

Read J. F. 1985. Carbonate platform facies models. *The American Association of Petroleum Geologists bulletin*, 69 (1): 1-21.



Reis H. L. S. 2011. Estratigrafia e Tectônica da Bacia do São Francisco na zona de emanções de gás natural do baixo Rio Indaiá (MG). Dissertação, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP).

Reis H. L., and Alkmim, F. F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 711-731.

Reis H. L., Alkmim F. F., Fonseca R. C., Nascimento T. C., Suss J. F., Prevatti L. D. 2017. The São Francisco Basin. In: Heilbron M. et al. (eds). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Cham, Springer, 117-143.

Reis H. L., and Suss, J. F. 2016. Mixed carbonate–siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: An example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil. *Sedimentary geology*, 339, 83-103.

Reis H., Fonseca, R., Nascimento, T., Suss, J., and Prevatti, L. 2013. Bacia do São Francisco, Brasil: desafios na exploração de hidrocarbonetos em sistemas pré-cambrianos. *Proceedings of the 17th Simpósio de Geologia de Minas Gerais and 13th Simpósio de Geologia do Sudeste*. Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) e Núcleo MG, Juiz de Fora.

Richards B.C. 1989a. Uppermost Devonian and Lower Carboniferous stratigraphy, sedimentation, and diagenesis, southwestern District of Mackenzie and southeastern Yukon Territory. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 390, 135 p.

Rodrigues J. B. 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 141p.

Rodrigues J. B., Pimentel M. M., Dardenne M. A., Armstrong R. A. 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 512–521.

Rodrigues J. B., Pimentel M. M., Buhn B., Matteini M., Dardenne M. A., Alvarenga C. J. S., Armstrong R. A. 2012. Provenance of the Vazante Group: New U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Gondwana Research* 21: 439–450.

Santos R. V., De 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(3-4), 107-122.

Santos R. V., de Alvarenga, C. J. S., Babinski, M., Ramos, M. L. S., Cukrov, N., Fonseca, M. A., . . . Noce, C. M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(1), 27-39.

Sgarbi G. N. C., Sgarbi P. D. A., Campos J. E. G., Dardenne M. A., Penha U. C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: Pinto C. P. & Martins-Neto M. A. (eds) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG/MG, 93-138.

Sgarbi G. N. C., Tuller M. P., Ribeiro J. H., Martins-Neto M. A. 2003. The Carrancas Facies and the SeteLagoas Formation: the record of the Neoproterozoic Snowball Earth glaciation in the Bambuí Group, São Francisco Basin. In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 12, Anais, p.30.

Schobbenhaus C. 1993. O Proterozóico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste: uma revisão. Universidade de Freiburg, Freiburg. Tese de Doutorado, 166p.

Schobbenhaus C. & Brito Neves B. B. 2003. Geology of Brazil in the context of the South American Platform. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J. H. (eds). *Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil*. Serviço Geológico – CPRM, Brasília, p. 5–54.

Sibley D. F. & Gregg J. M. 1987. Classification of Dolomite Rock Texture. *Journal Of Sedimentary Research* 57(6):967-975 · January 1987.

Sumner D.Y. 2002 Decimeter-thick encrustations of calcite and aragonite on the sea-floor and implications for Neoproterozoic ocean chemistry. In: Altermann W., Corcoran P.L. *Precambrian Sedimentary Environments: a Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Special Publication, International Association of Sedimentologists, 33:107-120.

Teixeira L.B., Martins M., Braun O.P.G. 1993. Evolução geológica da Bacia São Francisco com base em sísmica de reflexão e métodos potenciais. II Simpósio sobre o Craton do São Francisco, SBG, Núcleo Bahia. *Anais* 179–181.

Teixeira W., Oliveira E. P. 2016. Narute and evolution of Archean crust of São Francisco craton. In: Heilbron M. et al. (eds). São Francisco Craton, Eastern Brazil, Cham, Springer, 29-53.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C. M., Carneiro M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Cordani U.G., Milani E. J., Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (eds.) Tectonic Evolution of South América. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 101–137.

Thomas Filho A., Kawashica K., Cordani U. G. 1998. A origem do Grupo Bambuí no contexto da evolução geotectônica e de idades radiométricas. *Academia Brasileira de Ciências, Anais*. 70:527 e 548.

Topodata - Banco de dados geomorfométricos do Brasil. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/>

Tucker M. E. 1984. Calcitic, aragonite and mixed calcitic-aragonitic ooids from the mid- Proterozoic Belt Supergroup, Montana. *Sedimentology*, 31: 627-644.

Tucker M. E. 1992. The Precambrian–Cambrian boundary: seawater chemistry, ocean circulation and nutrient supply in metazoan evolution, extinction and biomineralization. *Journal of the Geological Society*. 149 (4), 655-668.

Tucker M. E. & Wright V. P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell Science, 482p.

Tucker M. E., & Wright V. P. 2009. *Carbonate sedimentology*. With a chapter by J. A. Dickson. Oxford. Blackwell Science. p. 482.

Tuller M. P., Ribeiro J. H., Signorelli N., Feboli W. L., Pinho J. M. M. 2008. Proposta de uma nova seção-tipo da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, na região de Inhaúma, Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Anais, p. 929.

Turekian K. K., and Wedepohl, K. H. 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geological Society of America Bulletin*, 72(2), 175-192.

Uhlein A., Caxito F. A., Sanglard J. C. D., Uhlein G. J., Sackau G. L. 2011. Estratigrafia e Tectônica das faixas neoproterozoicas da porção norte do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, 19(2), 8-31.

Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1995. Rifeamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, 3: 99-107.

Uhlein A., Trompette R. R., Egydio-Silva M., Vauchez A. 2007. A glaciação sturtiana (~750 Ma), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*., 15 (1): 45- 60.

Uhlein G. J., Uhlein A., Halverson G. P., Stevenson R., Caxito F. A., Cox G. M., Carvalho J. F. M. G. 2016. The Carrancas Formation, Bambuí Group: A record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 71, 1e16.

Uhlein G. J., Uhlein, A., Pereira, E., Caxito, F. A., Okubo, J., Warren, L. V., and Sial, A. N. 2019. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 517, 39-51.

Uhlein G. J., Uhlein A., Stevenson R., Halverson G. P., Caxito F. A., Cox G. M. 2017. Early to Late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, 299, 101-116.

Vail P. R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A.W. (Ed.), *Atlas of Seismic Stratigraphy*, vol. 27. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, pp. 1–10.

Valeriano C. de M., Dardenne M. A., Fonseca M. A., Simões L. S. A., Seer H. J. 2004a. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V, Bartorelli A, Carneiro CDR, Brito-Neves BB de (orgs) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo.

Valeriano C. de M., Machado N., Simonetti A, Valadares C. S., Seer H. J., Simões L. S. A. 2004b. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research* 130: 27–55.

Van Wagoner J. C., Posamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R., Sarg J. F., Loutit T. S., Hardenbol J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 39–45.

Vieira L. C., Trindade R. I. F., Nogueira A. C. R., Ader M. 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geoscience*, 339:240–258.

Warren L.V., Quaglio F., Riccomini C., Simões M. G., Poiré D. G., Strikis N. M., Anelli L. E., Strikis P. C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, nº 5, v. 42, p. 391–394.

Walker R. G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts, in Walker, R.G., and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change: Geological Association of Canada*, p. 1–14.

Wizevic M. C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: Miall A.D. & Tyler N. (eds.). *The three-dimensional facies architectural of terrigenous clastic sediments and its implication for hydrocarbon discovery and recovery. SEMP, Concepts in sedimentology and Paleontology*, 3, p. 22-24.

Wright V. P. 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary geology*, 76(3-4), 177-185.

Wright V.P. 1986. Facies sequences on a carbonate ramp: The Carboniferous Limestone of South Wales. *Sedimentology*, 33:221-241.

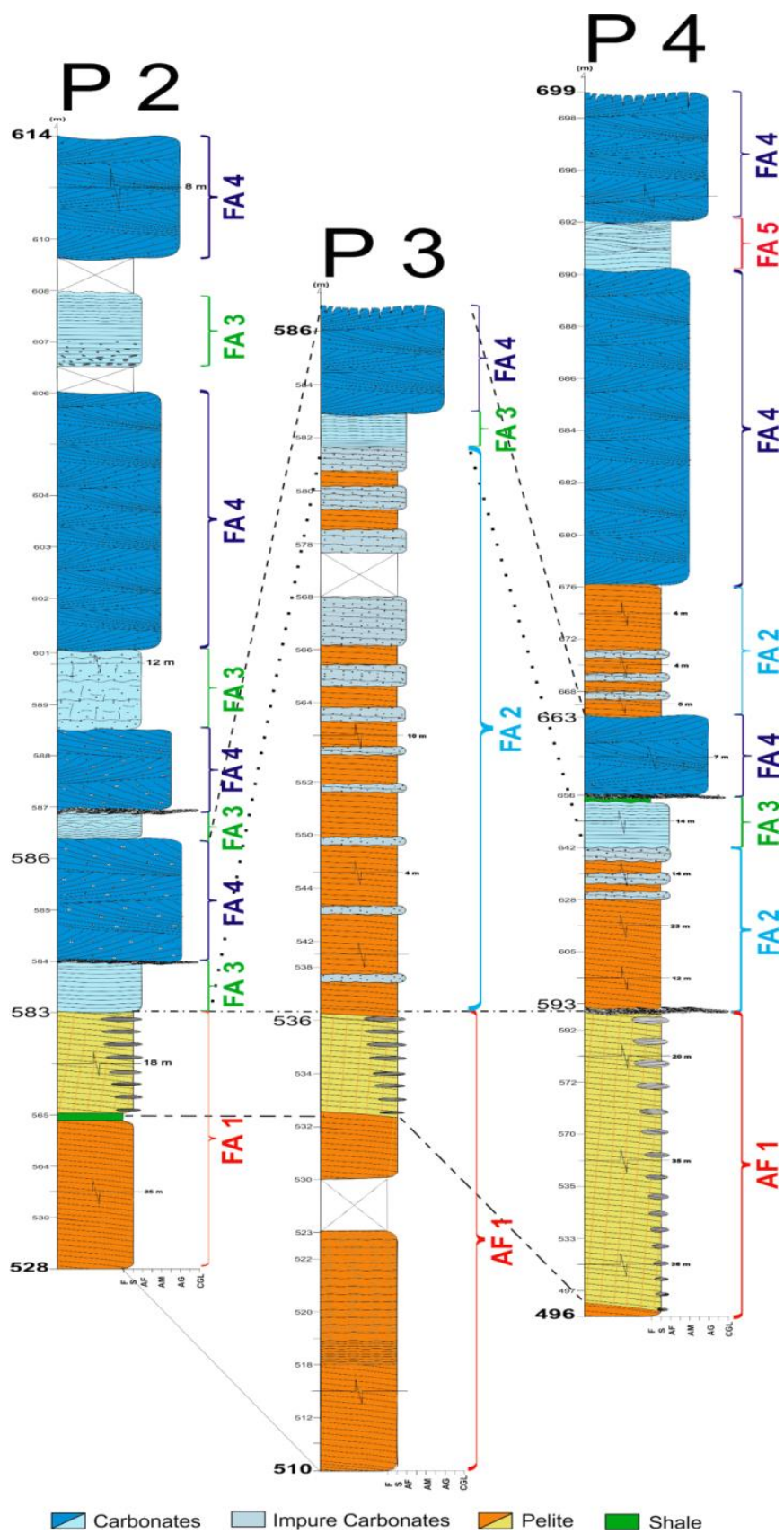
Wright V. P. & Burchette T. P. 1996. Shallow-water carbonate environments. In: READING, H. G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies, Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 325-394.

Iyer, S., Babinski, M., Krouse, H., and Chemale Jr, F. (1995). Highly <sup>13</sup>C-enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, 73(1-4), 271-282.

Zalán P. V. & Silva P. C. R. 2007. Bacia do São Francisco. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 561-571, maio/nov. 2007

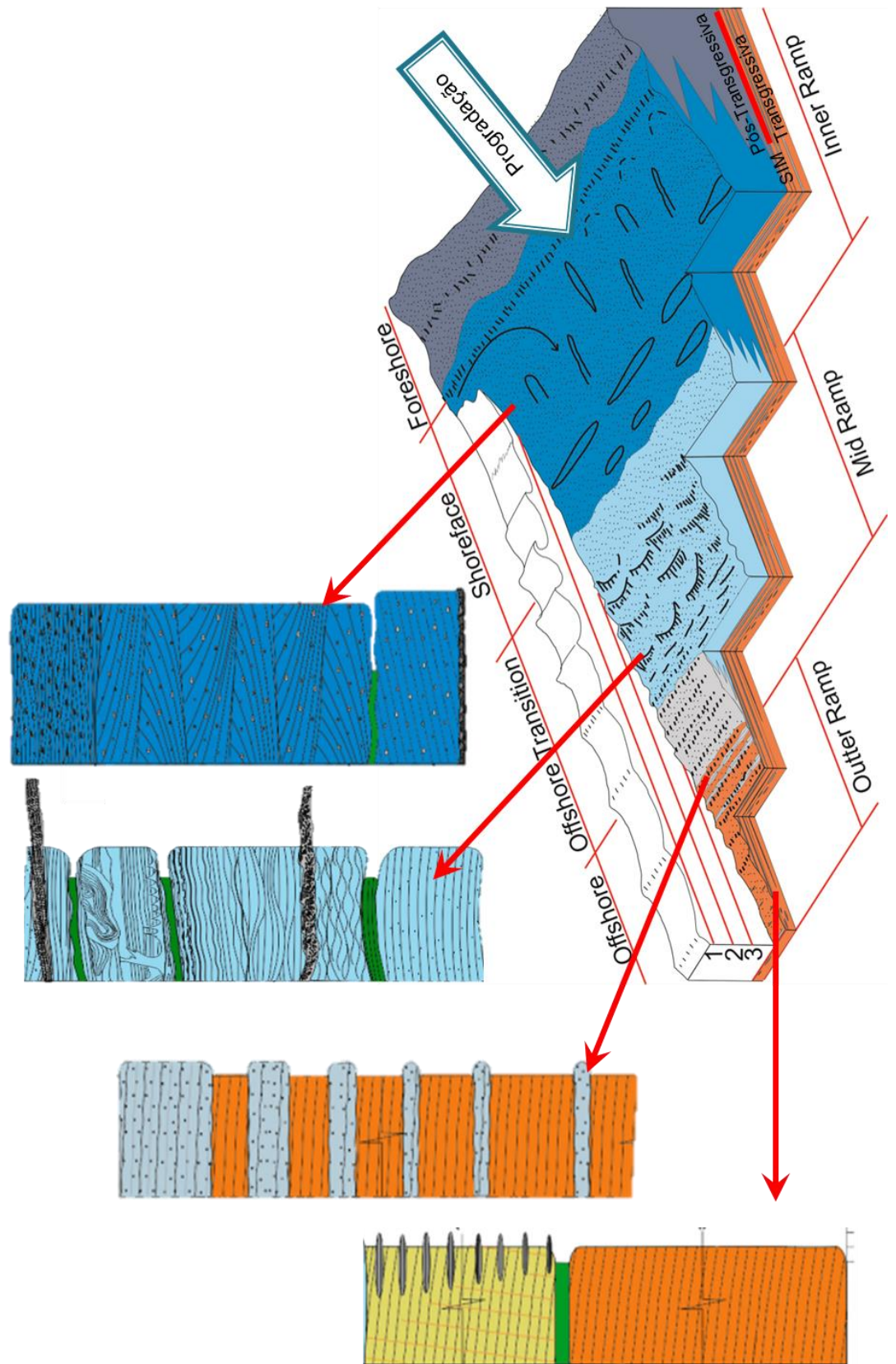


### Anexo 1



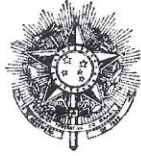


## Anexo 2









MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
Universidade Federal De Ouro Preto  
Escola de Minas – Departamento de Geologia  
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais



## FICHA DE APROVAÇÃO

### DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**TÍTULO:** "Estratigrafia e Análise de Fácies da Sucessão Carbonática da Porção Nordeste da Serra do Iuiú, Ba."

**AUTOR:** Anderson França Conti

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki

**DATA DA DEFESA:** 14 de fevereiro de 2020.

**PRESIDENTE:** Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki

### BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki (Presidente- UFOP)

Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro (UFOP)

*(Participação por videoconferência)*

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Kamilla B. Amorim (UFMT)

Campus Universitário Morro do Cruzeiro - S/N - CEP: 35400-000 - Ouro Preto - MG - Brasil  
Telefone – Secretaria: (31) 3559-1605 / Coordenação: (31) 3559-1602  
e-mail – pgrad@degeo.ufop.br / coordenador.pgdegeo@gmail.com