



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

Bernardo Oliveira Fiuza

**ANÁLISE FACIOLÓGICA E PETROGRAFIA DE ARENITOS DA
FORMAÇÃO MACACU (MEMBRO PORTO DAS CAIXAS) –
BACIA DO MACACU (RJ)**

Trabalho Final de Curso (Geologia)

**UFRJ
Rio de Janeiro
2015**



UFRJ

Bernardo Oliveira Fiuza

**ANÁLISE FACIOLÓGICA E PETROGRAFIA DE ARENITOS DA
FORMAÇÃO MACACU (MEMBRO PORTO DAS CAIXAS) –
BACIA DO MACACU (RJ)**

Trabalho Final de Curso apresentado ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:
Prof. Dr. Claudio Limeira Mello

Rio de Janeiro
Julho de 2015

Fiuza, Bernardo Oliveira

Análise faciológica e petrografia de arenitos da Formação Macacu (Membro Porto das Caixas) – Bacia do Macacu (RJ) / Bernardo Oliveira Fiuza – Rio de Janeiro: UFRJ, Instituto de Geociências, 2015.

52 p.

Orientador: Claudio Limeira Mello.

Trabalho Final de Curso: Graduação em Geologia – Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia.

1. Cenozoico, 2. Formação Macacu, 3. Fácies Sedimentares, 4. Petrografia

Bernardo Oliveira Fiuza

ANÁLISE FACIOLÓGICA E PETROGRAFIA DE ARENITOS DA
FORMAÇÃO MACACU (MEMBRO PORTO DAS CAIXAS) –
BACIA DO MACACU (RJ)

Trabalho Final de Curso apresentado ao
Departamento de Geologia da Universidade
Federal do Rio de Janeiro, como parte dos
requisitos necessários à obtenção do grau de
Geólogo.

Orientador:
Prof. Dr. Claudio Limeira Mello

Aprovado em: ____/____/____

Por:

Orientador: Prof. Dr. Claudio Limeira Mello (IGEO/UFRJ)

Prof. Dr. Ismar de Souza Carvalho (IGEO/UFRJ)

Prof. M.Sc. Adriano Célio Magalhães Sampaio (IGEO/UFRJ)

Aos meus pais, pelo companheirismo e amor incondicionais, e por proporcionarem toda estrutura necessária para minha formação.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer ao Departamento de Geologia da UFRJ, por ter me proporcionado ensino de qualidade durante todo o curso, oferecendo todas as condições necessárias para minha formação como geólogo.

Agradeço ao meu amigo e orientador, Prof. Claudio Limeira Mello, pelo exemplo como pessoa e profissional, e pelos ensinamentos, paciência, compreensão e incentivo durante todos esses anos de trabalho no grupo de pesquisa.

Aos meus amigos de pesquisa da “sala 23”, em especial aos geólogos Thaís Coelho Brêda, Bruno Lopes Gomes e Lucas de Oliveira Moura Rodrigues, e ao geógrafo Ricardo Ribeiro Percílio, pelos ensinamentos compartilhados, pelas discussões geológicas e pelos trabalhos de campo realizados, que tanto contribuíram na minha formação e no desenvolvimento deste trabalho.

Aos técnicos Tarcísio Raimundo da Silva (Lab. Laminação) e Roberto Gomes da Silva (Lab. Sedimentologia Analítica), sem os quais não seria possível a realização deste trabalho.

Aos meus amigos e colegas de turma que tornaram a rotina na universidade e os trabalhos de campo longe de casa muito mais prazerosos e agradáveis, compartilhando conhecimento, novas experiências e, principalmente, muitas alegrias.

À Universidade do Minho, em Portugal, por ter me acolhido tão bem durante o ano que por lá tive o prazer de estudar, contribuindo na minha formação como pessoa e como geólogo. Em especial aos professores Jorge Manuel Vieira Pamplona e Benedito Calejo Rodrigues, e aos geólogos Mara Helena Dória e Tomaz Assunção.

Aos meus tios, tias e primos, em especial à Marici, Eliane, José Antônio, Márcia, Sérgio e Frederico, pelo apoio e incentivo em seguir sempre os melhores caminhos.

Ao geólogo Roberto Pereira da Silva e à economista Ana Maria Rocha da Silva, pelo exemplo e incentivo em seguir essa carreira, e por formarem, juntamente com Danielle, Débora e Rodrigo, minha segunda família.

À Jamira, Maria da Graça (*in memoriam*), Maria de Lourdes e Nair (*in memoriam*), minhas queridas avós e tias-avós, por terem contribuído ativamente na minha criação, transmitindo conhecimentos, dando conselhos, amor e carinho, que apenas quem é mãe duas vezes sabe dar.

À Maristela, Flavio e Nathália, minha família, pelo amor, carinho, apoio, incentivo e confiança que sempre depositaram em mim, me dando todo o suporte e estrutura necessários para minha formação acadêmica e pessoal, transmitindo valores, educação e a tranquilidade de sempre ter com quem contar.

E por fim, à minha companheira de todos os dias, a arquiteta Danielle Rocha, por estar presente em minha vida desde a época do colégio, com apoio, incentivo e determinação, que sempre me inspiraram e foram fundamentais para que eu alcançasse meus objetivos. Pelo amor, carinho e compreensão diários, essenciais na minha vida.

“A ciência, meu rapaz, é feita de erros, mas de erros benéficos, já que conduzem pouco a pouco à verdade.”

(Júlio Verne)

RESUMO

FIUZA, Bernardo Oliveira. Análise faciológica e petrografia de arenitos da Formação Macacu (Membro Porto das Caixas) – Bacia do Macacu (RJ). 52 p. Trabalho Final de Curso, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2015.

A Bacia do Macacu (Paleógeno) está inserida no contexto do Gráben da Guanabara (segmento oriental do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil), sendo uma das principais áreas de ocorrência da sedimentação cenozoica no estado do Rio de Janeiro. Seu preenchimento sedimentar, designado pela formação homônima, é composto por sedimentos clásticos continentais associados a sistemas deposicionais fluviais entrelaçados e de leques aluviais (Membro Porto das Caixas), e a depósitos lacustres (Membro Rio Vargem). A atuação de processos pós-deposicionais é bastante evidente e, muitas vezes, oblitera as características primárias das rochas, associando-se ao aspecto friável e à laterização das rochas, e à caulização dos feldspatos. O presente estudo tem como objetivo realizar a análise faciológica do Membro Porto das Caixas da Formação Macacu, incluindo, como apoio a esta análise, a caracterização petrográfica das litofácies areníticas, buscando-se contribuir para as discussões sobre a evolução sedimentar da Bacia do Macacu, em termos de seus sistemas deposicionais e quanto à atuação dos processos pós-deposicionais. Para o desenvolvimento deste trabalho foram realizadas, inicialmente, atividades de campo para o reconhecimento da área e seleção de afloramentos. Foram selecionados 4 (quatro) afloramentos, nos quais foram confeccionados perfis faciológicos (escala 1:20) e seções estratigráficas, a partir de fotomosaicos. Foram coletadas 8 (oito) amostras das litofácies areníticas para a realização das análises petrográficas, distribuídas de forma a representar a variedade do registro aflorante. Foram efetuadas, também, análises granulométricas, visando caracterizar os depósitos de uma maneira mais completa, além de auxiliar as análises faciológicas e petrográficas. Como resultados, foram identificadas 6 (seis) litofácies, sendo 2 (duas) conglomeráticas, 2 (duas) areníticas e 2 (duas) pelíticas. São, no geral, conglomerados estratificados, brechas intraformacionais, arenitos maciços e estratificados, localmente conglomeráticos, e pelitos arenosos, maciços e laminados. Esses depósitos se apresentam em camadas lenticulares, lenticulares extensas e tabulares, geralmente apresentando contatos erosivos, sendo interpretados como depósitos de rios entrelaçados. A composição primária arcoseana sugere uma deposição durante clima seco e/ou um soterramento rápido, em uma bacia com elevada taxa de subsidência. A baixa maturidade textural indica a proximidade das áreas-fonte. A ação dos processos pós-deposicionais, caracterizada essencialmente pela laterização dos depósitos e pela alteração dos grãos instáveis do arcabouço, modificou a composição e as características permoporosas originais dessas rochas. No entanto, ainda foi possível reconhecer características primárias importantes para a interpretação da evolução sedimentar da bacia.

Palavras chave: Cenozoico, Formação Macacu, Fácies Sedimentares, Petrografia

ABSTRACT

FIUZA, Bernardo Oliveira. *Facies analysis and sandstone petrography of Macacu Formation (Porto das Caixas Member) – Macacu Basin (RJ)*. 52 p. Trabalho Final de Curso, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2015.

The Macacu Basin (Paleogene) fits into the context of the Guanabara Graben (eastern segment of the Continental Rift of Southeastern Brazil), and represents one of the most significant areas of Cenozoic sedimentation in the state of Rio de Janeiro. The sedimentary fill is named as Macacu Formation and is composed of continental clastic sediments associated with braided fluvial and alluvial fans depositional systems (Porto das Caixas Member), and lacustrine deposits (Rio Vargem Member). Post-depositional processes are quite evident and often obliterate the primary sedimentary features, resulting on the friable appearance, laterization and feldspars kaolinization. This study aims to perform a facies analysis of the Porto das Caixas Member, including petrographic characterization of sandy lithofacies in support of the faciologic analysis, seeking contribute to discussions about the sedimentary evolution of Macacu Basin, in terms of its depositional systems and the post-depositional processes. Initially, fieldworks were developed to recognize the area and to select outcrops for detailed analysis. Vertical lithofacies profiles (scale 1:20) and stratigraphic sections from photomosaics were made in four selected outcrops. Eight samples of sandy lithofacies were collected in order to perform the petrographic analysis. These samples were distributed to represent the diversity of the sandy deposits. Grain size analyses were made to improve the characterization of these deposits and also to help the facies and petrographic analysis. Six lithofacies were identified: two conglomeratic facies, two sandy facies and two fine-grained facies. These lithofacies are, in general, stratified conglomerates, intraformational breccias, massive and stratified sandstones, locally conglomeratic, and sandy massive or laminated mudstones. These deposits show lenticular, extended lenticular or tabular geometries, and usually present erosive contacts, being interpreted as braided rivers deposits. The primary feldspathic composition suggests deposition during dry weather conditions and/or a quick sedimentation in a basin with high subsidence rate. The low textural maturity indicates the proximity of the source areas. Post-depositional processes, characterized essentially by laterization and by the alteration of unstable grains, have modified the primary composition and the original porosity. However, it was still possible to recognize important primary characteristics for the interpretation of sedimentary evolution of the basin.

Keywords: Cenozoic, Macacu Formation, Sedimentary Facies, Petrography

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Mapa de localização da Bacia do Macacu e dos afloramentos estudados, mostrando as principais vias de acesso. Fonte: modificado de Ferrari (2001). Base cartográfica: IBGE (1980), escala original 1:250.000. Rodovias atualizadas com base no <i>Google Maps</i> .	5
Figura 2	Contexto geológico e localização das bacias sedimentares mais expressivas do RCSB, evidenciando os principais lineamentos ENE a NE do embasamento pré-cambriano no sudeste do Brasil (modificado de Melo <i>et al.</i> , 1985 <i>apud</i> Sanson, 2006).	6
Figura 3	Seção geológica esquemática, transversal ao RCSB, ilustrando o padrão escalonado de blocos falhados e basculados, resultando em áreas elevadas e vales tectônicos (modificado de Asmus & Ferrari, 1978 <i>apud</i> Sanson, 2006).	7
Figura 4	Mapa tectônico da região sudeste do Brasil, indicando o contexto no qual as bacias do RCSB se desenvolveram (modificado de Heilbron <i>et al.</i> , 2000 <i>apud</i> Ferrari, 2001).	8
Figura 5	Recorte da área central do mapa geológico do estado do Rio de Janeiro, na região da Baía de Guanabara (Silva & Cunha, 2001).	10
Figura 6	Evolução das colunas estratigráficas propostas para a Formação Macacu (Ferrari, 2001).	13
Figura 7	A) Perfil esquemático dos depósitos sedimentares da Bacia do Macacu, indicando a proposta litoestratigráfica apresentada por Ferrari (2001). B) Seção esquemática da bacia, mostrando a distribuição das associações de fácies e conseqüentemente das unidades litoestratigráficas (Ferrari 2001).	14
Figura 8	Fases de evolução tectônica do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989).	17
Figura 9	Coluna cronoestratigráfica do Gráben da Guanabara, posicionando a sedimentação, o magmatismo alcalino e os eventos tectônicos (Ferrari, 2001).	18
Figura 10	Perfil morfoestrutural interpretado da porção oriental do Gráben da Guanabara, assimétrico, com a Serra do Mar como borda falhada e o Maciço da Tijuca como borda flexural (Zalán & Oliveira, 2005).	19
Figura 11	Fluxograma sintetizando a metodologia utilizada no trabalho.	20
Figura 12	Tabela de classificação da seleção granulométrica (traduzido de Blatt, 1982). Figura original: Compton (1962).	21
Figura 13	Tabela de classificação da circularidade e do grau de arredondamento dos grãos (modificado de Blatt, 1982). Figura original: Powers (1953). Optou-se pelo uso do termo circularidade, substituindo esfericidade, visto que em lâminas só se observa duas dimensões dos grãos.	22
Figura 14	Tipos de contatos entre os grãos (traduzido de Boggs, 2009).	22

Figura 15	A) Conglomerados da fácies Cch intercalados com arenitos da fácies Aca (Ponto 4 - Seção Rio Brita). B) Conglomerado da fácies Cch (Ponto 5 - Seção Itambi).	26
Figura 16	A) Brecha intraformacional da fácies Bi sendo erodida por arenitos da fácies Aca (Ponto 5 - Seção Itambi). B) Brecha intraformacional da fácies Bi (Ponto 5 - Seção Itambi).	27
Figura 17	A) Arenito ferruginizado da fácies Aca (Ponto 2 - Seção Bairro Calundu). B) Arenito da fácies Aca em contato erosivo com pelito da fácies Pl (Ponto 2 - Seção Bairro Calundu). C) Arenitos da fácies Aca, com nível conglomerático limitando camadas (Ponto 4 - Seção Rio Brita). D) Arenito ferruginizado da fácies Am (Ponto 7 - Seção Barreiro Serfil).	28
Figura 18	A) Pelito laminado da fácies Pl (Ponto 5 - Seção Itambi). B) Pelito intensamente mosqueado da fácies Pm (Ponto 2 - Seção Bairro Calundu).	29
Figura 19	Fotomosaico, seção geológica e perfil sedimentológico confeccionados no Ponto 2 (Seção Bairro Calundu).	31
Figura 20	Fotomosaico, seção geológica e perfil sedimentológico confeccionados no Ponto 4 (Seção Rio Brita).	32
Figura 21	Fotomosaico, seção geológica e perfil sedimentológico confeccionados no Ponto 5 (Seção Itambi).	33
Figura 22	Fotomosaico, seção geológica e perfil sedimentológico confeccionados no Ponto 7 (Seção Barreiro Serfil).	34
Figura 23	- Modelo de rio entrelaçado cascalhoso e profundo de Miall (1996). GB (<i>gravel bars and bedforms</i>) – depósitos cascalhosos; SB (<i>sandy bedforms</i>) – depósitos arenosos; FF (<i>floodplain fines</i>) – finos da planície de inundação.	35
Figura 24	Histogramas de frequência em porcentagem de peso, obtidos através da análise granulométrica, correspondentes à distribuição típica das classes granulométricas nas amostras das fácies Aca e Am.	35
Figura 25	Distribuição das amostras nos diagramas ternários de classificação de arenitos conforme: A) Shepard (1954); e B) Folk (1954, 1974).	36
Figura 26	Diagrama ternário de classificação de arenitos segundo Folk (1980), com base nos valores de quartzo, feldspato e litoclastos. A seta vermelha indica a possível composição primária das rochas.	46
Figura 27	Diagrama ternário de proveniência de Basu <i>et al.</i> (1975), com base nos valores de quartzo não ondulante, quartzo ondulante e quartzo policristalino.	47

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** Fácies sedimentares identificadas, incluindo código, diagnose, interpretação e sinonímia (com Ferrari, 2001 e Costa, 2005). Os códigos entre parênteses referem-se às litofácies equivalentes de Miall (1996). **25**
- Tabela 2** Composição das amostras de arenitos da Formação Macacu (Membro Porto das Caixas) analisadas petrograficamente. **43**

LISTA DE PRANCHAS

- Prancha A Fotomicrografia 1** - Amostra 2.1, Seção Bairro Calundu (Ponto 2). **39**
Arenito médio a grosso, moderadamente a mal selecionado, com matriz argilosa e cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.
- Fotomicrografia 2** - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Arenito apresentando laminação, marcada pela orientação dos minerais, principalmente os de forma alongada, e pela cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.
- Fotomicrografia 3** - Amostra 7.2, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Grãos de quartzo angulosos, com circularidade moderada a alta, e contatos pontuais. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.
- Fotomicrografia 4** - Amostra 7.2, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Grãos de quartzo angulosos, com circularidade moderada a alta, apresentando contatos pontuais e “contatos” flutuantes, devido à alteração de um litoclasto, destacado em vermelho. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.
- Fotomicrografia 5** - Amostra 4.1, Seção Rio Brita (Ponto 4). Epimatriz infiltrada, contornando os grãos de quartzo e preenchendo parte da porosidade primária. Nicóis paralelos, objetiva de 10x.
- Fotomicrografia 6** - Amostra 7.2, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Porosidade secundária gerada pela expansão e contração da matriz argilosa (setas vermelhas), parcialmente preenchida pela cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro. Nicóis paralelos, objetiva de 10x.
- Fotomicrografia 7** - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Porção representativa da alteração dos grãos feldspáticos, micáceos e líticos, presente em todas as amostras analisadas. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.
- Fotomicrografia 8** - Amostra 7.2, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Intensa cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro, preenchendo o espaço entre os grãos de quartzo e formando nódulos. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.

- Prancha B Fotomicrografia 1** - Amostra 7.2, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Grãos de quartzo policristalino (Qp), quartzo monocristalino não ondulante (Qm) e quartzo monocristalino ondulante (Qo). Nicóis cruzados, objetiva de 4x. **44**
- Fotomicrografia 2** - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Grãos de quartzo monocristalino não ondulante (Qm) e de muscovita (Mu) orientados de acordo com a laminação. Nicóis cruzados, objetiva de 4x.
- Fotomicrografia 3** - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Fragmento lítico (Lit), destacado em vermelho, composto por quartzo (Q) e feldspato (F). Os feldspatos, assim como os grãos de muscovita (Mu), apresentam-se bastante alterados. Nicóis paralelos, objetiva de 10x.
- Fotomicrografia 4** - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Mineralogia típica das lâminas analisadas, apresentando grãos líticos (Lit), de feldspato (F) e de muscovita (Mu), em avançado grau de alteração, e grãos de quartzo (Q). Nicóis paralelos, objetiva de 4x.
- Fotomicrografia 5** - Amostra 2.1, Seção Bairro Calundu (Ponto 2). Intraclasto de argila (Intra) entre grãos de quartzo (Q). Nicóis paralelos, objetiva de 4x.
- Fotomicrografia 6** - Amostra 2.1, Seção Bairro Calundu (Ponto 2). Muscovita (Mu) pouco alterada, o que é evidenciado pelas altas cores de interferência, entre grãos de quartzo (Q). Nicóis cruzados, objetiva de 4x.
- Fotomicrografia 7** - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Muscovita (Mu) bastante alterada, o que é evidenciado pela mudança da cor branca a incolor para uma cor acinzentada e pela abertura dos planos de clivagem. Grão de quartzo (Q) e lictasto (Lit). Nicóis paralelos, objetiva de 10x.
- Fotomicrografia 8** - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Mesma porção apresentada na Fotomicrografia 7, mas com nicóis cruzados, mostrando a baixa cor de interferência (1ª ordem) da muscovita (Mu) alterada, em seu processo de alteração para argilominerais. Objetiva de 10x.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	3
3 ÁREA DE ESTUDO	4
3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	4
3.2 GEOLOGIA REGIONAL	6
3.2.1 Embasamento	9
3.2.1.1 <i>Complexos Gnáissicos</i>	9
3.2.1.2 <i>Suítes Intrusivas</i>	11
3.2.2 Bacia do Macacu	12
3.2.3 Tectônica Cenozoica	16
4 METODOLOGIA	20
4.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA	20
4.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA	21
4.2.1 Análise granulométrica	24
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	25
5.1 FÁCIES SEDIMENTARES	25
5.2 MODELO DEPOSICIONAL	30
5.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA	35
5.3.1 Aspectos texturais	35
5.3.2 Aspectos composicionais	41
5.3.2.1 <i>Classificação</i>	46
5.3.2.2 <i>Proveniência</i>	47
6 CONCLUSÕES	49
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	50

1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Macacu (Paleógeno), preenchida pela formação homônima (Ferrari & Silva, 1997), é uma das principais áreas de ocorrência da sedimentação cenozoica no estado do Rio de Janeiro, fazendo parte de um conjunto de bacias tafrogênicas inseridas no que foi denominado por Riccomini (1989) como *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB).

Segundo Riccomini *et al.* (2000), o RCSB pode ser dividido em três segmentos: o ocidental, que tem início no estado do Paraná, englobando a Bacia de Curitiba e algumas ocorrências isoladas; o central, que compreende as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, além das ocorrências menores de Bonfim e do Cafundó; e o segmento oriental, no qual a Bacia do Macacu, juntamente com a Bacia de Itaboraí e o Gráben de Barra de São João, são alojados pelo Gráben da Guanabara.

Diversos autores tiveram como objeto de estudo as bacias que compõe o RCSB, principalmente as do segmento central (Amador, 1975; Melo *et al.*, 1985; Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004; Ramos, 1997, 2003; Sanson, 2006; entre outros). Através desses trabalhos, nota-se que o preenchimento sedimentar paleogênico dessas bacias apresenta características bastante semelhantes, sendo constituído, essencialmente, por rochas pouco consolidadas, formadas por sedimentos de natureza aluvial e lacustre.

Assim como observado nas bacias do segmento central, o preenchimento sedimentar da Bacia do Macacu é composto por sedimentos clásticos continentais associados a sistemas deposicionais fluviais entrelaçados e de leques aluviais (Membro Porto das Caixas), e a depósitos lacustres (Membro Rio Vargem), de acordo com Ferrari (2001). Diferentemente de outros importantes trabalhos realizados na bacia, nos quais também foram apresentadas propostas listostratigráficas (Meis & Amador, 1972, 1977; Dalcolmo *et al.*, 1982; Lima *et al.*, 1996; Ferrari & Silva, 1997), Ferrari (2001) foi o primeiro a basear-se na descrição das fácies sedimentares e das associações de fácies desses depósitos.

Em suas descrições litológicas, esse mesmo autor menciona a ação de processos pós-deposicionais nos depósitos da bacia, que já eram reconhecidos desde os trabalhos pioneiros de Meis & Amador (1972, 1977) e Meis (1976). A ação desses processos é evidenciada pelo aspecto friável e pela laterização das rochas, bem como pela caulinição dos feldspatos, resultando, muitas vezes, na obliteração total das características primárias das rochas.

Costa (2005) e, mais recentemente, Percílio (2010) também realizaram estudos que incluíram a análise faciológica dos depósitos da Formação Macacu. As associações de fácies descritas por esses autores são correlacionáveis às descritas por Ferrari (2001), tendo Costa

(2005) correlacionado, ainda, as associações de fácies descritas por ele às identificadas por Ramos (2003) nos depósitos da Formação Resende (Bacia de Resende).

Em sua caracterização faciológica, Percílio (2010) utilizou uma única amostra de arenito para análise petrográfica, como apoio ao seu estudo. Nela, foram reconhecidas feições associadas à dissolução e alteração (caulinização) de grãos feldspáticos.

Deste modo, considerando a ausência de estudos petrográficos abrangentes na Bacia do Macacu, e que ainda são poucos os estudos envolvendo a descrição e interpretação de fácies sedimentares, o presente trabalho se propõe a realizá-los, enfatizando os depósitos do Membro Porto das Caixas, buscando contribuir para as discussões sobre a evolução sedimentar da bacia, em termos de seus sistemas deposicionais e quanto à atuação dos processos pós-deposicionais.

2 OBJETIVOS

O objetivo principal do presente estudo é realizar a análise faciológica da Formação Macacu (Membro Porto das Caixas) e a análise petrográfica de suas litofácies areníticas, buscando-se a caracterização dos sistemas deposicionais e dos processos pós-deposicionais.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A Bacia do Macacu tem sua principal área de ocorrência localizada junto ao limite nordeste da Baía de Guanabara (Figura 1). De acordo com Ferrari (2001), a bacia se estende por cerca de 25 km na direção ENE, com largura aproximada de 20 km, totalizando mais de 400 km² pertencentes aos municípios de Itaboraí, Magé e São Gonçalo. Ocorrências isoladas desses depósitos são encontradas a oeste/sudoeste da principal, na Ilha do Governador e no município de Duque de Caxias, ambas com cerca de 4 km².

A principal via de acesso à Bacia do Macacu (área de ocorrência principal) é a rodovia BR-101, no trecho entre os municípios de São Gonçalo e Itaboraí, que atravessa toda sua extensão. A partir dela, podem ser alcançadas outras regiões da bacia através das rodovias BR-493, RJ-104, RJ-114 e RJ-116, além de outras pertencentes ao município de Itaboraí.

Para o presente estudo, foram visitados, inicialmente, 10 (dez) afloramentos distribuídos ao longo da ocorrência principal (Figura 1), sendo 4 (quatro) desses posteriormente selecionados para as análises faciológicas e petrográficas. Foram eles:

- Ponto 2: Seção Bairro Calundu (SAD69, zona 23, W 721157 / S 7481164), situada a aproximadamente 100 m da rodovia BR-101, próxima ao km 289 Norte.
- Ponto 4: Seção Rio Brita (SAD69, zona 23, W 723795 / S 7482146), localizada na entrada da fábrica de argamassa de mesmo nome, no km 285 Norte da rodovia BR-101.
- Ponto 5: Seção Itambi (SAD69, zona 23, W 711884 / S 7484393), situada em uma área de extração de argila abandonada, no distrito de Itambi.
- Ponto 7: Seção Barreiro Serfil (SAD69, zona 23, W 714820 / S 7485772), localizada em um barreiro ativo de mesmo nome, no distrito de Porto das Caixas.

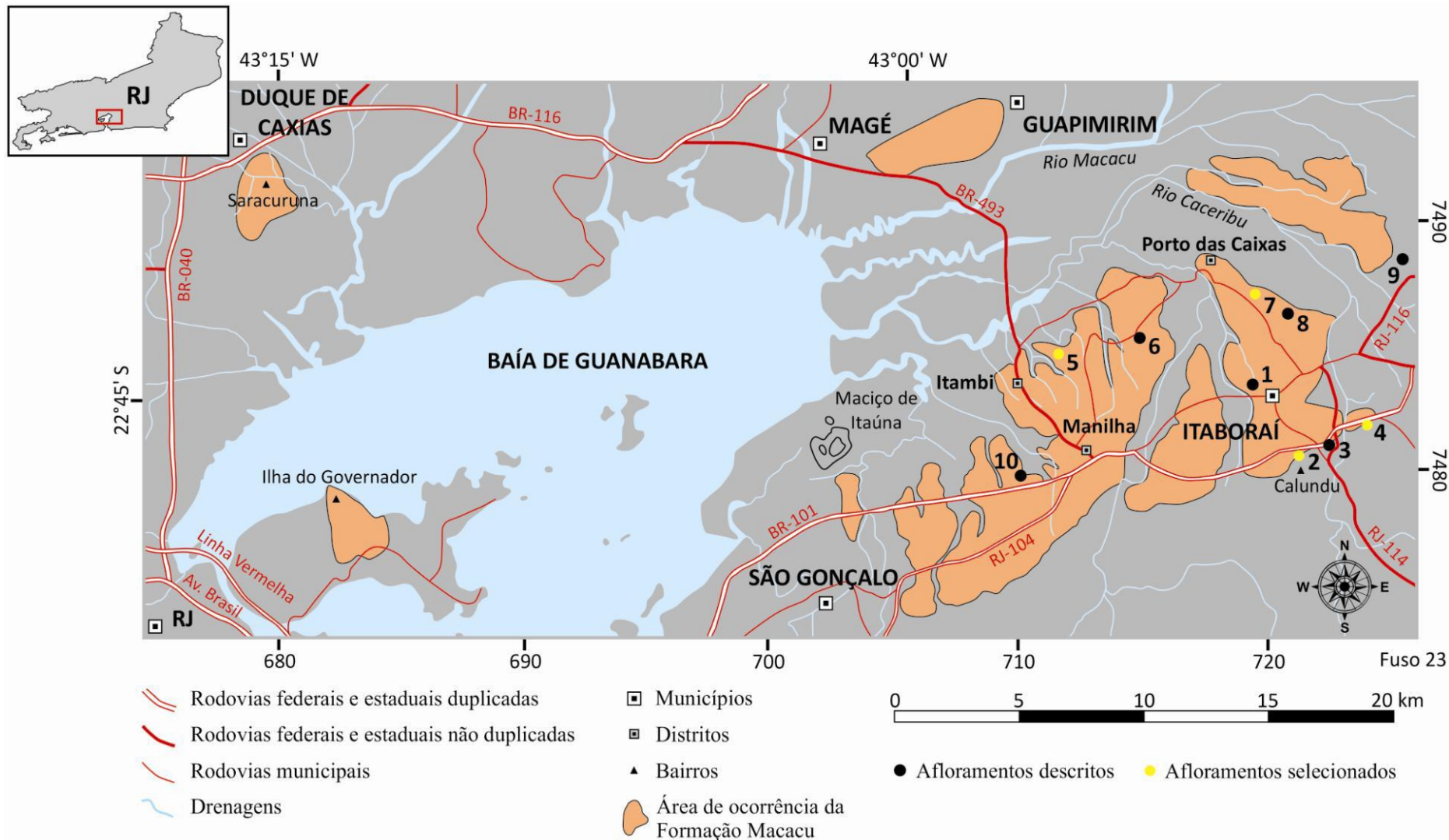


Figura 1 - Mapa de localização da Bacia do Macacu e dos afloramentos estudados, mostrando as principais vias de acesso. Fonte: modificado de Ferrari (2001). Escala original 1:250.000. Rodovias atualizadas com base no *Google Maps*.

3.2 GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia do Macacu é uma bacia extensional, do tipo gráben assimétrico, alongada na direção ENE (Ferrari, 2001), que, juntamente com as bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda e São José do Itaboraí, integra um conjunto de bacias tafrogênicas continentais que se desenvolveram no sudeste do Brasil durante o Paleógeno-Neógeno, abrangendo os estados do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro. Juntam-se a elas, uma série de ocorrências isoladas que se desenvolveram no mesmo contexto.

Esses depósitos estão inseridos em uma importante estrutura geotectônica denominada por Almeida (1976) como Sistema de *Rifts* da Serra do Mar (SRSM), por Riccomini (1989) como *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) e, mais recentemente, como Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), por Zalán & Oliveira (2005). Apesar das diferentes denominações utilizadas ao longo dos anos, que refletem algumas variações em termos de abrangência e conceito, todas se referem à mesma estrutura, constituída por regiões montanhosas soerguidas por grandes falhas normais de direção ENE a NE (serras do Mar, da Mantiqueira e da Carioca) e uma série de vales tectônicos alongados, parcialmente ocupados por bacias (Figuras 2 e 3). Neste trabalho optou-se pela utilização do termo RCSB.

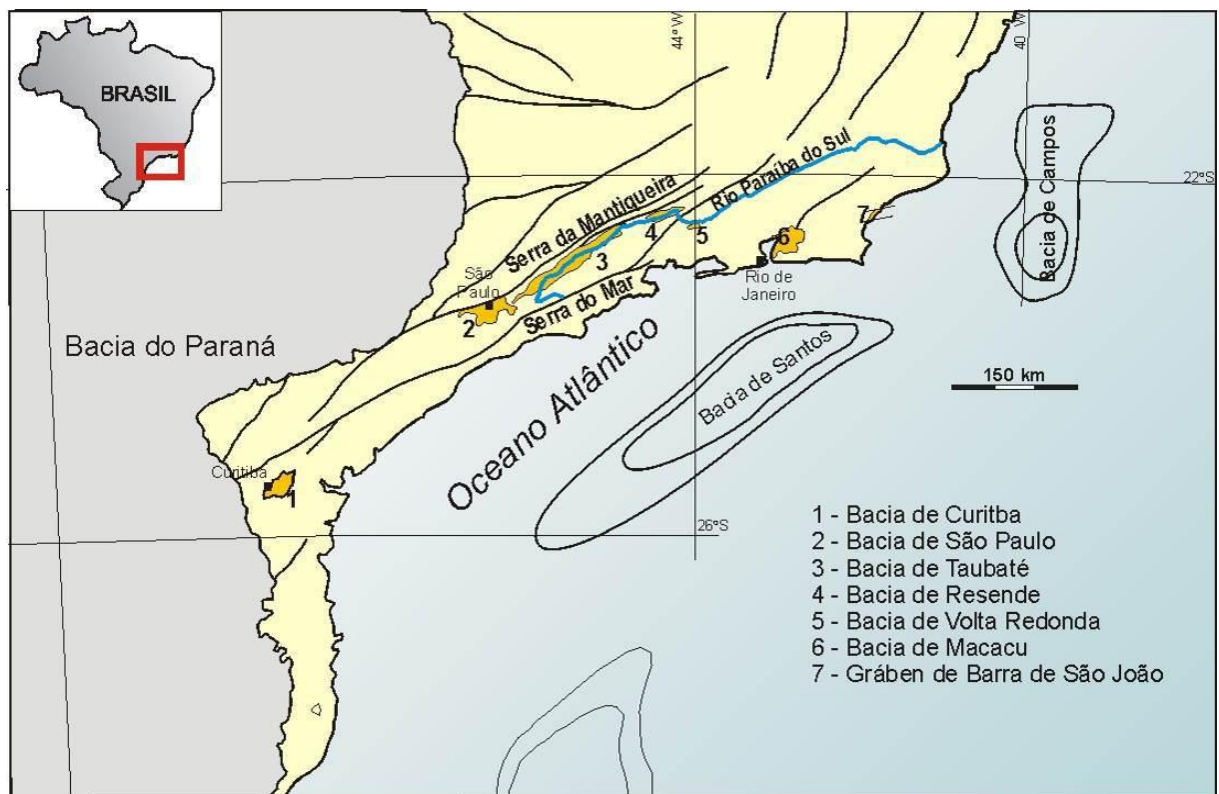


Figura 2 - Contexto geológico e localização das bacias sedimentares mais expressivas do RCSB, evidenciando os principais lineamentos ENE a NE do embasamento pré-cambriano no sudeste do Brasil (modificado de Melo *et al.*, 1985 *apud* Sanson, 2006).

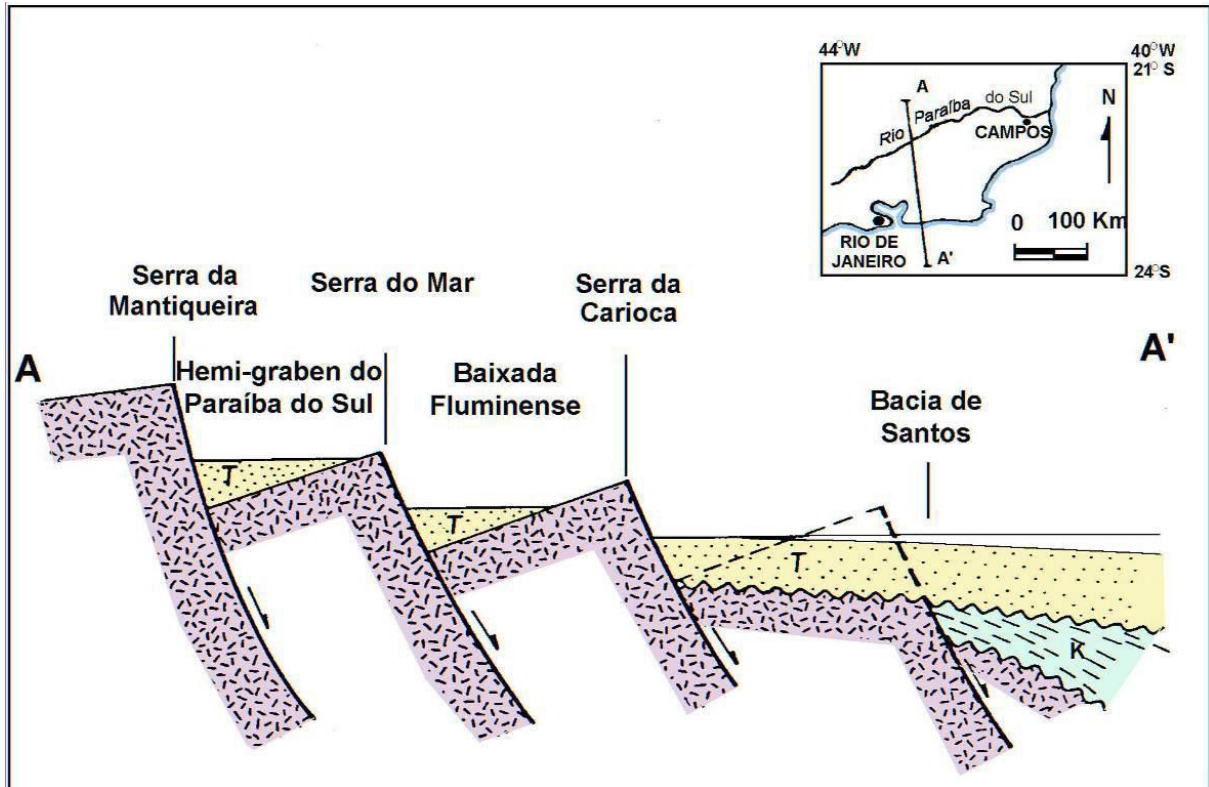


Figura 3 - Seção geológica esquemática, transversal ao RCSB, ilustrando o padrão escalonado de blocos falhados e basculados, resultando em áreas elevadas e vales tectônicos (modificado de Asmus & Ferrari, 1978 *apud* Sanson, 2006).

O RCSB apresenta uma extensão de aproximadamente 900 km, com orientação ENE-WSW, paralelo à atual linha de costa, da qual dista em média cerca de 70 km. Desenvolveu-se no contexto tectônico da Província Mantiqueira, a sul do Cráton do São Francisco, no domínio do segmento central da Faixa Ribeira (Figura 4), constituída por gnaisses, migmatitos e rochas metamórficas de baixo a médio grau, de idade arqueana a neoproterozoica, deformadas durante o Ciclo Brasileiro, além de diversas suítes de rochas granitoides intrusivas, sin e pós-orogênicas, de idade neoproterozoica (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004). Destaca-se também a presença de rochas ígneas alcalinas, com idades variando do Cretáceo ao Eoceno, sob a forma de diques e maciços. Nessa região, os maciços apresentam um marcante alinhamento de direção WNW, denominado por Almeida (1991) como “alinhamento magmático de Cabo Frio”.

De acordo com Asmus & Ferrari (1978), a gênese do RCSB estaria relacionada a uma reativação tectônica de zonas de fraqueza pré-cambrianas, durante o Paleógeno, em decorrência do soergimento da área continental adjacente à Bacia de Santos. Esse soergimento seria uma compensação isostática em resposta à subsidência da área oceânica, induzida pelo peso da carga sedimentar que ali se acumulava. Assim, sua formação também estaria relacionada à abertura do Oceano Atlântico.

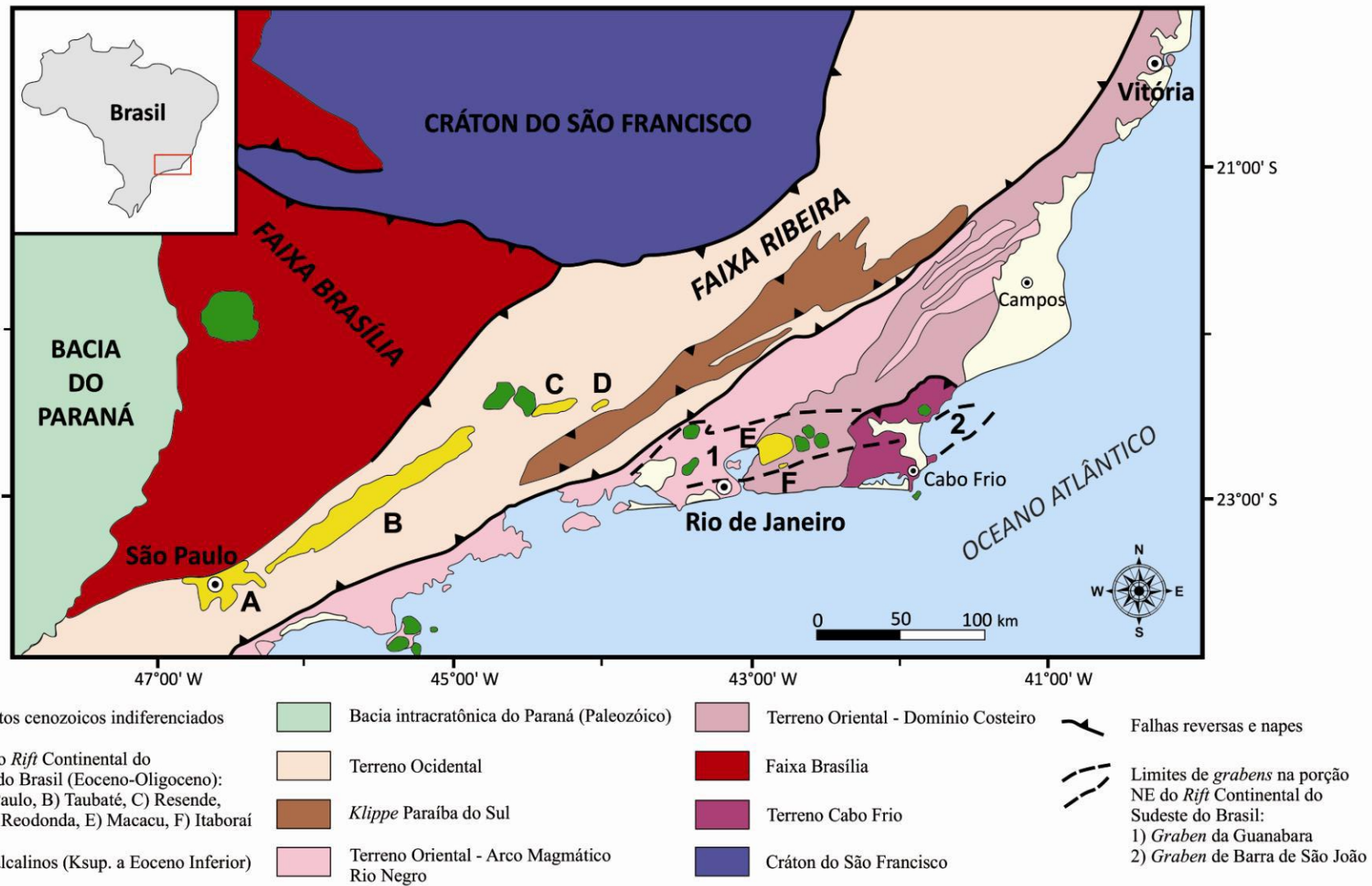


Figura 4 - Mapa tectônico da região sudeste do Brasil, indicando o contexto no qual as bacias do RCSB se desenvolveram (modificado de Heilbron *et al.*, 2000 *apud* Ferrari, 2001).

3.2.1 Embasamento

O segmento central da Faixa Ribeira pode ser compartimentado em quatro terrenos tectono-estratigráficos, designados, de oeste para leste: Terreno Ocidental, *Klippe* Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.* 2000, 2004; Trouw *et al.* 2000) – Figura 4. Nesse contexto, o embasamento da Bacia do Macacu está inserido no Terreno Oriental, composto, de forma geral, por gnaisses anfibolíticos a granulíticos intercalados com mármores, rochas calciossilicáticas e, na área da bacia, por granitoides foliados ou não, de idade neoproterozoica ou mais jovens (Riccomini *et al.*, 2004).

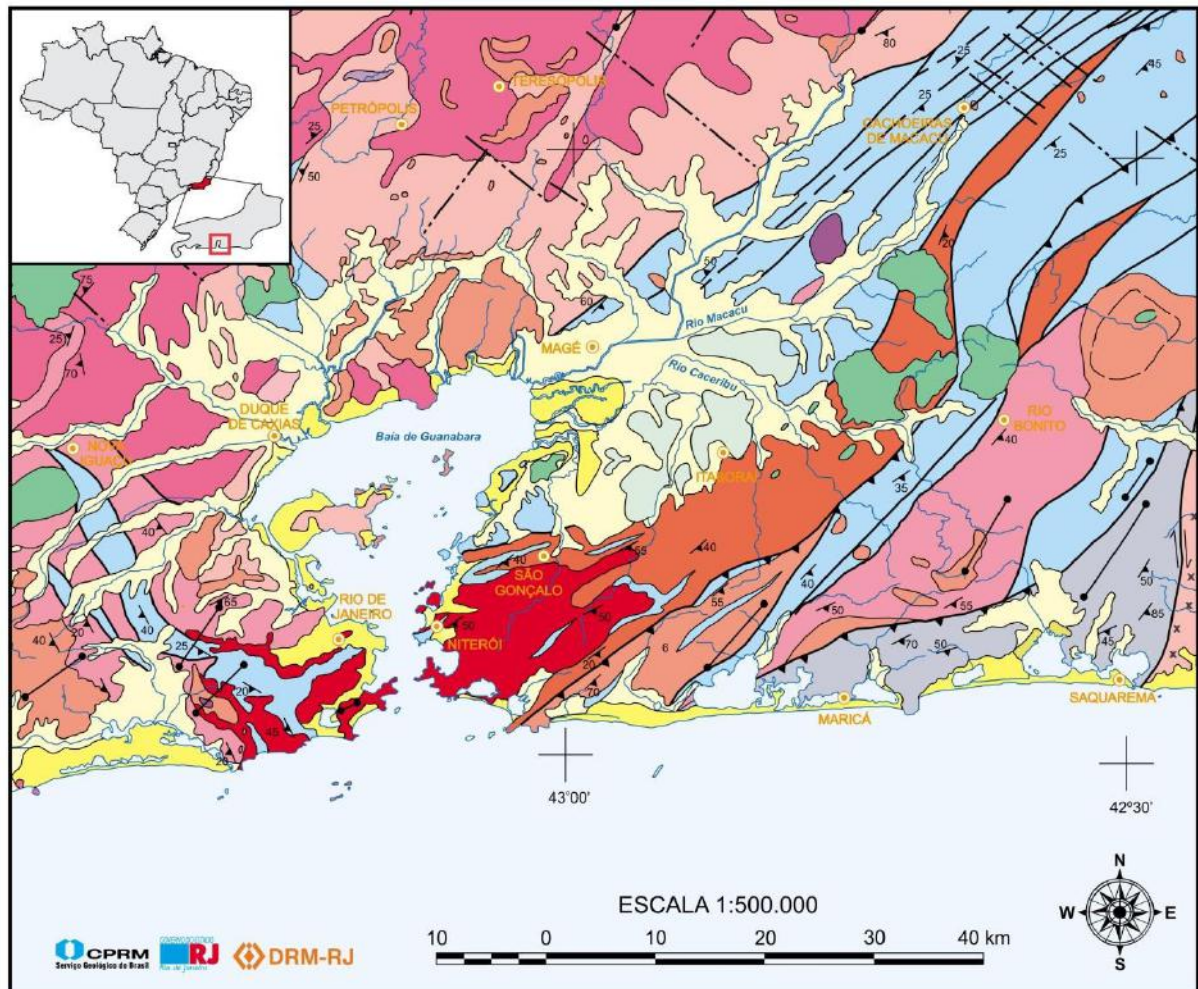
De acordo com o mapa geológico do estado do Rio de Janeiro (Figura 5), elaborado por Silva & Cunha (2001), as unidades que constituem o embasamento da Bacia do Macacu, ou que estão localizadas em áreas próximas a ela, podendo ter algum vínculo com a bacia, podem ser divididas em dois grupos: Complexos Gnáissicos e Suítes Intrusivas, descritos a seguir de acordo com o relatório e a nota explicativa do mapa.

3.2.1.1 Complexos Gnáissicos

- Complexo Paraíba do Sul (Unidade São Fidélis): de acordo com Silva & Cunha (2001), corresponde ao principal embasamento da Bacia do Macacu. De idade meso a neoproterozoica, é constituído essencialmente por metassedimentos detríticos, pelito-grauvaqueanos, sob a forma de granada-biotita-sillimanita gnaisses quartzo-feldspáticos, com bolsões e veios anatéticos *in situ* ou injetados de composição granítica. Variedades com cordierita e sillimanita (kinzigito), comumente apresentando horizontes de xistos grafitosos, exibem contatos transicionais com o granada-biotita gnaiss. De ocorrência mais restrita, podem ser observadas intercalações de quartzitos, rochas metacarbonáticas e calciossilicáticas, além de corpos de anfibolito e concentrações manganésíferas. Em domínios menos deformados podem ser percebidas estruturas de ressedimentação, decorrentes de fluxos turbidíticos (metaturbiditos).

- Complexo Rio Negro (Unidade Rio Negro): de idade neoproterozoica, é considerado um granitoide pré a sincolisional em relação ao Ciclo Brasileiro. É constituído por ortognaisses bandados, de composição tonalítica e trondhjemítica (TTG), com granulação grossa, textura porfirítica e foliação tangencial. Intercalações de metagabros, metadioritos e paleodiques anfibolíticos são comuns, enquanto intrusões e apófises de granitoides do Batólito Serra dos Órgãos e de leucogranitos tipo-S ocorrem localmente (Silva & Cunha, 2001). Nas áreas próximas à Bacia do Macacu, essa unidade ocorre sob a forma de um plúton

cronocorrelato, constituído por um gnaiss granulítico de composição enderbítica (Gnaiss Tingui).



LEGENDA	CONVENÇÕES GEOLÓGICAS
Depósito Colúvio-Aluvionar	Contato
Depósito Marinho e Flúvio-Marinho	Contato aproximado
Formação Barreiras	Falha / fratura
Formação Macacu	Falha / zona de cisalhamento
Rochas alcalinas meso-cenozoicas	Falha transcorrente dextral / zona de cisalhamento
Granitóides pós-tectônicos	Falha transcorrente sinistral / zona de cisalhamento
Plútons pós-tectônicos máficos toleíticos	Falha transcorrente oblíqua / zona de cisalhamento
Suíte Rio de Janeiro	Falha contracional / zona de cisalhamento
Suíte Desengano	Falha extensional
Suíte Serra dos Órgãos (Unidade Serra dos Órgãos)	Foliação vertical e inclinada
Suíte Serra dos Órgãos (Unidade Santo Aleixo)	Lineação de estiramento horizontal e inclinada
Complexo Rio Negro (Unidade Rio Negro)	Dique Mesozoico / Cenozoico
Complexo Búzios	
Complexo Paraíba do Sul (Unidade São Fidélis)	

Figura 5 - Recorte da área central do mapa geológico do estado do Rio de Janeiro, na região da Baía de Guanabara (Silva & Cunha, 2001).

3.2.1.2 *Suítes Intrusivas*

- Suíte Serra dos Órgãos (Unidade Santo Aleixo): de idade neoproterozoica, é considerado um granitoide tardicolisional em relação ao Ciclo Brasileiro, relacionado a movimentos transcorrentes. É uma fácies marginal do Batólito Serra dos Órgãos, constituída por granada-hornblenda-biotita granodioritos, enriquecidos em xenólitos de paragneisses parcialmente fundidos e assimilados (migmatitos de injeção). Intrusões tardias de leucogranitos tipo-S são comuns (Silva & Cunha, 2001).

- Suíte Desengano: de idade neoproterozoica, constitui parte do embasamento da Bacia do Macacu, na sua borda sul. Também é considerado um granitoide tardicolisional em relação ao Ciclo Brasileiro, relacionado a movimentos transcorrentes. São granitos tipo-S com granada, muscovita e biotita, com granulação grossa, textura granoblástica e porfirítica e forte foliação transcorrente. Localmente podem ser observados domínios charnockíticos, com granada e ortopiroxênio. Xenólitos e restitos de paragneisses parcialmente fundidos (migmatitos de injeção) ocorrem com frequência. Estão dispostos em lentes estreitas e alongadas, inseridas nos paragneisses do Complexo Paraíba do Sul (Silva & Cunha, 2001).

- Suíte Rio de Janeiro (Granito Corcovado): de idade neoproterozoica, também é considerado um granitoide tardicolisional em relação ao Ciclo Brasileiro, associado a movimentos transcorrentes. São granitos tipo-S com granada, muscovita e biotita, textura megaporfirítica, com superposição de foliação tangencial em estado sólido. Xenólitos e restitos de paragneisses são abundantes, bem como intrusões de diques aplíticos tardios de leucogranitos tipo-S. Podem ocorrer, subordinadamente, domínios do Granito Pão de Açúcar, considerado uma fácies metaluminosa do Granito Corcovado, com hornblenda, biotita e bolsões de granada-ortopiroxênio charnockito (Silva & Cunha, 2001).

- Granitoides pós-tectônicos: de idade cambriana, estão relacionados ao magmatismo pós-tectônico em relação ao Ciclo Brasileiro. São (hornblenda)-biotita granitoides do tipo-I, de granulação fina a média, textura equigranular a porfirítica, localmente com foliação de fluxo magmático preservado. Ocorrem como corpos tabulares, diques, *stocks* e pequenos batólitos cortando as rochas regionais. Ocorrem também como plútons homogêneos, algumas vezes com evidências de magma *mingling* e *mixing*. Fases aplíticas tardias são abundantes (Silva & Cunha, 2001). Nas áreas próximas à Bacia do Macacu, ocorrem os corpos graníticos denominados: Granito Caju, Granito Cassorotiba, Granito Suruí, Granito Andorinha, Granito Alvim Cesário e Granito Silva Jardim.

- Plútons pós-tectônicos máficos toleíticos (Complexo Básico de Gleba Ribeira): de idade cambriana, também estão relacionados ao magmatismo pós-tectônico em relação ao Ciclo Brasileiro. São noritos, olivina-gabros, melanoritos, micronoritos, micromelanodioritos, metamicrogabros, anfíbolitos e dioritos gnáissicos (Silva & Cunha, 2001).

- Rochas alcalinas mesozoicas-cenozoicas: são sienitos, nefelina-sienitos, foiaitos, fonolitos, traquitos, tinguaítos, pulaskitos umptekítos e fenitos, dispostos em forma de *pipes*, *stocks* e *plugs* (Silva & Cunha, 2001). As ocorrências mais próximas da Bacia do Macacu são: Complexo Alcalino de Itaúna, Maciço Alcalino de Tanguá, Maciço Alcalino de Soarinho e Maciço Alcalino de Rio Bonito.

3.2.2 Bacia do Macacu

Os depósitos sedimentares continentais cenozoicos que constituem o preenchimento da Bacia do Macacu são conhecidos desde o século 19, quando foram correlacionados ao Grupo Barreiras (Hartt, 1870 *apud* Ferrari, 2001).

Na década de 1970, foram iniciados os primeiros trabalhos de forma sistemática, com Meis & Amador (1972, 1977) e Meis (1976), que introduziram o termo Formação Macacu para designar parte desses depósitos. Esses autores subdividiram o preenchimento sedimentar da bacia em Camadas Pré-Macacu, tidas por eles como do Paleógeno, e Formação Macacu, considerada plio-pleistocênica e correlata ao Grupo Barreiras (Figura 6). Essa separação baseou-se unicamente nas modificações secundárias apresentadas, como caulinição dos feldspatos e ferruginização, o que indica o reconhecimento e a relevância dos aspectos pós-deposicionais nesses depósitos desde os trabalhos pioneiros. Ambas estariam associadas a um ambiente de leques aluviais, com uma maior participação fluvial na última. Posteriormente, Dalcolmo *et al.* (1982) voltaram a reuni-las em apenas uma unidade, denominada Formação Barreiras, para a qual atribuíram idade plio-pleistocênica.

Baseado na não identificação da discordância referida por Meis & Amador (1977), na descoberta de camadas de linhito, com palinomorfos de idade eocênica a oligocênica (*Cicatricosisporites dorogensis* e *Retriticolporites quadrosi*, entre outros), e no seu controle tectônico, Lima *et al.* (1996) reuniram esses depósitos na Formação Macacu, e os correlacionaram a outros de mesma idade do RCSB. Para esses autores, a Formação Macacu seria constituída por um sistema deposicional de leques aluviais na base, fluvial entrelaçado, na sua porção intermediária, e fluvial meandrante, no topo, com camadas de linhito.

Ferrari & Silva (1997) definiram a Bacia do Macacu, caracterizando seus limites e a tectônica deformadora que a afetou. Também consideraram o preenchimento sedimentar principal da bacia como uma única unidade litoestratigráfica, a Formação Macacu, formada por depósitos de leques aluviais, com depósitos lacustres na base.

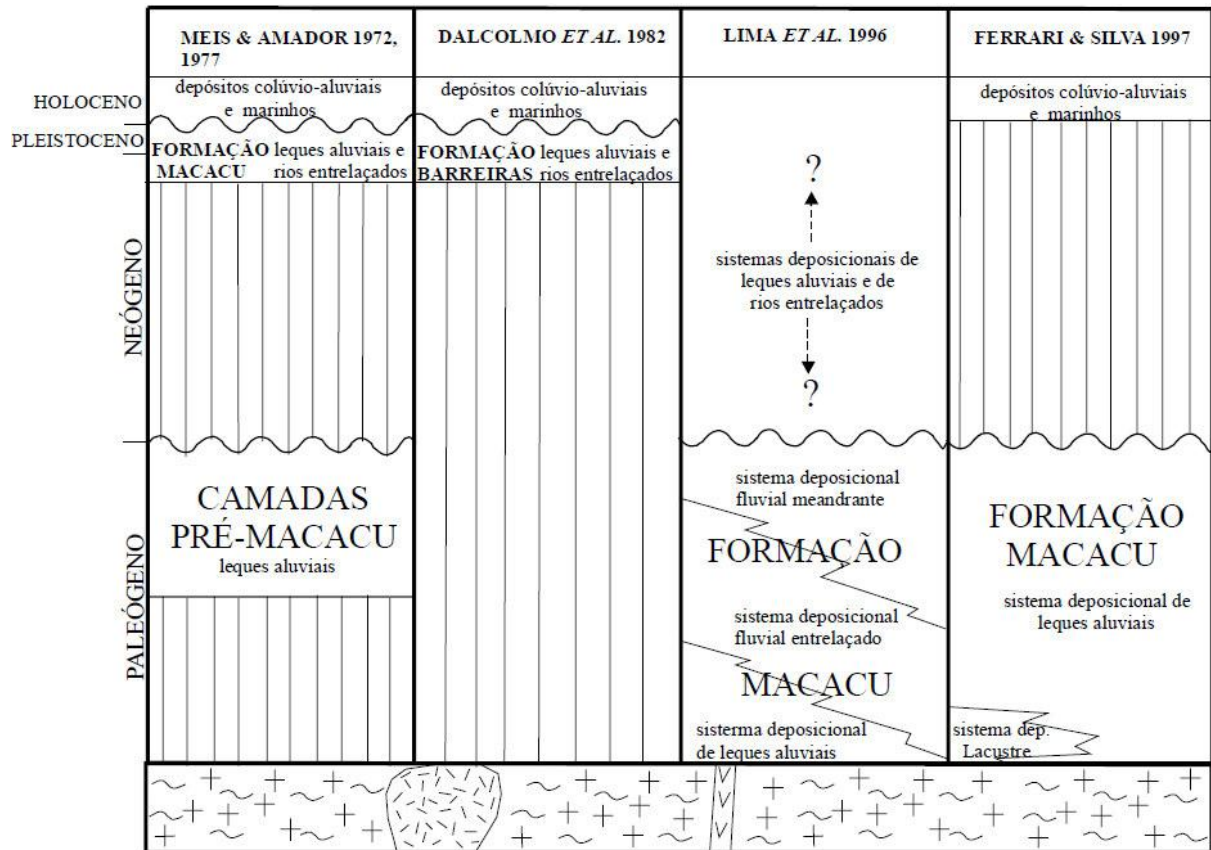
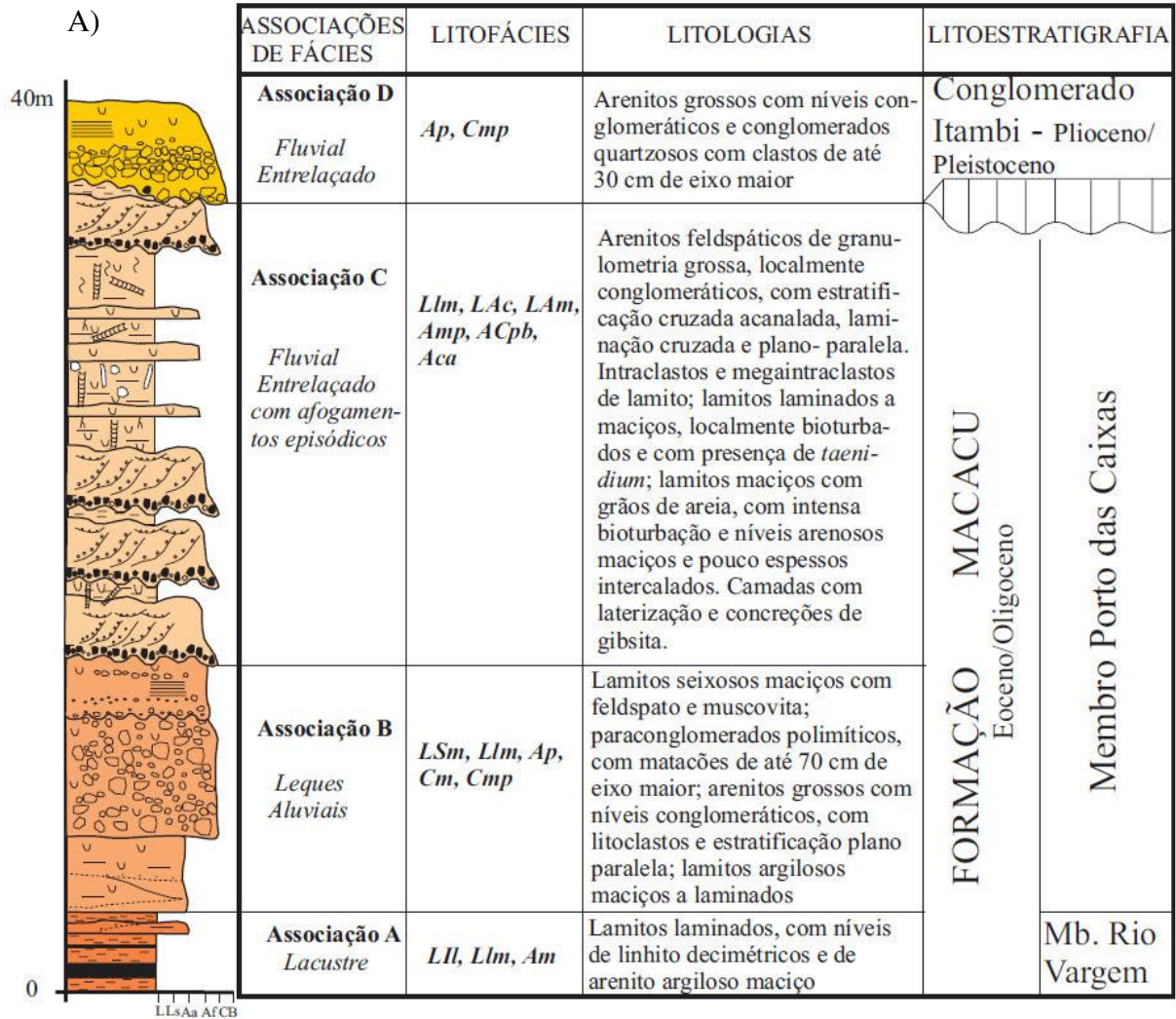


Figura 6 - Evolução das colunas estratigráficas propostas para a Formação Macacu (Ferrari, 2001).

Devido as diferentes propostas litoestratigráficas existentes, parcialmente conflitantes e sem formalização adequada, Ferrari (2001) apresentou uma nova proposta litoestratigráfica para o preenchimento sedimentar da Bacia do Macacu, baseado na descrição das fácies sedimentares e associações de fácies. Propôs a criação do Membro Rio Vargem para os depósitos lacustres da base do pacote sedimentar, criou a denominação Membro Porto das Caixas para os depósitos de leques aluviais e fluviais entrelaçados, e por último, propôs denominar os conglomerados quartzosos, localmente com seixos arredondados de quartzo, que assentam em discordância erosiva sobre a Formação Macacu, de Conglomerado Itambi (Figura 7).



B)

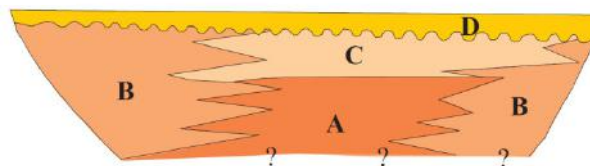


Figura 7 - A) Perfil esquemático dos depósitos sedimentares da Bacia do Macacu, indicando a proposta litoestratigráfica apresentada por Ferrari (2001). B) Seção esquemática da bacia, mostrando a distribuição das associações de fácies e consequentemente das unidades litoestratigráficas (Ferrari, 2001).

De acordo com Ferrari (2001), cada uma dessas unidades pode ser assim descrita:

- Membro Rio Vargem

Interpretado como de origem lacustre, constitui o nível mais inferior da porção aflorante da Formação Macacu. É constituído por linhito e lamitos laminados a maciços, de cor verde, com geometria tabular e restos vegetais. Ocorrem, também, arenitos argilosos maciços e lamitos arenosos a seixosos maciços, lenticulares. De acordo com Ferrari (2001),

essa unidade indica um ambiente onde havia deposição por suspensão em água estagnada, e a presença do linhito indica que localmente tinha-se vegetação abundante, propiciando seu acúmulo. As camadas lenticulares de sedimentos arenosos, em geral com matriz lamosa, indicam o aporte abrupto de material no lago.

- Membro Porto das Caixas

Essa unidade engloba depósitos interpretados como leques aluviais e como canais fluviais entrelaçados, com afogamentos episódicos.

Os depósitos de leques aluviais são caracterizados por lamitos seixosos e arenitos lamosos maciços, constituindo depósitos com geometria lobada, com intercalações localizadas de lamitos laminados e de arenitos grossos com níveis conglomeráticos e estratificação plano paralela. Localmente ocorrem ortoconglomerados com estratificação plano-paralela. Os lamitos laminados podem conter restos vegetais e, nas porções proximais, ocorrem paraconglomerados e conglomerados polimíticos maciços. A composição mal selecionada e a predominância da estrutura maciça indicam a origem a partir de fluxos gravitacionais para esses depósitos (Ferrari, 2001).

Os depósitos de canais fluviais entrelaçados, com afogamentos episódicos, são caracterizados por arenitos grossos feldspáticos/cauliníticos e conglomerados, localmente de arcabouço fechado, com geometria de canal. Esses depósitos possuem granodecrescência ascendente, com estratificação cruzada, indicando fluxo menos canalizado para o topo. São, em geral, capeados por arenitos finos e lamitos, maciços e pobremente laminados, em contato brusco. Foram identificados bioturbação e traços fósseis de *Taenidium* nos lamitos laminados e, mais raramente, nos arenitos finos. Nesse ambiente, os conglomerados e brechas intraformacionais podem ser interpretados como base de canal e os arenitos com estratificação cruzada acanalada representariam a migração de dunas subaquosas em canais (Ferrari, 2001).

- Conglomerado Itambi

Interpretada como de origem por canais fluviais entrelaçados, essa unidade não é considerada como pertencente à Formação Macacu. Por apresentar litotipos e estilo deposicional distintos, ela representa uma unidade litoestratigráfica distinta, caracterizada por arenitos grossos e conglomerados quartzosos com estratificação plano-paralela e imbricação. A estratificação plano-paralela sugere condições de alta energia e deposição por fluxos em lençol, geralmente atribuídos a barras longitudinais (Ferrari, 2001).

Costa (2005) também realizou a análise faciológica da Formação Macacu, sendo as associações de fácies descritas por este autor, correlacionáveis às apresentadas por Ferrari (2001). Foi reconhecida uma nova associação de fácies (denominada como Associação de Fácies II), atribuída à deposição em rios entrelaçados influenciados por fluxo de detritos, na transição entre os depósitos de leques aluviais e os de rios entrelaçados com afogamentos episódicos reconhecidos por Ferrari (2001). Costa (2005) correlacionou, ainda, as associações de fácies descritas por ele às identificadas por Ramos (2003) nos depósitos da Formação Resende (Bacia de Resende).

Percílio (2010), em estudo sobre os depósitos cenozoicos e os minerais de argila da região de Itambi, no município de Itaboraí, realizou a caracterização das fácies sedimentares e das associações de fácies nessa região. As associações de fácies descritas por este autor são diretamente correlacionáveis às descritas por Ferrari (2001). Em sua caracterização faciológica, Percílio (2010) utilizou, como apoio ao seu estudo, uma amostra de arenito para análise petrográfica, sendo reconhecidas feições associadas à dissolução e alteração (caulinização) de grãos feldspáticos.

3.2.3 Tectônica Cenozoica

Diversos modelos tectônicos foram propostos ao longo dos anos para explicar a evolução do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). De acordo com Almeida (1967, 1969), sua evolução estaria relacionada à fase tardia do evento de ativação tectônica na Plataforma Sul Americana, estando associado à fragmentação de *Gondwana* e formação do Oceano Atlântico Sul. Esse evento teria sido responsável pela implantação das bacias marginais, pelos derrames basálticos juro-cretácicos da Formação Serra Geral e, tardiamente, já no Cenozoico, pela formação do RCSB.

Asmus & Ferrari (1978) propuseram um modelo de compensação isostática entre as regiões continental e oceânica do Sudeste do Brasil para explicar a evolução do RCSB. Para esses autores, um pronunciado desequilíbrio isostático foi gerado por processos de afinamento crustal, relacionados à tectônica distensiva de abertura do Oceano Atlântico, e pela concomitante acumulação de sedimentos durante a evolução da margem continental. Desta forma, teria ocorrido, no Paleógeno, uma reativação tectônica de zonas de fraqueza pré-cambrianas, em decorrência do soerguimento da área continental. Esse soerguimento seria uma resposta à subsidência da área oceânica, induzida pelo peso da carga sedimentar que ali se acumulava. Assim, foram geradas falhas normais, que deram origem a blocos basculados

em direção ao continente, formando áreas montanhosas (serras da Mantiqueira, do Mar e da Carioca) e vales tectônicos, onde foram implantadas bacias.

Segundo Riccomini (1989), a evolução do RCSB também envolveria reativações ao longo de zonas de cisalhamento preexistentes, porém o mecanismo principal seria o térmico. De acordo com esse autor, além do evento distensivo formador, outros três eventos foram responsáveis pela deformação do RCSB (Figura 8): 1) Extensão NNW-SSE (Eoceno-Oligoceno), evento formador da estrutura; 2) Transcorrência sinistral E-W (Mioceno); 3) Transcorrência dextral E-W (Pleistoceno); e 4) Extensão WNW-ESE (Holoceno), responsável pela distribuição atual dos depósitos das bacias. Salvador & Riccomini (1995) identificaram, ainda, uma quinta fase tectônica deformadora, também de idade holocênica, associada a um regime compressivo E-W.

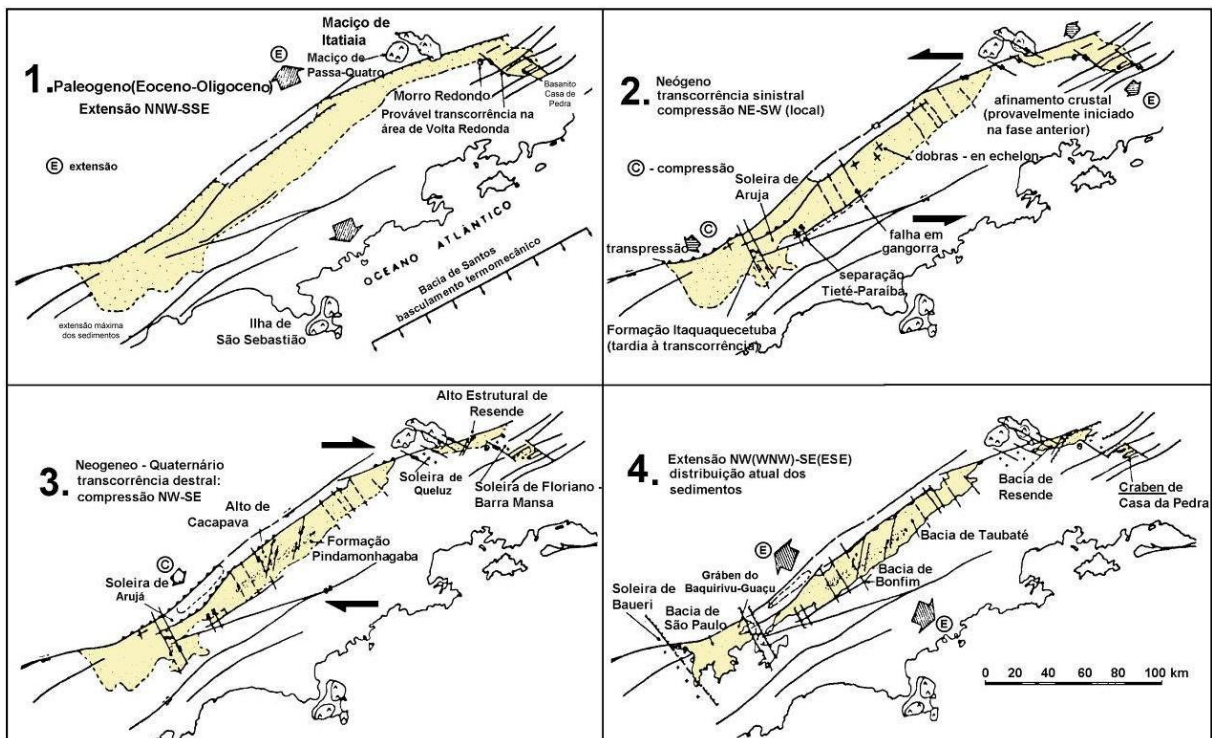


Figura 8 - Fases de evolução tectônica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989).

Ferrari (2001), em estudo sobre a evolução tectônica do Gráben da Guanabara, que constitui o segmento oriental do RCSB, reconheceu quatro eventos tectônicos (Figura 9). O primeiro (TS), ocorrido no Paleoceno, estaria relacionado à formação do gráben, sob um regime de transcorrência sinistral E-W, com a implantação da bacia de São José de Itaboraí e a intrusão de corpos alcalinos. No segundo (E1), durante o Eoceno e o Oligoceno, esforços distensionais NW-SE teriam sido responsáveis pela implantação e evolução da Bacia do Macacu. Além desses, outros dois eventos deformacionais foram reconhecidos por esse autor,

uma transcorrência dextral E-W/extensão NE-SW (TD), durante o Plioceno/Pleistoceno, que deformou os corpos alcalinos e o preenchimento sedimentar do gráben, e uma extensão E-W (E2), durante o Holoceno, responsável pela segmentação e distribuição atual dos depósitos da Bacia do Macacu. Assim, com exceção da transcorrência sinistral E-W paleocênica (TS), os outros três eventos propostos por esse autor são correlacionáveis a eventos tectônicos do modelo evolutivo proposto por Riccomini (1989) para o segmento central do RCSB.

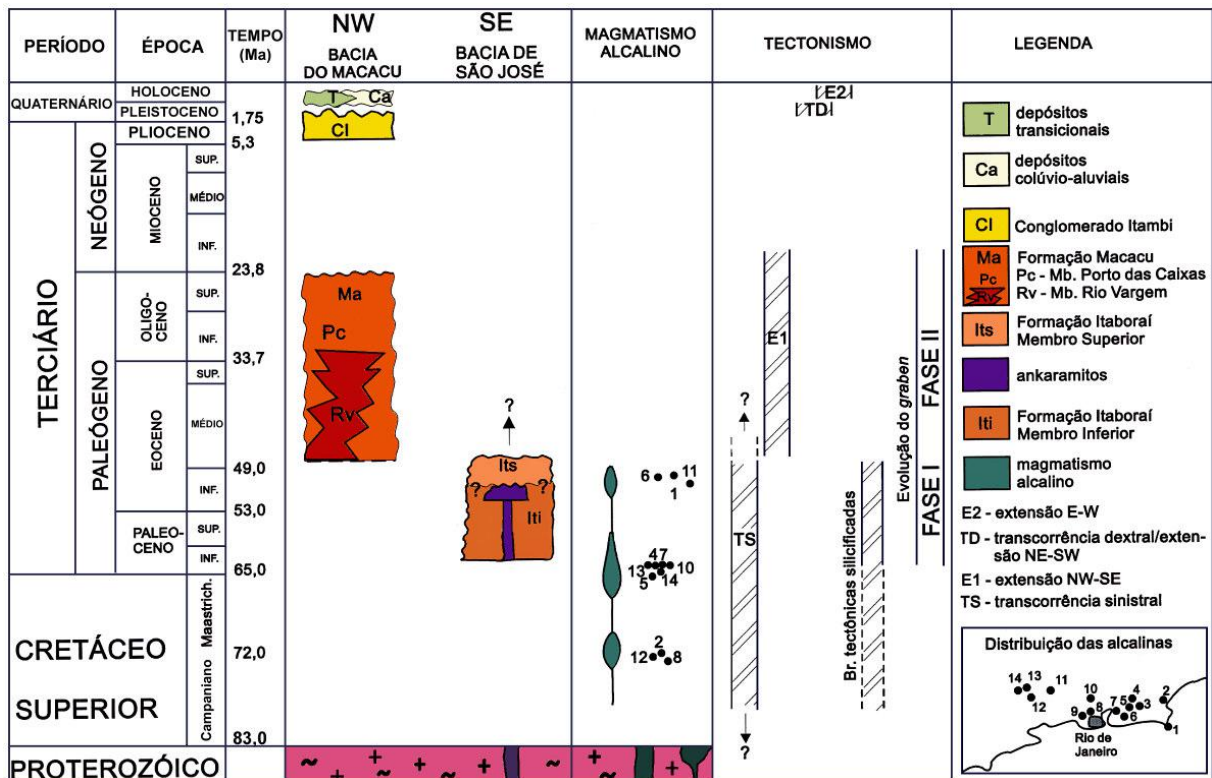


Figura 9 - Coluna cronoestratigráfica do Gráben da Guanabara, posicionando a sedimentação, o magmatismo alcalino e os eventos tectônicos (Ferrari, 2001).

Zalán & Oliveira (2005), através da análise estrutural dos grábens cenozoicos que ocorrem no sudeste do Brasil, propuseram uma interpretação de natureza puramente gravitacional para esse tectonismo. Para esses autores, o padrão de falhas retilíneas NE-SW, delimitadoras de grandes depressões tectônicas subparalelas à costa, aponta para um quadro de quebraimento e colapso gravitacional da Serra do Mar cretácica (entre 58-20 Ma, com clímax entre 48-40 Ma). Em relação à análise cinemática regional elaborada, coincide razoavelmente com o cenário paleotectônico proposto por Riccomini (1989).

Para eles, a alternância de serras e vales nessa região constituem uma sucessão de horstes e grábens escalonados, assimétricos, com bordas falhadas e flexurais, com zonas de acomodação e falhas de transferência segmentando-os em grábens menores. Juntamente com as intrusões alcalinas, esse padrão continuaria na plataforma continental da Bacia de Santos,

até sua linha de charneira. Nesse trabalho, foram definidos, também, quatro grandes *rifts* ou corredores de grábens: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo. Nesse contexto, o Gráben da Guanabara (Figura 10) estaria englobado no *Rift* Litorâneo, estendendo-se até a cidade de Paraty (RJ), como proposto por Zalán (2004), tornando-o muito maior do que o classicamente considerado.

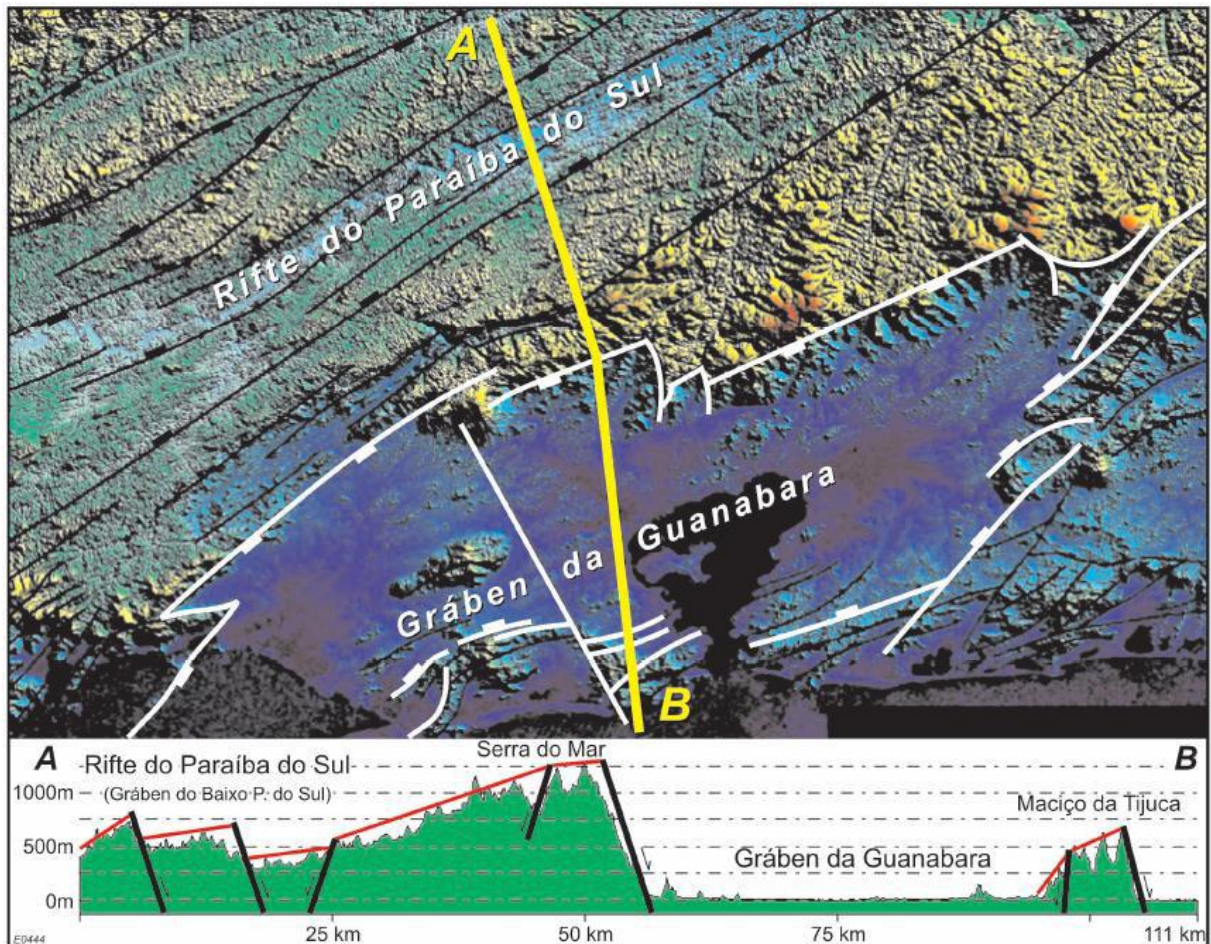


Figura 10 - Perfil morfoestrutural interpretado da porção oriental do Gráben da Guanabara, assimétrico, com a Serra do Mar como borda falhada e o Maciço da Tijuca como borda flexural (Zalán & Oliveira, 2005).

4 METODOLOGIA

A metodologia utilizada para o desenvolvimento do presente trabalho consiste basicamente nas análises faciológica e petrográfica dos depósitos da Formação Macacu (Membro Porto das Caixas), realizadas através de trabalhos de campo, análises em laboratório e atividades em gabinete, sintetizados no fluxograma da Figura 11.

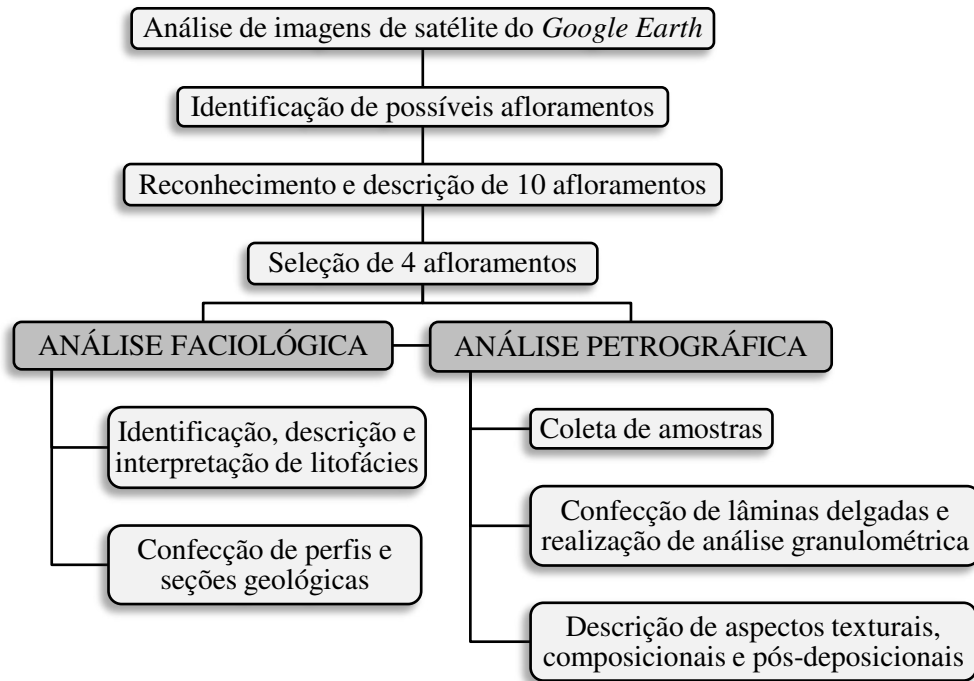


Figura 11 - Fluxograma sintetizando a metodologia utilizada no trabalho.

4.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA

Para a realização da análise faciológica, foram utilizadas, inicialmente, imagens de satélite do *Google Earth*, a fim de identificar possíveis áreas de exposição da Formação Macacu. Foram reconhecidos 10 (dez) afloramentos, onde se realizou a descrição litológica e a coleta de amostras das principais litologias identificadas. Posteriormente, foram selecionados 4 (quatro) desses afloramentos, distribuídos de maneira abrangente na bacia, de forma a representar da melhor maneira possível, a variação faciológica e os aspectos associados às modificações pós-deposicionais.

Nos afloramentos selecionados, foram descritas e, posteriormente, interpretadas as litofácies identificadas, sendo coletadas amostras dos intervalos areníticos mais relevantes e representativos para análise petrográfica. Foram confeccionados, também, perfis sedimentológicos na escala 1:20 e seções geológicas, com base na interpretação de fotomosaicos.

4.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A análise petrográfica foi realizada a partir de 8 (oito) amostras de arenitos, coletadas nos 4 (quatro) afloramentos selecionados. Para a confecção das lâminas delgadas, que ocorreu no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia/UFRJ, as amostras foram impregnadas com resina líquida, devido ao aspecto friável das mesmas, e com corante de coloração azul, para auxiliar na identificação dos espaços porosos.

A descrição das lâminas ocorreu com o uso de microscópio binocular de luz transmitida, da marca *Olympus* (modelo CX30), dotado de câmera fotográfica da mesma marca (modelo SC30), do Departamento de Geologia/UFRJ. Foram observados aspectos texturais (granulometria; seleção; arredondamento; circularidade; características da trama - tipo de contato entre os grãos, orientação dos clastos, grau de compactação; tipo de matriz; tipo de cimento e porosidade); aspectos composicionais (composição mineralógica dos grãos, da matriz e do cimento; presença de grãos alterados, dissolvidos ou substituídos); e aspectos pós-deposicionais (intensidade e disseminação da cimentação; grau de alteração dos grãos; modificações na porosidade e quantidade de matriz originais).

A identificação da granulometria nas lâminas foi efetuada através do retículo graduado do microscópio e do reconhecimento visual das dimensões dos grãos, baseando-se nos limites estabelecidos por Wentworth (1922): 4,00 – 2,00 mm (grânulo); 2,00 – 1,00 mm (areia muito grossa); 1,00 – 0,5 mm (areia grossa); 0,5 – 0,25 mm (areia média); 0,25 – 0,125 mm (areia fina); 0,125 – 0,062 mm (areia muito fina); e < 0,062 mm (lama).

A seleção, o arredondamento e a circularidade dos grãos do arcabouço foram estimados através da comparação com as tabelas de Compton (1962 *apud* Blatt, 1982) e Powers (1953 *apud* Blatt, 1982), respectivamente (Figuras 12 e 13).

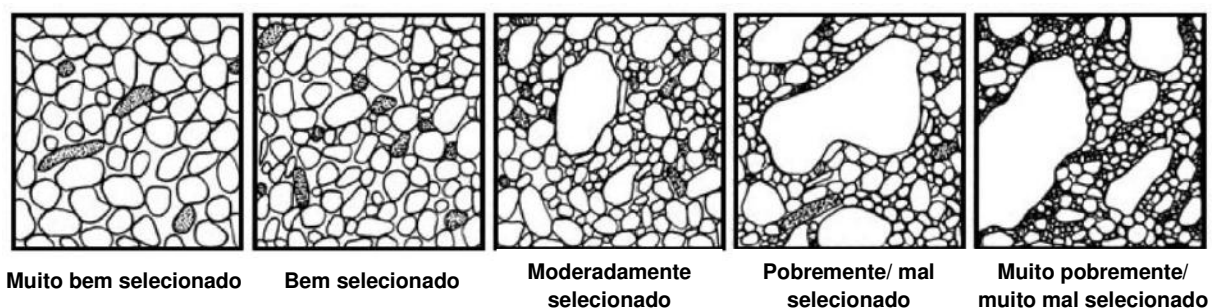


Figura 12 - Tabela de classificação da seleção granulométrica (traduzido de Blatt, 1982). Figura original: Compton (1962).

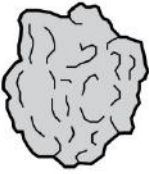
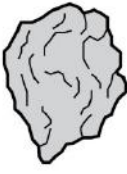


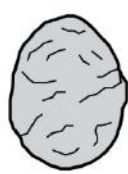

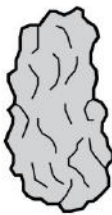





Alta circularidade						
Baixa circularidade						
	Bem anguloso	Anguloso	Subanguloso	Subarredondado	Arredondado	Bem arredondado

Figura 13 - Tabela de classificação da circularidade e do grau de arredondamento dos grãos (modificado de Blatt, 1982). Figura original: Powers (1953). Optou-se pelo uso do termo circularidade, substituindo esfericidade, visto que em lâminas só se observa duas dimensões dos grãos.

O tipo de contato entre os grãos foi classificado como flutuante, pontual, alongado, côncavo-convexo ou suturado (Figura 14), de acordo com Boggs (2009), sendo um bom indicador do grau de compactação da rocha.

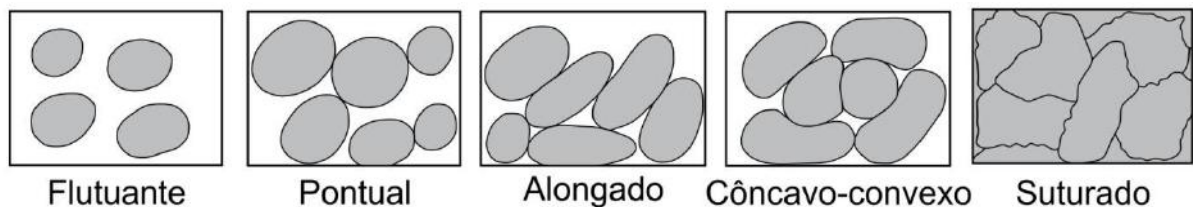


Figura 14 - Tipos de contatos entre os grãos (traduzido de Boggs, 2009).

A matriz foi classificada, com base em Dickinson (1970), em protomatriz (matriz primária deposicional), ortomatriz (produto da recristalização da protomatriz), epimatriz (resultante da alteração de grãos do arcabouço e posterior infiltração do material argiloso no espaço poroso) ou pseudomatriz (originada pelo esmagamento ou desagregação de grãos detríticos facilmente deformáveis).

A porosidade foi classificada, em termos de sua origem, como primária (deposicional) ou secundária (pós-deposicional). A porosidade primária identificada é do tipo intergranular (entre os grãos do arcabouço), enquanto a secundária foi classificada como: porosidade por dissolução (gerada pela dissolução do cimento ou de grãos instáveis do arcabouço, como feldspatos, minerais micáceos e fragmentos líticos) ou porosidade por encolhimento (gerada pela expansão e contração do cimento ou da matriz argilosa) – Boggs (2009).

A composição mineralógica foi identificada através da observação de um conjunto de características específicas que cada mineral apresenta quando observado em microscópio de luz transmitida, como: cor, pleocroísmo, relevo, hábito, clivagem, cor de interferência, geminação e ângulo de extinção.

A quantificação dos elementos presentes nas lâminas baseou-se na técnica de contagem de pontos (300 pontos), a partir da metodologia de Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1984), onde foram distinguidos os componentes minerais (quartzo, feldspato, muscovita, biotita, fragmentos líticos, entre outros) e seus subtipos (quartzo policristalino, quartzo monocristalino ondulante e quartzo monocristalino não ondulante), quando possível; além da matriz, do cimento e da porosidade. Para plotagem no diagrama ternário de classificação de arenitos (Folk, 1980), os valores foram recalculados para porcentagens de quartzo, feldspato e fragmentos líticos. O mesmo recálculo também foi feito para porcentagens dos subtipos de quartzo, para plotagem no diagrama ternário de proveniência (Basu *et al.*, 1975).

De acordo com Shanmugam (1984), as técnicas convencionais de contagem de pontos são precisas apenas para arenitos em que os grãos do arcabouço não estão alterados e dissolvidos. Em arenitos com parte significativa dos grãos totalmente dissolvidos, é difícil estabelecer a composição primária da rocha, levando a determinação da composição pós-deposicional. Segundo Folk (1974), a composição original dos arenitos é dada, basicamente, por quartzo, feldspato e fragmentos líticos, que são usados para classificá-los. Não menos importantes, os aspectos associados às modificações pós-deposicionais podem levar a diversas inferências sobre a história diagenética de formação da rocha. Esse caso ocorre com as amostras estudadas neste trabalho, que tiveram sua composição atribuída aos eventos pós-deposicionais.

4.2.1 Análise granulométrica

A análise granulométrica foi realizada com o intuito de auxiliar a análise petrográfica, principalmente, e faciológica, além de contribuir para uma melhor caracterização dos depósitos. Foram utilizadas 17 (dezessete) amostras de arenitos e 13 (treze) amostras de pelitos, coletadas nos 10 (dez) afloramentos primeiramente identificados na bacia, de forma a representar a variedade dos depósitos. Os ensaios foram realizados no Laboratório de Sedimentologia Analítica do Departamento de Geologia/UFRJ, segundo técnica descrita por Folk (1974), envolvendo etapas de quarteamento, peneiramento e pipetagem.

Inicialmente, as amostras foram desagregadas, utilizando um cilindro de madeira, e quarteadas, até que se obtivesse uma fração com massa aproximada de 30g. As massas iniciais foram anotadas, e as frações arenosas e rudáceas foram separadas das frações mais finas (silte e argila) por via úmida, com água destilada, utilizando uma peneira com abertura de 0,062 mm apoiada em um funil, montados sobre uma proveta graduada de 1 litro.

O material arenoso e rudáceo foi, então, levado à estufa, a uma temperatura de 100°C, até que ficasse totalmente seco. Em seguida, foi submetido à etapa de peneiramento, utilizando um agitador mecânico e um conjunto de peneiras com os seguintes limites das malhas: 4,00 mm, 2,00 mm, 1,00 mm, 0,50 mm, 0,25 mm, 0,125 mm e 0,062 mm, conforme os limites granulométricos estabelecidos por Wentworth (1922). Após a agitação do conjunto de peneiras, durante 15 minutos, pesou-se o material que ficou retido em cada uma delas.

Já as frações finas (< 0,062 mm), reservadas na proveta, foram separadas através do método da pipetagem. Adicionou-se, primeiramente, uma solução de 20 ml de substância defloculante (hexametáfosfato de sódio e carbonato de sódio), deixando reagir por alguns minutos. Em seguida, a proveta foi completada com água destilada, até que tivesse volume de 1 litro. A mistura de água destilada com os sedimentos finos foi, então, agitada, e a pipetagem foi realizada, em 6 coletas de 20 ml cada, obedecendo aos intervalos sugeridos por tabela própria. O material coletado foi despejado em *beckers*, anteriormente pesados. O conjunto dos *beckers* de todas as amostras foi, então, levado à estufa, até a completa evaporação da água, quando puderam ser pesados novamente. Assim, o peso das frações finas de cada amostra foi calculado através de tabela própria, com base nos pesos dos recipientes cheios e vazios.

Com o resultado dessas análises, foram realizados cálculos para gerar histogramas em porcentagem de peso por classe granulométrica, facilitando a observação da distribuição da granulometria das amostras. Além disso, plotou-se os valores obtidos, para cada amostra, nos diagramas ternários de classificação granulométrica de Shepard (1954) e Folk (1954, 1974).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 FÁCIES SEDIMENTARES

A análise dos depósitos estudados da Formação Macacu (Membro Porto das Caixas) permitiu a identificação de 2 (duas) fácies conglomeráticas, 2 (duas) fácies areníticas e 2 (duas) fácies pelíticas. Essas litofácies foram descritas, interpretadas e relacionadas com as litofácies identificadas por Ferrari (2001) e Costa (2005) na mesma bacia (Tabela 1).

Tabela 1 - Fácies sedimentares identificadas, incluindo código, diagnose, interpretação e sinonímia (com Ferrari, 2001 e Costa, 2005). Os códigos entre parênteses referem-se às litofácies equivalentes de Miall (1996).

CÓDIGO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO	Ferrari (2001)	Costa (2005)
Cch (Gh)	Conglomerado sustentado pelos clastos, com estratificação horizontal e imbricação	Migração por fluxos trativos não confinados (fluxos em lençol), sob regime de fluxo superior	Cmp	Cmp
Bi	Brecha intraformacional	Erosão de substrato pelítico em regime de fluxo superior, solapamento de canal	*	Bi
Aca (St)	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Migração de megamarcas onduladas de crista sinuosa em regime de fluxo inferior	Aca	Aca
Am	Arenito maciço, com matriz lamosa	Deposição por fluxos trativos e obliteração de estruturas pretéritas por modificações pós-deposicionais	Am	Am
Pl (Fl)	Pelito laminado, com bioturbação	Decantação de sedimentos finos em áreas de baixa energia e atuação de organismos	Llm	Llm
Pm (Fm)	Pelito maciço, com bioturbação	Decantação de sedimentos finos em áreas de baixa energia com intensa atuação de organismos	Llm	Llm

* na descrição da fácies Aca, Ferrari (2001) relata concentrações de intraclastos pelíticos na porção basal.

• Fácies Cch

Esta litofácies é composta por conglomerados finos a grossos (grânulos, seixos e calhaus com até 10 cm de diâmetro), sustentados pelos clastos, de coloração cinza a alaranjada, moderadamente selecionados, constituídos por clastos subangulosos a arredondados de quartzo, dispostos em camadas lenticulares delgadas a médias (entre 10 e 40 cm de espessura). Apresentam matriz de arenito médio a muito grosso, quartzoso a feldspático (feldspatos alterados), onde podem ser encontrados, também, intraclastos pelíticos de até 5 cm de diâmetro. Esses conglomerados apresentam estratificação horizontal mal definida e discreta imbricação. Em camadas mais espessas (entre 25 e 40 cm), os sedimentos mostram, ainda, uma progressiva diminuição de tamanho para o topo, gerando uma granodecrescência ascendente (Figura 15).

O arredondamento e seleção do arcabouço, a presença de matriz arenítica, os contatos erosivos e a imbricação dos clastos indicam uma origem por fluxos trativos subaquosos unidirecionais para essa litofácies, associada à migração por fluxos em lençol sob regime de fluxo superior. A granodecrescência ascendente estaria relacionada à episódios de alta descarga de água e sedimentos seguidos por períodos de estiagem.

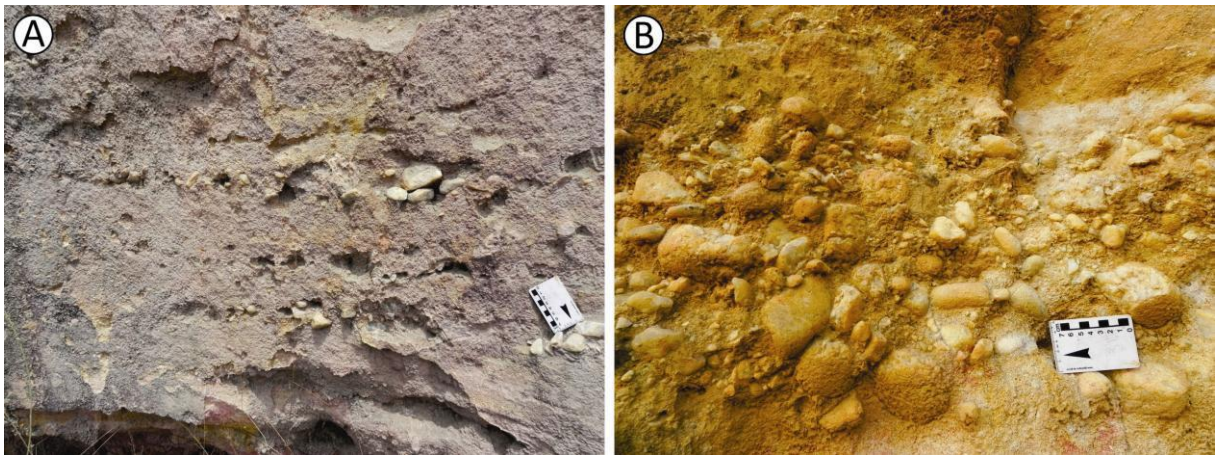


Figura 15 - A) Conglomerados da fácies Cch intercalados com arenitos da fácies Aca (Ponto 4 - Seção Rio Brita). B) Conglomerado da fácies Cch (Ponto 5 - Seção Itambi).

• Fácies Bi

A litofácies Bi é composta predominantemente por intraclastos pelíticos de tamanho grânulo a calhau (de 1 a 20 cm no eixo maior), mal selecionados, de coloração roxa a avermelhada. Essa litofácies apresenta matriz de arenito médio a grosso, quartzoso a feldspático (feldspatos alterados), e encontra-se disposta em camadas lenticulares com até 40

cm de espessura. As camadas apresentam contatos ondulados, na base, erodindo os depósitos subjacentes. No topo, geralmente estão associadas à litofácies Aca, podendo ser um contato gradacional ou novamente uma superfície erosiva (Figura 16).

O arcabouço composto essencialmente por partículas pelíticas, associado às camadas lenticulares de natureza erosiva, permite a interpretação dessa litofácies como o resultado da erosão de substrato pelítico, onde a velocidade do fluxo subaquoso foi rápida o suficiente para quebrar a coesividade do material (regime de fluxo superior). Também pode ser formada pelo solapamento das margens de canais e posterior retrabalhamento do material erodido.

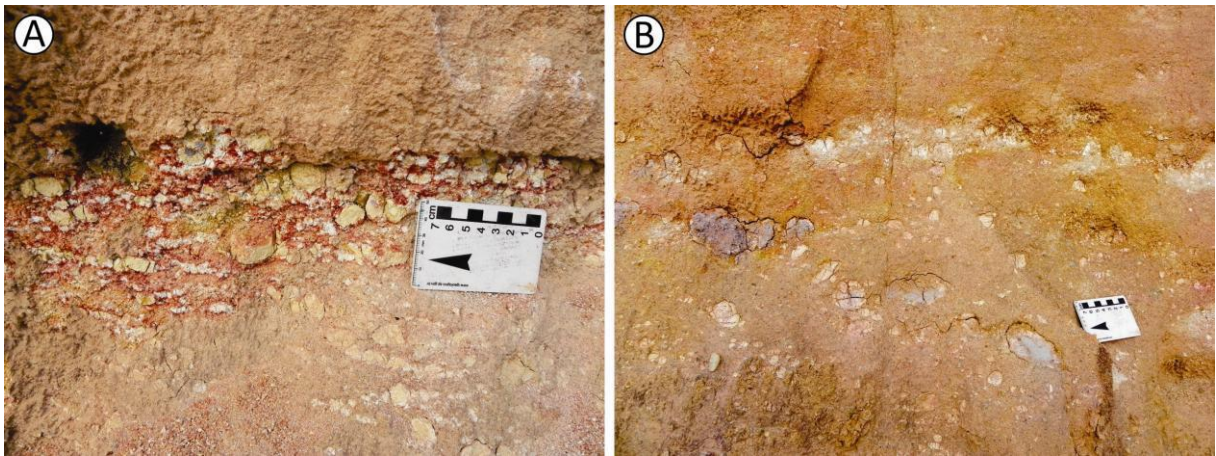


Figura 16 - A) Brecha intraformacional da fácies Bi sendo erodida por arenitos da fácies Aca (Ponto 5 - Seção Itambi). B) Brecha intraformacional da fácies Bi (Ponto 5 - Seção Itambi).

• Fácies Aca

A litofácies Aca é a mais comum identificada nos depósitos estudados. São arenitos médios a muito grossos, com grânulos dispersos, moderadamente a mal selecionados, com grãos subangulosos a subarredondados de quartzo e feldspato alterado, localmente micáceos (muscovita). Sua coloração varia de branca a alaranjada, de acordo com a intensidade da ferruginização. Apresentam abundante matriz argilosa (20-30%), atribuída à alteração dos feldspatos. São comuns intraclastos pelíticos milimétricos a centimétricos (até 20 cm), dispersos nas camadas ou concentrados na base, junto a contatos erosivos. Nesses contatos aparecem também seixos finos a calhaus de quartzo, de até 10 cm de diâmetro. Esses arenitos encontram-se dispostos em camadas lenticulares a lenticulares extensas, aparentemente tabulares, com aproximadamente 20 a 50 cm de espessura. As estratificações cruzadas apresentam porte pequeno a médio, e podem ter planos bem ou mal definidos, sendo neste último caso facilmente confundíveis com camadas maciças (fácies Am) – Figura 17 A, B e C.

As estruturas cruzadas acanaladas evidenciam a origem por fluxos trativos unidirecionais, em meio subaquoso, para essa litofácies, relacionadas à migração de megamarcas onduladas de crista sinuosa em regime de fluxo inferior.

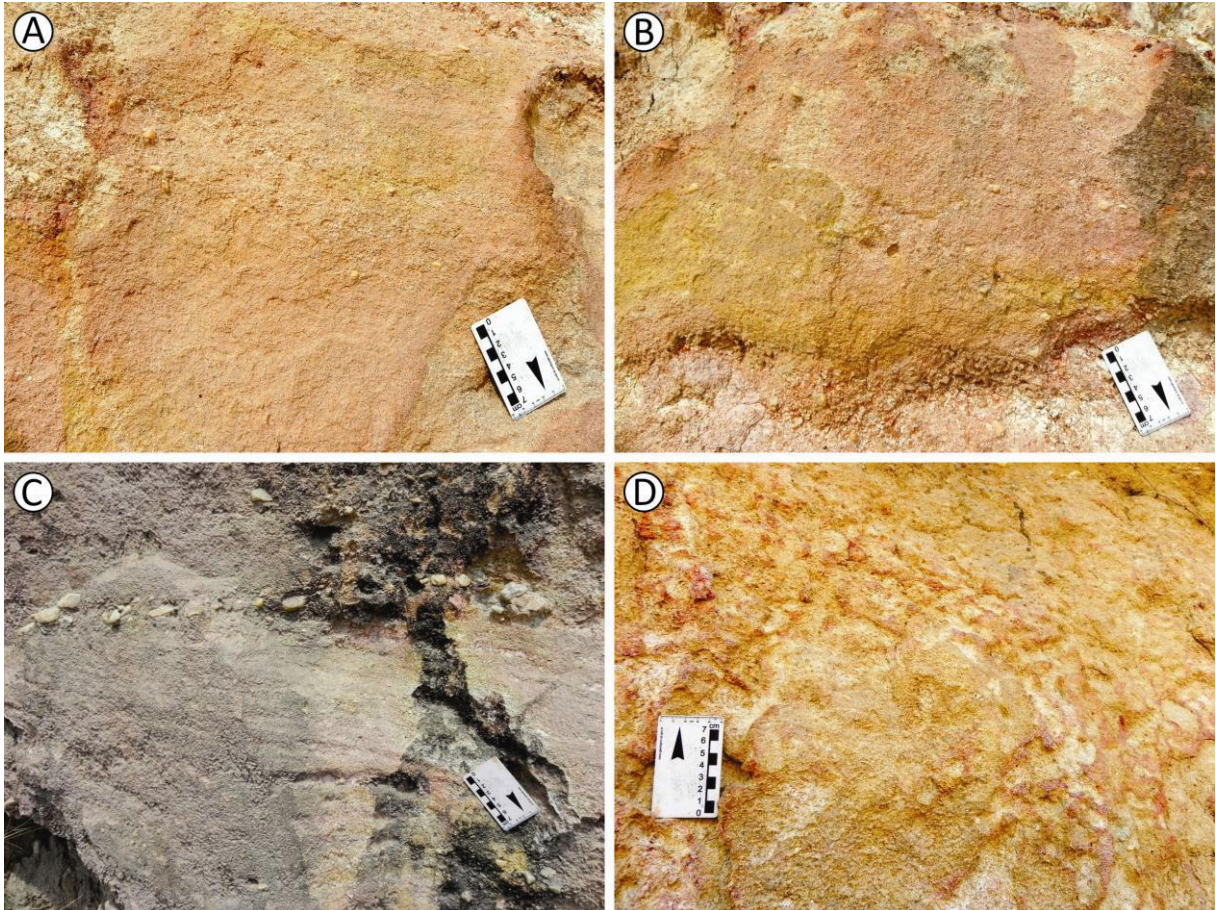


Figura 17 - A) Arenito ferruginizado da fácies Aca (Ponto 2 - Seção Bairro Calundu). B) Arenito da fácies Aca em contato erosivo com pelito da fácies Pl (Ponto 2 - Seção Bairro Calundu). C) Arenitos da fácies Aca, com nível conglomerático limitando camadas (Ponto 4 - Seção Rio Brita). D) Arenito ferruginizado da fácies Am (Ponto 7 - Seção Barreiro Serfil).

• Fácies Am

A litofácies Am é composta por arenitos médios a muito grossos, com grânulos dispersos, moderadamente a mal selecionados, com grãos angulosos a subarredondados de quartzo e feldspato alterado, localmente micáceos. A coloração varia entre tons esbranquiçados, alaranjados e avermelhados e, assim como a fácies Aca, apresenta abundante matriz argilosa (20-30%), atribuída à alteração dos feldspatos. Ocorre como camadas tabulares de espessura decimétrica (entre 30 e 40 cm), com aspecto maciço, geralmente próximas ao topo das seções (Figura 17 D).

Essa litofácies é relacionada à deposição por fluxos trativos, com posterior modificação pós-deposicional. A proximidade com a cobertura sedimentar quaternária, no

topo das seções, faz com que os depósitos associados a essa litofácies estejam expostos a processos pedogenéticos atuais que contribuem para obliterar as estruturas primárias. Esses processos podem ter contribuído, também, na elevada quantidade de matriz argilosa.

• Fácies Pl

Esta litofácies é composta por pelitos arenosos (25-40% de areia muito fina a média), predominantemente, e pelitos argilosos, de coloração arroxeadada a avermelhada. Ocorrem em camadas lenticulares e lenticulares estendidas (na escala de afloramento), com espessuras decimétricas (entre 10 e 30 cm), apresentando contatos basais planos e topos ondulados (estes representam contatos erosivos com camadas de arenitos e conglomerados). Esses pelitos apresentam laminação, muitas vezes mal definida, além de indícios de bioturbação (tubos cilíndricos preenchidos) – Figura 18 A.

A estrutura laminada e a geometria das camadas permitem a interpretação dessa litofácies como depositada pela decantação de sedimentos finos em áreas de baixa energia. A atuação de organismos pode ter contribuído no aumento da quantidade de areia e na perda de uma estrutura laminada mais evidente, fazendo com que adquiram um aspecto de camadas maciças, confundíveis com a fácies Pm.

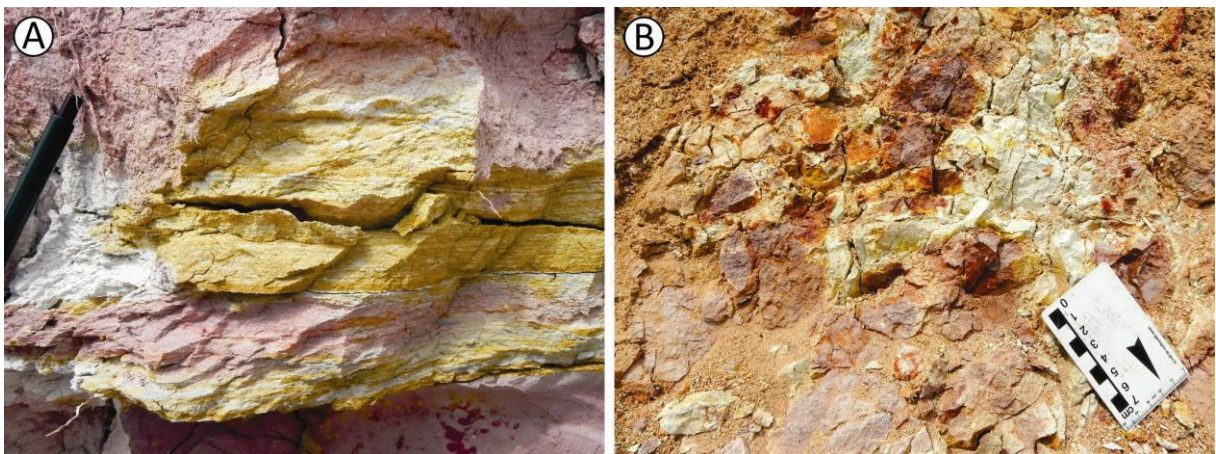


Figura 18 - A) Pelito laminado da fácies Pl (Ponto 5 - Seção Itambi). B) Pelito intensamente mosqueado da fácies Pm (Ponto 2 - Seção Bairro Calundu).

• Fácies Pm

A litofácies Pm é constituída por pelitos arenosos (25-30% de areia muito fina a muito grossa), de coloração branca a avermelhada, intensamente mosqueada, e raramente arroxeadada, quando menos alterada. Assim como a fácies Pl, ocorre em camadas lenticulares com espessuras decimétricas (entre 20 e 50 cm), com contatos basais planos e topos ondulados

(contatos erosivos com camadas de arenitos e conglomerados). Essas camadas apresentam aspecto maciço e friável, estando intensamente ferruginizadas e bioturbadas (Figura 18 B).

Apesar do aspecto maciço, essa litofácies foi interpretada como associada à decantação de sedimentos finos em áreas de baixa energia, onde a ação conjunta entre a ferruginização e processos paleopedogenéticos, relacionados ao retrabalhamento por organismos e à colonização por vegetação, obliteraram completamente as características originais dessas camadas.

5.2 MODELO DEPOSICIONAL

As litofácies descritas ocorrem em um padrão de intercalação de camadas lenticulares a lenticulares extensas de arenitos e conglomerados (fácies Aca, Am, Cch e Bi) e, em menor proporção, camadas lenticulares de pelitos (fácies Pl e Pm) - Figuras 19 a 22. As camadas areníticas e conglomeráticas apresentam, no geral, contato basal erosivo, o que é evidenciado por sua forma ondulada.

Localmente, os depósitos são identificados em discordância erosiva sobre o embasamento, como mostra a seção geológica e o perfil sedimentológico confeccionados no Ponto 2 (Seção Bairro Calundu) – Figura 19.

Para esses depósitos, é interpretado um modelo deposicional de canais fluviais entrelaçados, arenosos a conglomeráticos, em que os arenitos e conglomerados representam a sedimentação nos canais e os pelitos estão associados à sedimentação em planícies de inundação muito restritas e com baixa preservação. Esse ambiente assemelha-se ao modelo de sedimentação em canais entrelaçados cascalhosos e profundos (*deep, gravel-bed braided river* – Figura 23) de Miall (1996), sendo mais arenoso do que o descrito por esse autor. Este fato pode ser explicado pela pouca disponibilidade de material conglomerático na área fonte.

Os depósitos estudados estão inseridos na Associação de Fácies C proposta por Ferrari (2001) – fluvial entrelaçado com afogamentos episódicos. Foi identificada uma variação em termos da abundância relativa de camadas areníticas e conglomeráticas (Ponto 4 – Seção Rio Brita) ou a maior ocorrência de níveis pelíticos (Ponto 7 – Seção Barreiro Serfil), sugerindo maior e menor proximidade das bordas da bacia. Esta variação pode ser relacionada, respectivamente, às associações de fácies II (rios entrelaçados influenciados por fluxos de detritos) e III (rios entrelaçados com afogamentos esporádicos) descritas por Costa (2005).

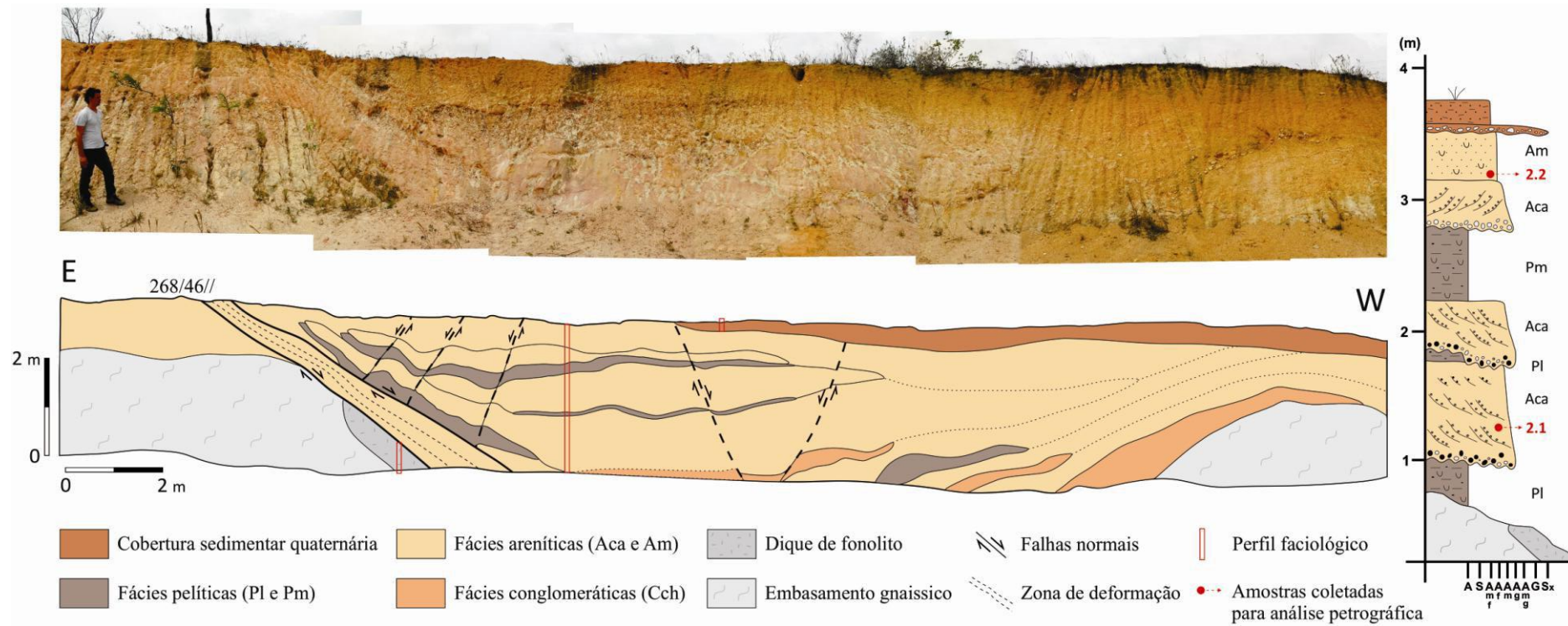


Figura 19 - Fotomosaico, seção geológica e perfil sedimentológico confeccionados no Ponto 2 (Seção Bairro Calundu).

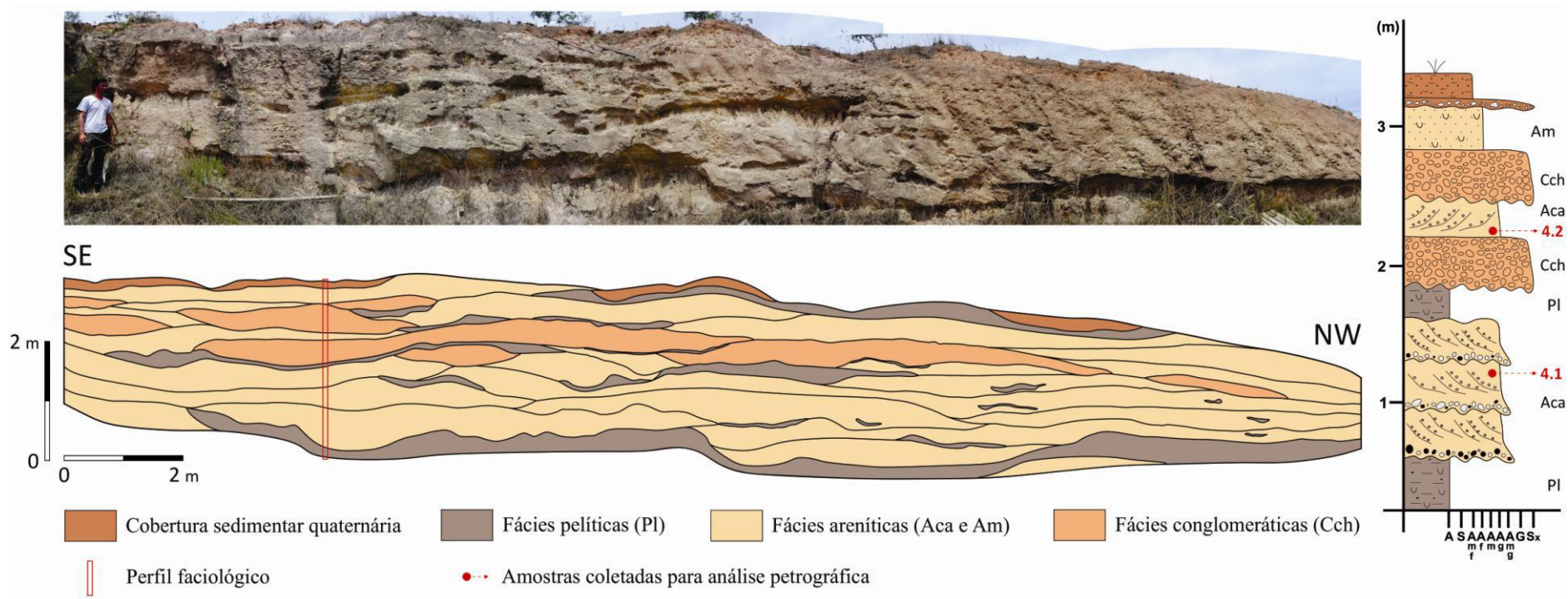


Figura 20 - Fotomosaico, seção geológica e perfil sedimentológico confeccionados no Ponto 4 (Seção Rio Brita).

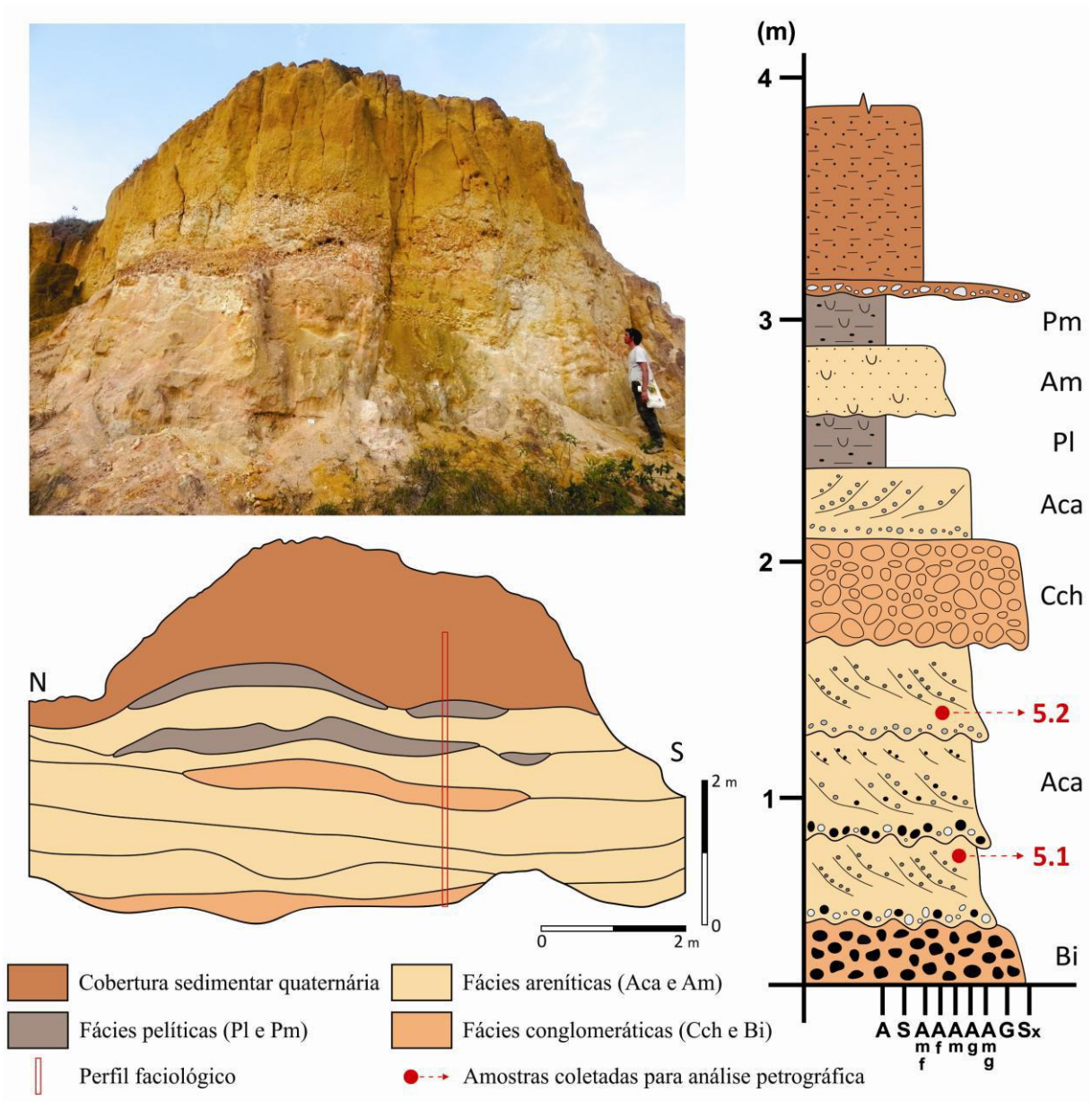


Figura 21 - Fotomosaico, seção geológica e perfil sedimentológico confeccionados no Ponto 5 (Seção Itambi).

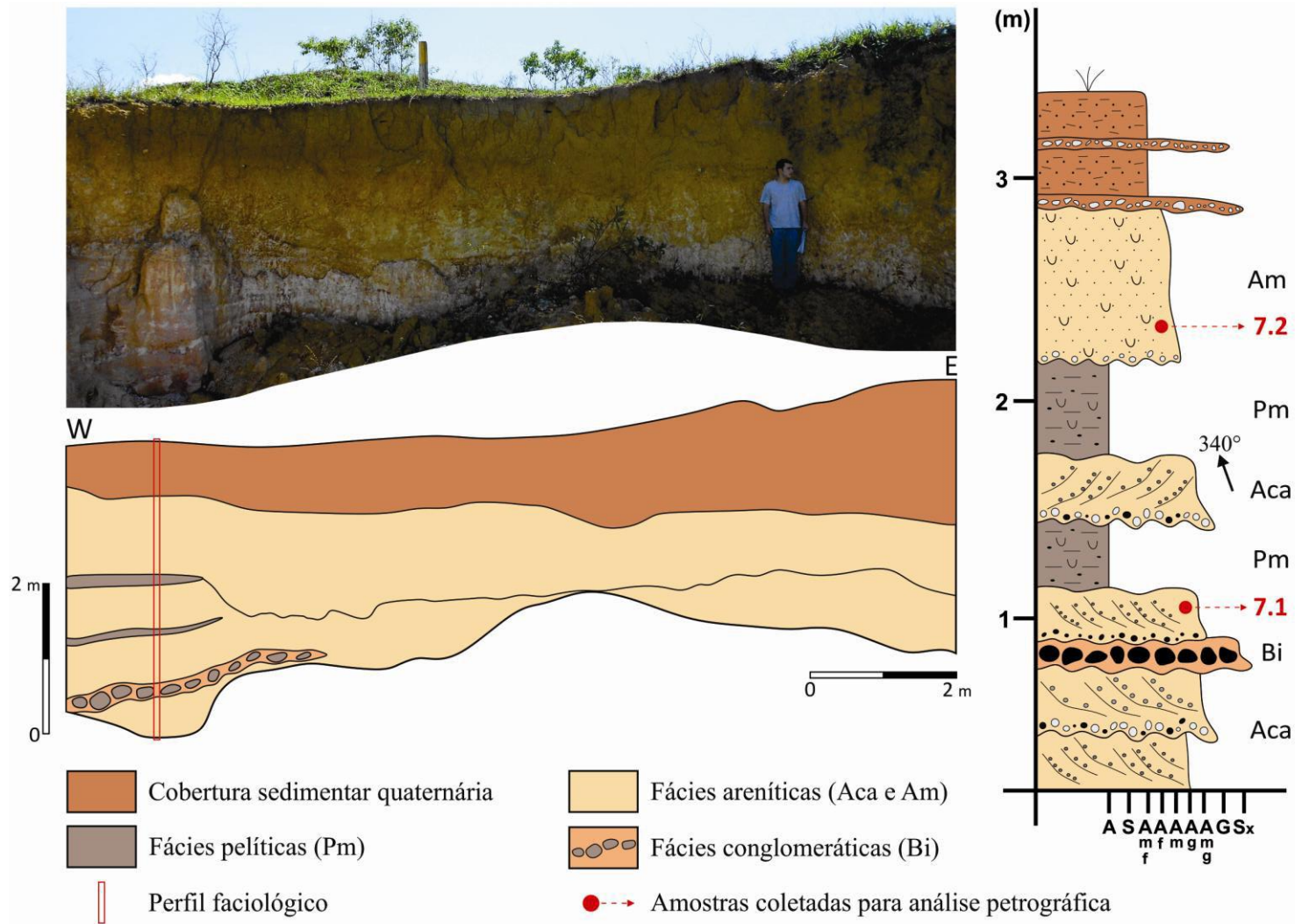


Figura 22 - Fotomosaico, seção geológica e perfil sedimentológico confeccionados no Ponto 7 (Seção Barreiro Serfil).

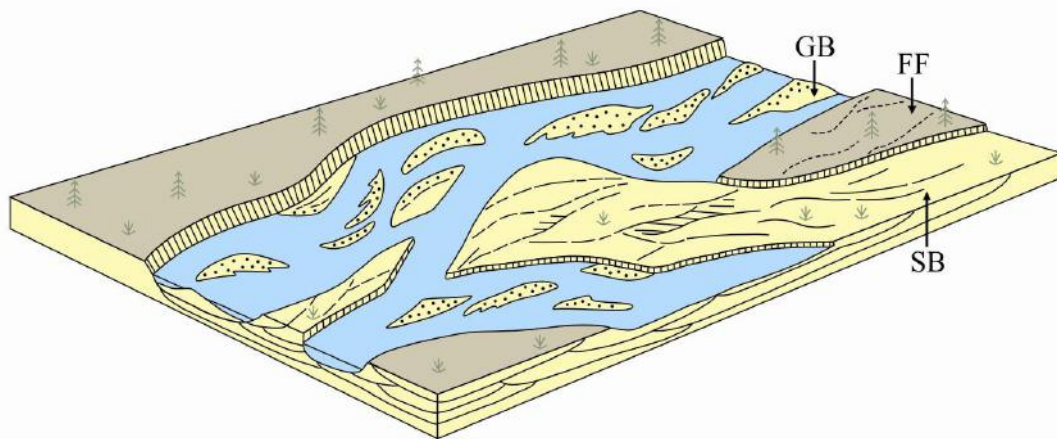


Figura 23 - Modelo de rio entrelaçado cascalhoso e profundo de Miall (1996). GB (*gravel bars and bedforms*) – depósitos cascalhosos; SB (*sandy bedforms*) – depósitos arenosos; FF (*floodplain fines*) – finos da planície de inundação.

5.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA

5.3.1 Aspectos texturais

Através da análise das lâminas delgadas, confeccionadas a partir de amostras de arenitos das fácies Aca e Am, identificou-se que correspondem a arenitos médios a grossos, moderadamente a mal selecionados, localmente contendo grânulos (Fotomicrografia 1, Prancha A). As amostras coletadas na Seção Barreiro Serfil (Ponto 7) foram classificadas como arenitos médios a muito grossos, moderadamente a bem selecionados.

Com o auxílio da análise granulométrica, foi possível um detalhamento ainda maior, o que pode ser observado através dos histogramas da Figura 24, que mostram a distribuição típica das diferentes classes granulométricas nas amostras das fácies Aca e Am, notando-se uma distribuição normal das frações arenosas. Há um percentual relativamente elevado das frações lamosas, em especial nas amostras da fácies Am, refletindo os processos de alteração pós-deposicionais, já mencionados na análise das fácies sedimentares.

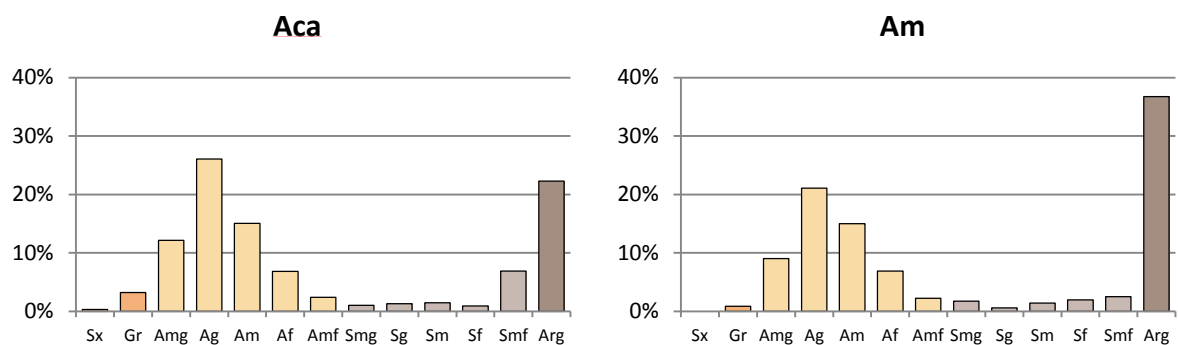


Figura 24 - Histogramas de frequência em porcentagem de peso, obtidos através da análise granulométrica, correspondentes à distribuição típica das classes granulométricas nas amostras das fácies Aca e Am.

Os resultados obtidos através da análise granulométrica foram utilizados, também, para plotagem nos diagramas ternários de classificação de arenitos de Shepard (1954) e Folk (1954, 1974) – Figura 25. Nesses diagramas, tanto os arenitos da fácies Aca quanto os da fácies Am foram classificados de maneira semelhante: arenitos argilosos no de Shepard (1954), e arenitos lamosos cascalhosos ou ligeiramente cascalhosos no de Folk (1954, 1974).

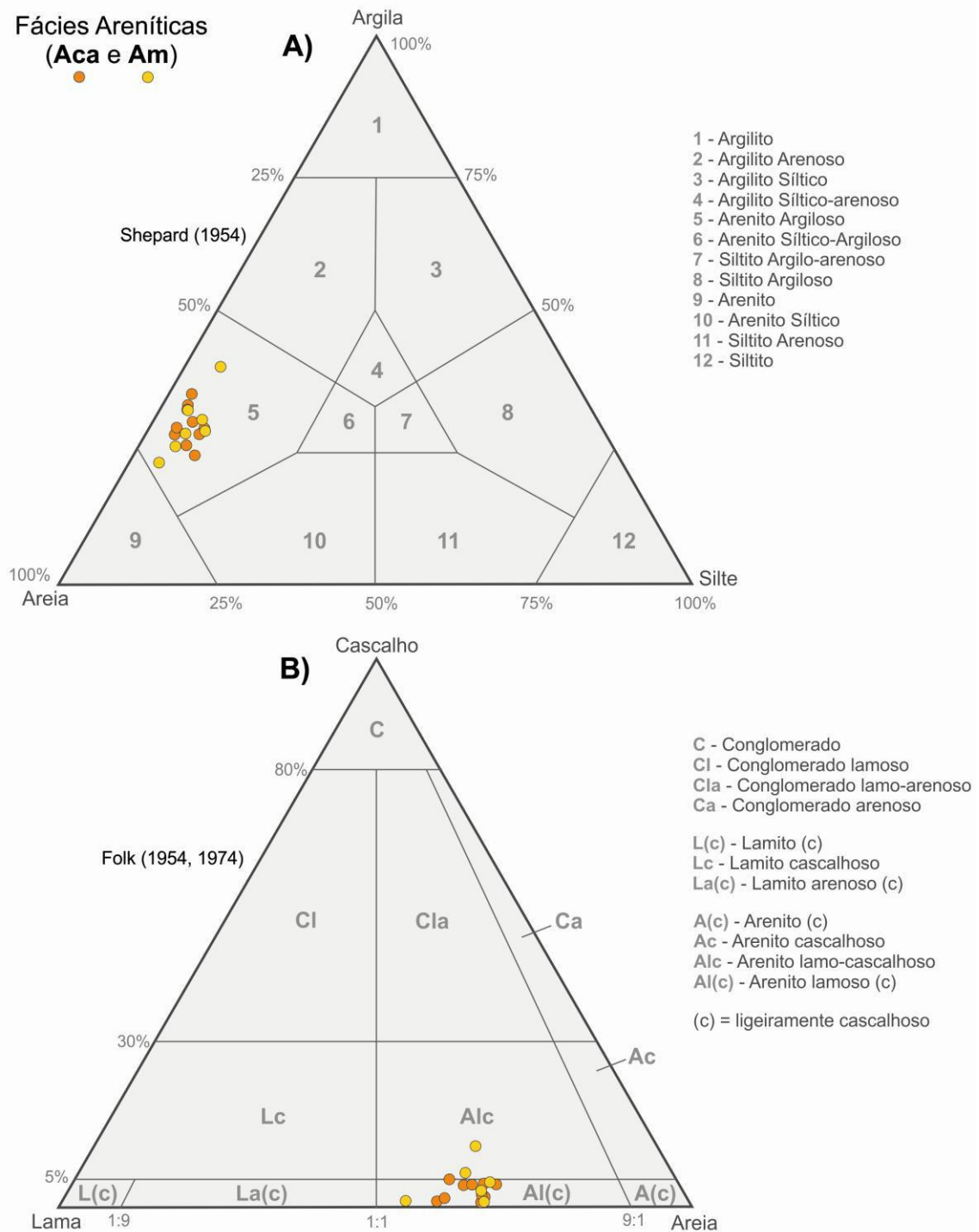


Figura 25 - Distribuição das amostras nos diagramas ternários de classificação de arenitos conforme: A) Shepard (1954); e B) Folk (1954, 1974).

Em algumas lâminas da fácies Aca, foi possível identificar uma laminação, incipiente (amostras 4.2 e 7.2) ou facilmente observável (amostra 7.1), marcada pela orientação dos grãos e por diferenças granulométricas (Fotomicrografia 2, Prancha A).

Em relação ao arredondamento dos grãos, são, no geral, subarredondados a angulosos; já a circularidade é predominantemente alta, principalmente nos grãos de quartzo, com alguns grãos de circularidade baixa, geralmente minerais micáceos (Fotomicrografias 3 e 4, Prancha A). A tendência para grãos mais angulosos sugere um transporte relativamente curto.

Os contatos entre os grãos são pontuais, sem indícios de esmagamento, indicando uma baixa compactação desses depósitos. Também são comuns “contatos” flutuantes, onde os grãos não apresentam mais contatos entre si devido à alteração e dissolução, principalmente daqueles com composição feldspática, micácea e lítica (Fotomicrografias 3 e 4, Prancha A).

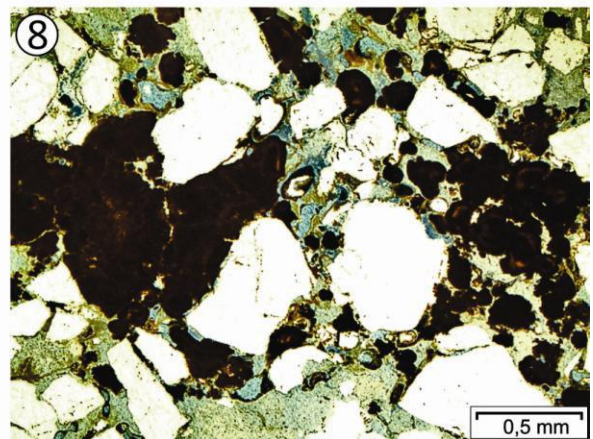
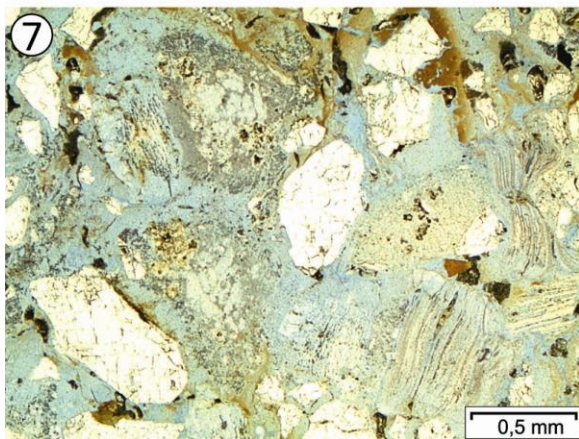
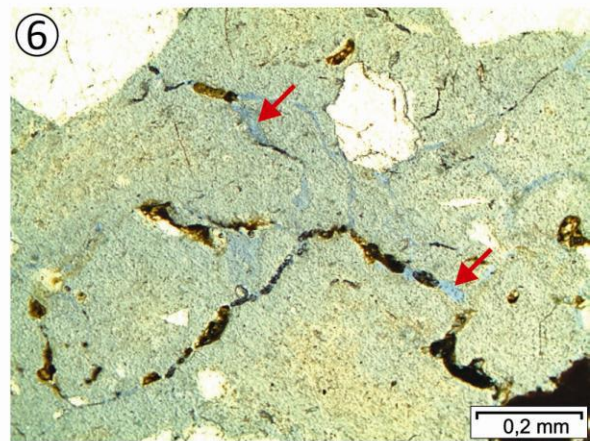
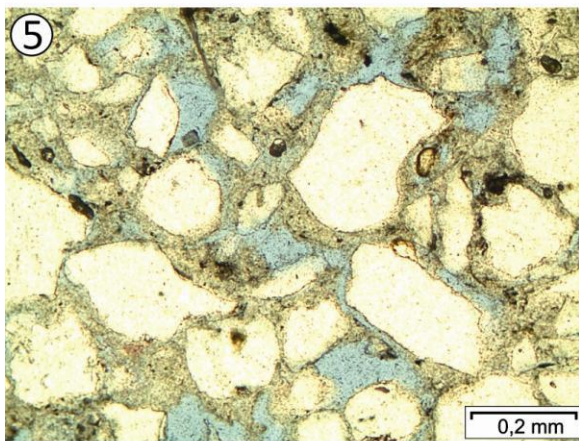
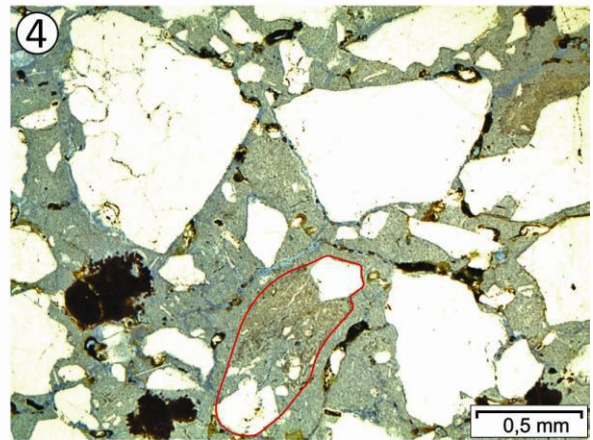
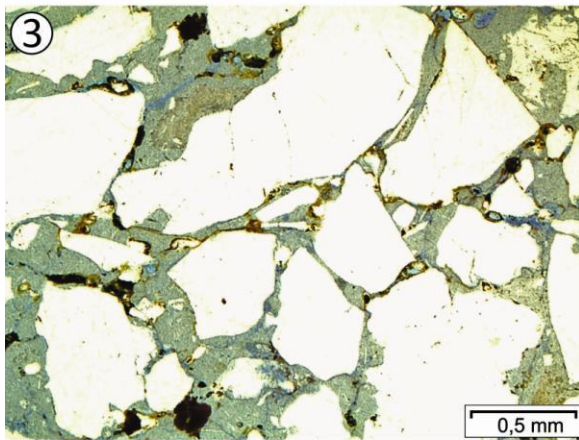
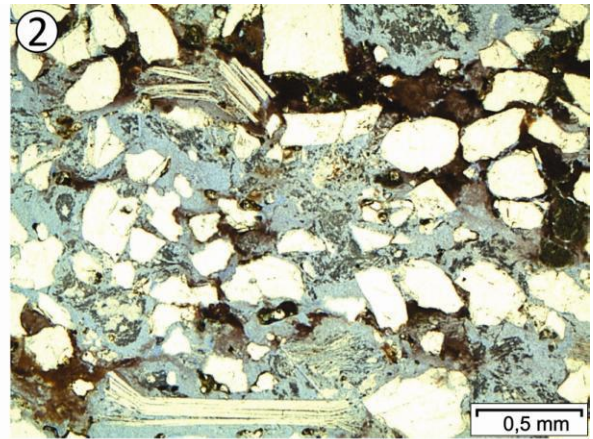
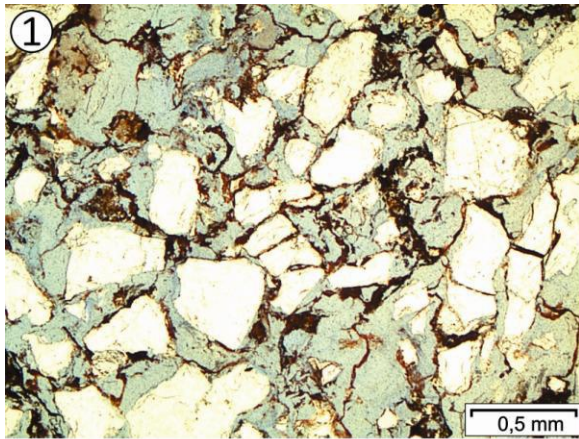
A matriz presente nessas amostras é predominantemente do tipo epimatriz, de origem secundária, formada pela alteração dos feldspatos e minerais micáceos em argilominerais (caulinita), e posterior infiltração desse material nos poros da rocha (Fotomicrografia 5, Prancha A). Podem existir resquícios de uma protomatriz, de origem primária, principalmente nos arenitos da fácies Am, porém de difícil reconhecimento através da análise petrográfica. Parte dessa matriz pode ser interpretada, ainda, como do tipo pseudomatriz, formada pela desagregação de intraclastos argilosos, também de difícil reconhecimento e quantificação. Nas amostras analisadas, a matriz constitui entre 16 e 29,3% da composição da rocha, com exceção da amostra 7.2, na qual representa 35,8% de sua composição. Considerando arenitos de origem predominantemente trativa, esses valores são considerados altos para serem de origem primária, indicando sua origem pós-deposicional.

A porosidade é predominantemente de origem secundária, gerada tanto pela dissolução dos grãos instáveis do arcabouço (feldspatos, micas e fragmentos líticos), quanto pelo processo de expansão e contração da matriz argilosa (Fotomicrografia 6, Prancha A). Ainda assim, é possível identificar pequenos indícios da porosidade primária intergranular (Fotomicrografia 5, Prancha A). A porosidade observada nas amostras analisadas varia de 3,8 a 7,5%, com exceção da amostra 5.1, que apresenta 18,7% de porosidade.

Como já citado, as amostras apresentam um avançado grau de alteração, evidenciado pela dissolução e transformação dos grãos em argilominerais (caulinita), principalmente os de composição feldspática, micácea e lítica (Fotomicrografia 7, Prancha A).

A cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro é outra característica marcante das amostras analisadas. Essa cimentação ocorre de diferentes maneiras, podendo estar localizada preferencialmente nos contatos das laminações da fácies Aca, em forma de nódulos e microagregados dispersos, preenchendo o espaço entre os grãos ou o espaço gerado pela contração da matriz argilosa, ou ainda cimentando e pigmentando a matriz e os próprios grãos feldspáticos e líticos alterados (Fotomicrografia 8, Prancha A). Nas amostras analisadas, o cimento compõe entre 10 e 23,8% da composição da rocha, exceto na amostra 7.2, na qual representa apenas 3,3%.

Prancha A



Prancha A

Fotomicrografia 1 - Amostra 2.1, Seção Bairro Calundu (Ponto 2). Arenito médio a grosso, moderadamente a mal selecionado, com matriz argilosa e cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.

Fotomicrografia 2 - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Arenito apresentando laminação, marcada pela orientação dos minerais, principalmente os de forma alongada, e pela cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.

Fotomicrografia 3 - Amostra 7.2, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Grãos de quartzo angulosos, com circularidade moderada a alta, e contatos pontuais. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.

Fotomicrografia 4 - Amostra 7.2, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Grãos de quartzo angulosos, com circularidade moderada a alta, apresentando contatos pontuais e “contatos” flutuantes, devido à alteração de um litoclasto, destacado em vermelho. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.

Fotomicrografia 5 - Amostra 4.1, Seção Rio Brita (Ponto 4). Epimatriz infiltrada, contornando os grãos de quartzo e preenchendo parte da porosidade primária. Nicóis paralelos, objetiva de 10x.

Fotomicrografia 6 - Amostra 7.2, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Porosidade secundária gerada pela expansão e contração da matriz argilosa (setas vermelhas), parcialmente preenchida pela cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro. Nicóis paralelos, objetiva de 10x.

Fotomicrografia 7 - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Porção representativa da alteração dos grãos feldspáticos, micáceos e líticos, presente em todas as amostras analisadas. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.

Fotomicrografia 8 - Amostra 7.2, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Intensa cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro, preenchendo o espaço entre os grãos de quartzo e formando nódulos. Nicóis paralelos, objetiva de 4x.

5.3.2 Aspectos composicionais

Em todas as amostras analisadas, o quartzo é o mineral mais abundante, como pode ser observado na Tabela 2. Os grãos de quartzo se apresentam de quatro maneiras distintas (Fotomicrografias 1 e 2, Prancha B), detalhadas a seguir:

- quartzo monocristalino não ondulante – não apresenta extinção ondulante e geralmente compõe as frações granulométricas secundárias da rocha, o que pode indicar a fragmentação de grãos de quartzo policristalino. Sua área fonte são rochas plutônicas, quando não oriundo dessa fragmentação, ou metamórficas de médio a alto grau. Juntamente com o quartzo monocristalino ondulante, são os mais abundantes nas lâminas estudadas, constituindo entre 14 e 23,8% de suas composições.

- quartzo monocristalino ondulante – apresenta extinção ondulante, o que indica a deformação sofrida pelo mineral. Assim, sua proveniência são rochas de origem metamórfica. É o tipo de quartzo mais abundante nas amostras, constituindo entre 18 e 27,3% de suas composições, exceto nas amostras 2.1 e 7.1, onde compõe 8,5% e 11,3%, respectivamente.

- quartzo policristalino com 2 ou 3 subgrãos – os subgrãos não apresentam extinção ondulante e seus contatos são nítidos e suturados, indicando uma área fonte metamórfica. Compõe entre 3,2 e 7% das rochas, porém nas amostras 4.1 e 7.2 representa menos de 1%.

- quartzo policristalino com mais de 3 subgrãos – apresenta subgrãos com extinção ondulante ou não, com contatos suturados mal definidos, indicando uma proveniência de rochas metamórficas de médio a alto grau. Representa entre 0,7 e 6,7% das lâminas, exceto nas do Ponto 7, onde não foi encontrado esse tipo de quartzo.

Em relação aos feldspatos, o avançado grau de alteração e dissolução, transformando-os em argilominerais (principalmente caulinita) que compõem a epimatriz, não permitiu a identificação dos diferentes tipos existentes. Ainda assim, foram identificados como feldspatos grãos bastante alterados, mas que ainda mantiveram sua forma (Fotomicrografias 3 e 4, Prancha B). Representam entre 3 e 9,3% da composição das rochas, exceto nas amostras 4.2, 5.1 e 7.2, que apresentam menos de 1%.

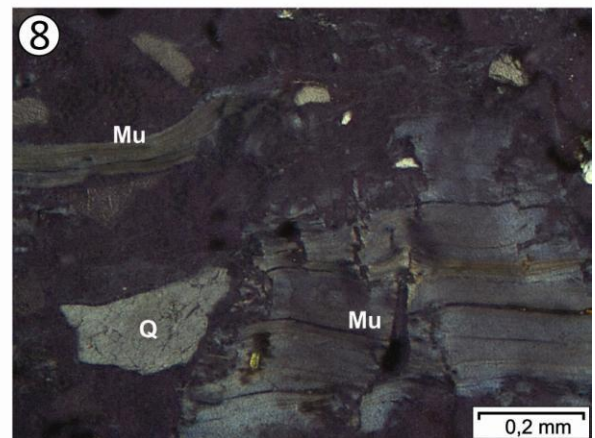
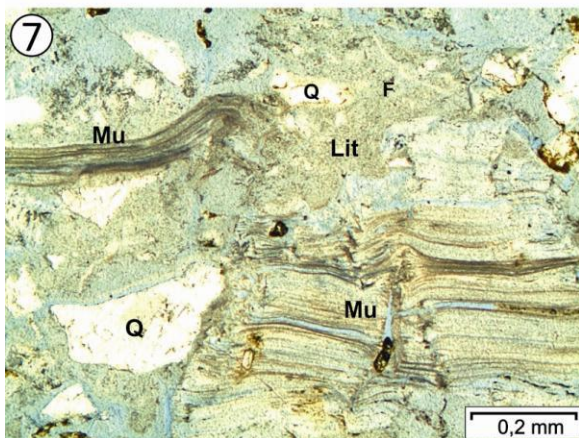
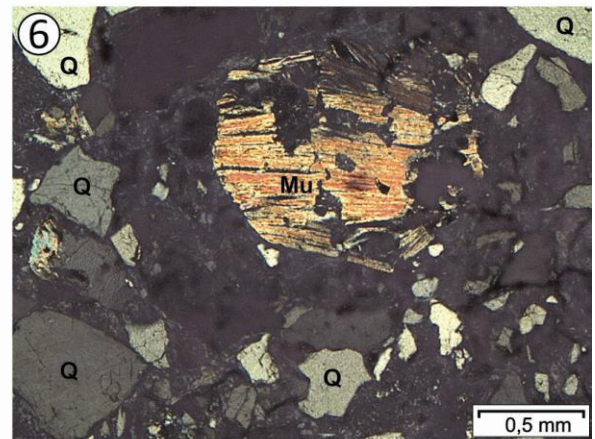
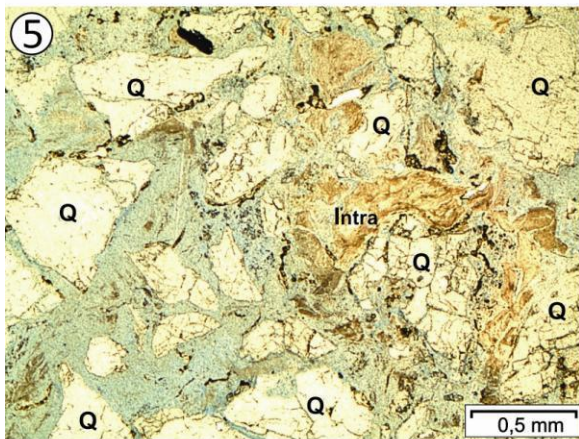
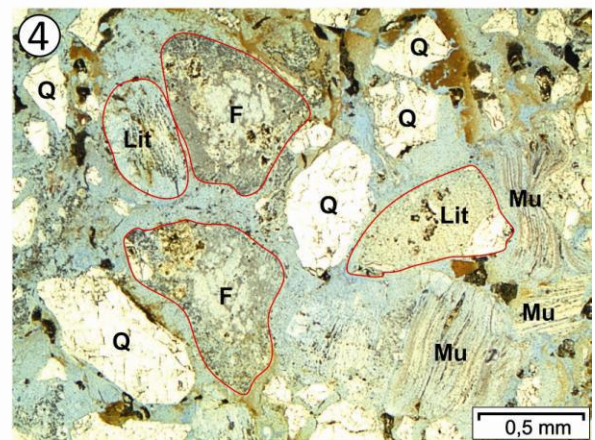
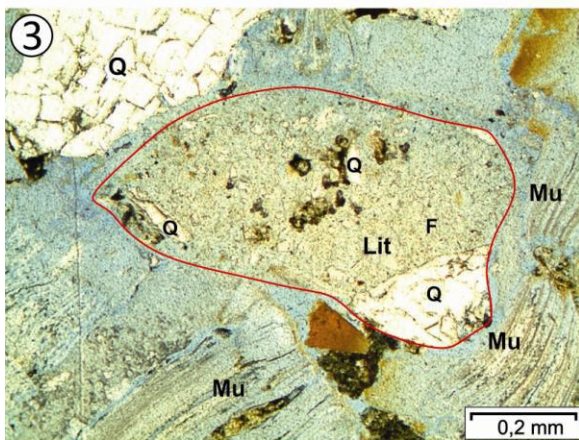
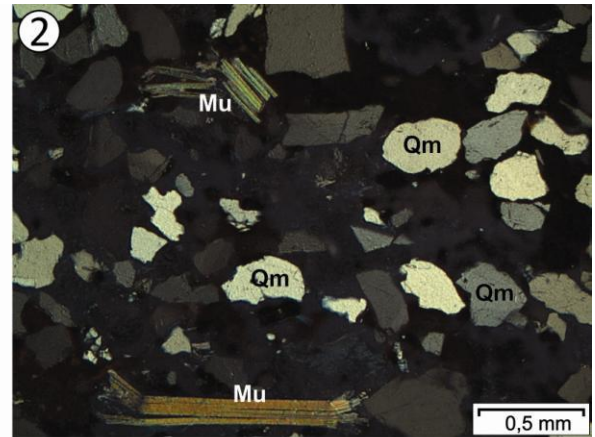
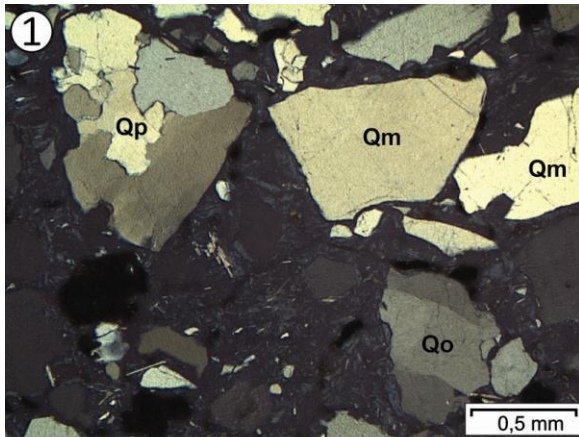
São encontrados, também, fragmentos líticos, geralmente compostos por quartzo e feldspato, de origem plutônica e metamórfica (Fotomicrografias 3, 4 e 7, Prancha B), além de intraclastos argilosos (Fotomicrografia 5, Prancha B). Os litoclastos apresentam, geralmente, os feldspatos muito alterados, o que dificulta sua identificação como um grão composto por mais de um mineral, visto que os argilominerais, oriundos da alteração dos feldspatos, misturam-se à matriz e perdem seus contornos, fazendo com que fragmentos quartzosos aparentem ser grãos de origem primária. Ainda assim, foram identificados entre 1,3 e 6,8% de litoclastos nas amostras analisadas, com exceção da amostra 2.2, na qual se identificou 11,7%.

Outro mineral presente é a muscovita, que aparece em diferentes estágios de alteração, desde pouco a muito alterada (Fotomicrografias 6, 7 e 8, Prancha B). Em menores proporções, compõe entre 0,3 e 2,6% das lâminas, porém nas amostras 4.1 e 7.1 é mais abundante, apresentando 5,3%.

Tabela 2 - Composição das amostras de arenitos da Formação Macacu (Membro Porto das Caixas) analisadas petrograficamente.

	Seção Bairro Calundu (Ponto 2)		Seção Rio Brita (Ponto 4)		Seção Itambi (Ponto 5)		Seção Barreiro Serfil (Ponto 7)	
	AMOSTRA 2.1	AMOSTRA 2.2	AMOSTRA 4.1	AMOSTRA 4.2	AMOSTRA 5.1	AMOSTRA 5.2	AMOSTRA 7.1	AMOSTRA 7.2
1. Quartzo total (2+5)	39,1	45,7	35,3	47,5	50,7	45,5	34,7	50,3
2. Qtzo. monocristalino total (3+4)	29,0	32,0	34,0	38,8	46,0	40,3	31,3	50,3
3. Quartzo não ondulante	20,5	14,0	15,3	15,6	18,7	18,2	20,0	23,8
4. Quartzo ondulante	8,5	18,0	18,7	23,1	27,3	22,1	11,3	26,5
5. Quartzo policristalino total (6+7)	10,1	13,7	1,3	8,8	4,7	5,2	3,3	-
6. Quartzo com 2-3 subgrãos	6,2	7,0	0,7	6,3	4,0	3,2	3,3	-
7. Quartzo com >3 subgrãos	3,9	6,7	0,7	2,5	0,7	1,9	-	-
8. Feldspato total	6,5	3,0	4,0	-	-	3,2	9,3	0,7
9. Fragmentos líticos total (10+11)	6,8	11,7	5,3	2,5	3,3	1,3	2,7	1,3
10. Lítico plutônico	6,8	8,3	4,7	1,9	2,7	1,3	2,7	1,3
11. Lítico metamórfico	-	3,3	0,7	0,6	0,7	-	-	-
12. Mica total (Muscovita)	0,3	1,7	5,3	1,9	1,3	2,6	5,3	1,3
13. Porosidade total	7,5	4,7	6,7	3,8	18,7	4,5	6,7	7,3
14. Matriz total (Epimatriz)	21,5	17,7	29,3	20,6	16,0	21,4	20,7	35,8
15. Cimento total	18,2	15,7	14,0	23,8	10,0	21,4	20,7	3,3
TOTAL	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Prancha B



Prancha B

Fotomicrografia 1 - Amostra 7.2, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Grãos de quartzo policristalino (Qp), quartzo monocristalino não ondulante (Qm) e quartzo monocristalino ondulante (Qo). Nicóis cruzados, objetiva de 4x.

Fotomicrografia 2 - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Grãos de quartzo monocristalino não ondulante (Qm) e de muscovita (Mu) orientados de acordo com a laminação. Nicóis cruzados, objetiva de 4x.

Fotomicrografia 3 - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Fragmento lítico (Lit), destacado em vermelho, composto por quartzo (Q) e feldspato (F). Os feldspatos, assim como os grãos de muscovita (Mu), apresentam-se bastante alterados. Nicóis paralelos, objetiva de 10x.

Fotomicrografia 4 - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Mineralogia típica das lâminas analisadas, apresentando grãos líticos (Lit), de feldspato (F) e de muscovita (Mu), em avançado grau de alteração, e grãos de quartzo (Q). Nicóis paralelos, objetiva de 4x.

Fotomicrografia 5 - Amostra 2.1, Seção Bairro Calundu (Ponto 2). Intraclasto de argila (Intra) entre grãos de quartzo (Q). Nicóis paralelos, objetiva de 4x.

Fotomicrografia 6 - Amostra 2.1, Seção Bairro Calundu (Ponto 2). Muscovita (Mu) pouco alterada, o que é evidenciado pelas altas cores de interferência, entre grãos de quartzo (Q). Nicóis cruzados, objetiva de 4x.

Fotomicrografia 7 - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Muscovita (Mu) bastante alterada, o que é evidenciado pela mudança da cor branca a incolor para uma cor acinzentada e pela abertura dos planos de clivagem. Grão de quartzo (Q) e liclasto (Lit). Nicóis paralelos, objetiva de 10x.

Fotomicrografia 8 - Amostra 7.1, Seção Barreiro Serfil (Ponto 7). Mesma porção apresentada na Fotomicrografia 7, mas com nicóis cruzados, mostrando a baixa cor de interferência (1ª ordem) da muscovita (Mu) alterada, em seu processo de alteração para argilominerais. Objetiva de 10x.

5.3.2.1 Classificação

Através dos valores obtidos de quartzo, feldspato e litoclastos, as amostras foram plotadas no diagrama ternário de classificação de arenitos segundo Folk (1980) – Figura 26. Elas foram classificadas como quartzoarenitos (amostras 4.2 e 7.2), sublitarenitos (amostras 2.2, 4.1 e 5.1), litarenito feldspático (amostra 2.1), subarcóseo (amostra 5.2) e arcóseo (amostra 7.1), tendo sempre valores superiores a 70% de quartzo. No entanto, é importante ressaltar que, segundo Shanmugam (1984), em arenitos com parte significativa dos grãos totalmente dissolvidos, o que ocorre com as amostras analisadas, é difícil estabelecer a composição primária da rocha, levando à determinação da composição pós-deposicional. Desta forma, se for atribuída a feldspatos grande parte dos argilominerais que compõe a epimatriz, é possível inferir que as amostras seriam classificadas como arcóseos, arcóseos líticos e subarcóseos.

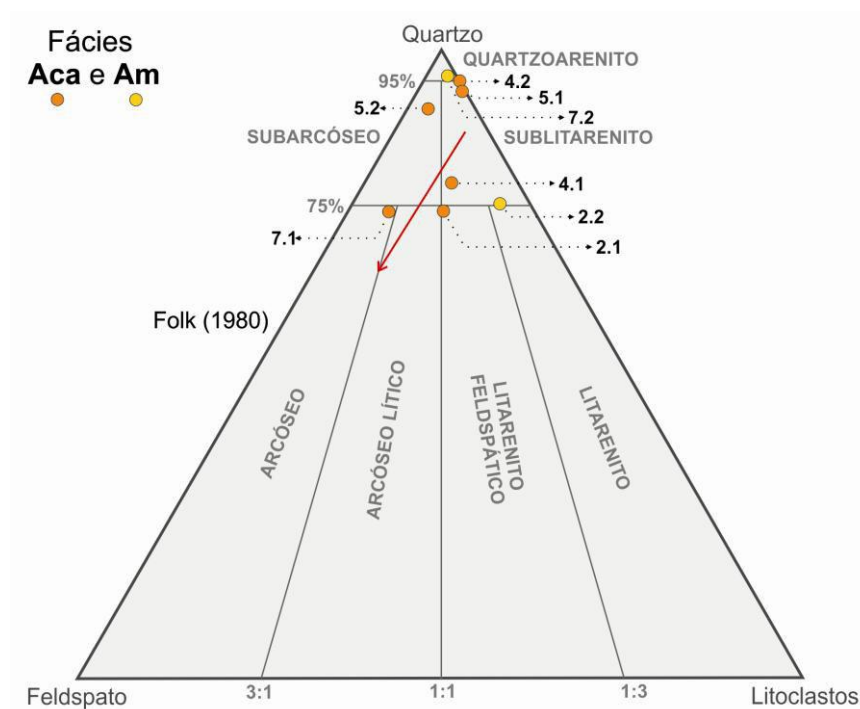


Figura 26 - Diagrama ternário de classificação de arenitos segundo Folk (1980), com base nos valores de quartzo, feldspato e litoclastos. A seta vermelha indica a possível composição primária das rochas.

5.3.2.2 Proveniência

Com base nos valores encontrados para os diferentes tipos de quartzo, as amostras foram plotadas no diagrama ternário de proveniência de Basu *et al.* (1975) – Figura 27. Esse diagrama aponta rochas de baixo grau metamórfico, predominantemente, e rochas de médio a alto grau metamórfico como as áreas-fonte dos depósitos estudados.

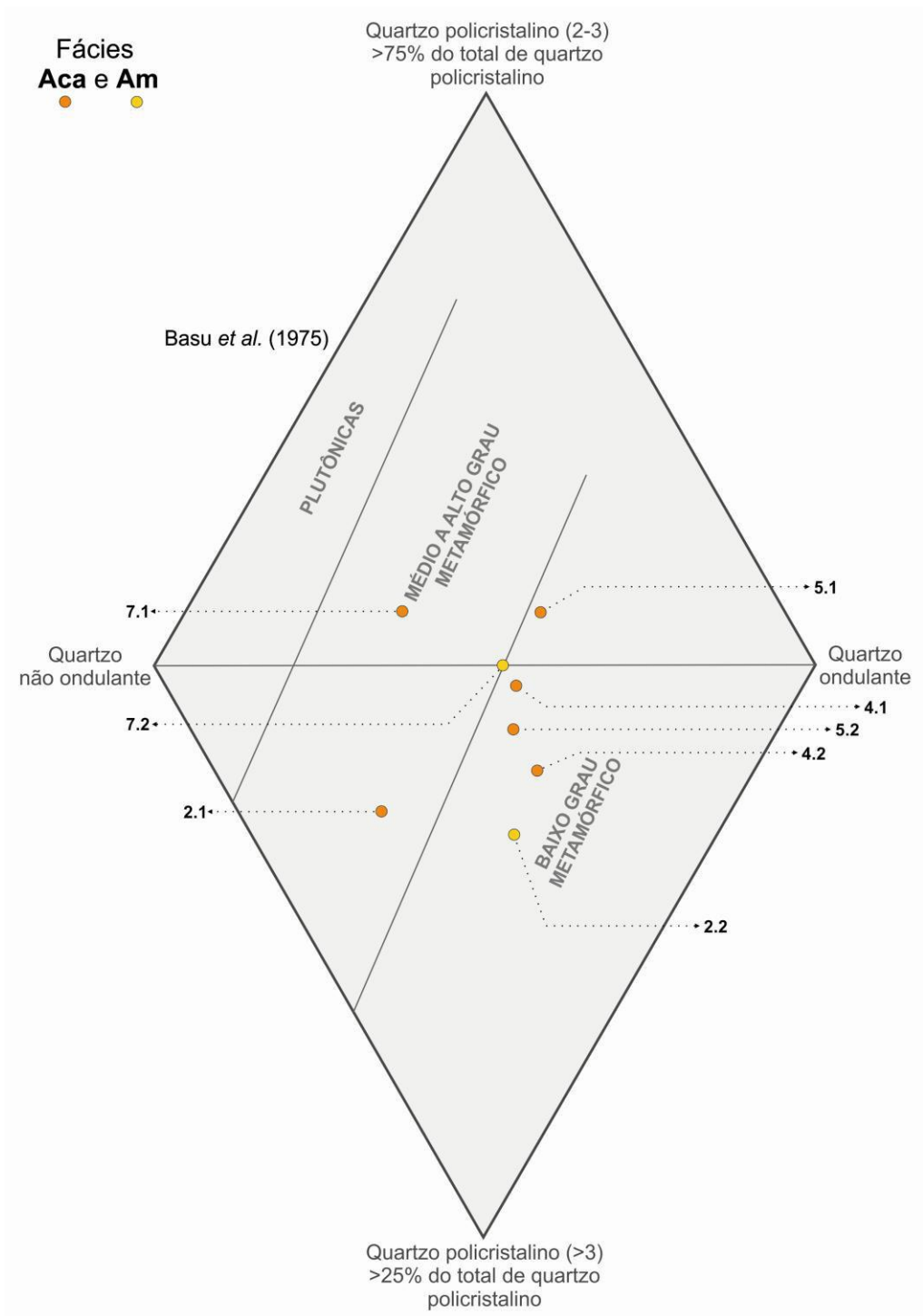


Figura 27 - Diagrama ternário de proveniência de Basu *et al.* (1975), com base nos valores de quartzo não ondulante, quartzo ondulante e quartzo policristalino.

Considerando o resultado do diagrama, admite-se que as principais rochas-fonte dos depósitos estudados pertençam ao Complexo Paraíba do Sul (Unidade São Fidélis) – ver mapa da Figura 5 – tanto nas seções Bairro Calundu e Rio Brita, mais ao sul da bacia, como nas seções Itambi e Barreiro Serfil, a norte da mesma. No entanto, rochas plutônicas da Suíte Desengano e da Suíte Serra dos Órgãos podem ter contribuído, em menores proporções, como indica a presença de litoclastos plutônicos e do quartzo monocristalino não ondulante.

A alta concentração de feldspatos e/ou produtos de sua alteração na composição dessas rochas, caracterizando arenitos arcoseanos, pode estar relacionada à influência dos maciços alcalinos de Tanguá, Soarinho e Rio Bonito, a leste e a sudeste da bacia.

6 CONCLUSÕES

Os depósitos estudados do Membro Porto das Caixas (Formação Macacu) foram interpretados como o registro sedimentar de rios entrelaçados. Embora não tenham sido descritos depósitos associados a fluxo de detritos, considera-se a influência deste processo na sedimentação da unidade, conforme reconhecido por Ferrari (2001) e Costa (2005), em um modelo de leques aluviais associados a planícies de rios entrelaçados ou de rios entrelaçados com a contribuição de fluxos de detritos.

Tendo em vista a intensa atuação de processos intempéricos, alterando os feldspatos para caulinita, pode-se inferir uma composição primária arcoseana, caracterizando uma baixa maturidade composicional. Essa alta concentração de feldspatos sugere uma deposição durante clima seco e/ou um soterramento a taxas relativamente rápidas, em uma bacia com elevada taxa de subsidência, uma vez que são facilmente intemperizados se expostos a climas úmidos.

Os depósitos exibem, ainda, uma maturidade textural baixa a mediana, evidenciada pelos grãos moderadamente a mal selecionados, subarredondados a angulosos, indicando a proximidade das áreas-fonte.

A compactação das rochas é baixa, evidenciada pelos contatos predominantemente pontuais entre os grãos, sem indícios de esmagamento. Apesar disso, a porosidade é baixa, com pouca conectividade entre os poros, em decorrência da presença da epimatriz argilosa e da cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro preenchendo os espaços vazios da rocha, que são evidências da ação dos processos pós-deposicionais modificando as características permoporosas originais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim DGM/DNPM**, Rio de Janeiro, n. 246, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: **23º Congresso Brasileiro de Geologia**, Salvador, Anais, v. 1, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, p. 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: **II Simpósio de Geologia do Sudeste**, SBG, São Paulo. Anais, p. 423-428.
- AMADOR, E.S. 1975. Estratigrafia e sedimentação na Bacia de Resende - RJ. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 47, p. 181-223.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste do Brasil. In: **Aspectos estruturais da margem continental leste brasileira**, Série Projeto REMAC, v. 4, p. 75-88.
- BASU, A.; YOUNG, S.W.; SUTTNER, L.J.; JAMES, W.C.; MACK, G.H. 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 45, n. 4, p. 873-882.
- BLATT, H. 1982. Conglomerate and Sandstone: Textures and Structures. In: BLATT, H. **Sedimentary Petrology**, Editora W. H. Freeman and Company, New York, p. 105-142.
- BOGGS, S. Jr. 2009. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Cambridge, 595 p.
- COMPTON, R.R. 1962. **Manual of field geology**, John Wiley & Sons, 378 p.
- COSTA, F.O. 2005. **Associação entre a Formação Macacu e a sedimentação cenozóica na margem continental adjacente ao Gráben da Guanabara (RJ)**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica marinha, Universidade Federal Fluminense, 117 p.
- DALCOLMO, M.T.; FERRARI, A.L.; MELLO, E.F.; VAZ, M.A.A.; BRENNER, T.L.; SILVA, V.P.; NASSAR, W.M. 1982. **Bloco Baía de Guanabara, Folhas: Itaboraí, Baía de Guanabara, Maricá e Saquarema**. Relatório Final, GEOMITEC - DRM/RJ, Niterói.
- DICKINSON, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 40, n. 2, p. 695-707.
- FERRARI, A.L. 2001. **Evolução tectônica do Graben da Guanabara**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 412 p.
- FERRARI, A.L. & SILVA, M.A.M. 1997. Bacia do Macacu (RJ): Proposta de uma nova bacia do Rift continental do sudeste do Brasil. In: **V Simpósio de Geologia do Sudeste**, SBG, Rio de Janeiro, Anais, p. 32- 34.
- FOLK, R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks. **Journal of Geology**, v. 62, p. 344-359.

- FOLK, R.L. 1974, 1980. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hemphil Publishing Company, Austin, Texas, 184 p.
- HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.U.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.J.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W. & TALWANI, M. (Ed.). **Atlantic Rifts and Continental Margins**, AGU Geophysical Monograph 115, p. 1-32.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Ed.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, São Paulo, p. 203-234.
- LIMA, M. R.; CABRAL JUNIOR, M.; STEFANI, F. L. 1996. Palinologia de Sedimentos da Formação Macacu - Rife da Guanabara, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 68, n. 4, p. 531- 543.
- MEIS, M.R.M. 1976. **Contribuição ao estudo do Terciário Superior e Quaternário da Baixada da Guanabara**. Tese de Doutorado, Universidade de Lisboa, Lisboa, 238 p.
- MEIS, M.R.M. & AMADOR, E.S. 1972. Formação Macacu: Considerações a respeito do Neo-Cenozóico da Baía de Guanabara. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 44, n.3/4, p. 602.
- MEIS, M.R.M. & AMADOR, E.S. 1977. Contribuição ao estudo do Neocenozóico da Baixada da Guanabara: Formação Macacu. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.7, n. 2, p. 124-150.
- MIALL, A.D. 1996. **The Geology of Fluvial Deposits**. 1 ed. Berlin. Springer-Verlag. 582 p.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; COIMBRA, A.A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, p. 193-201.
- PERCÍLIO, R.R. 2010. **Estudo paleoambiental dos depósitos cenozoicos e caracterização dos minerais de argila da região de Itambi, Itaboraí-RJ**. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 113 p.
- POWERS, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 23, p. 117-119.
- RAMOS, R.R.C. 1997. **Estratigrafia da sucessão sedimentar Terciária da Bacia de Resende, entre Resende e Quatis (RJ), com ênfase na caracterização das litofácies, ciclicidade e paleocorrentes**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 208 p.
- RAMOS, R.R.C. 2003. **Sistemas aluviais terciários da Bacia de Resende, estado do Rio de Janeiro, Brasil: análise de fácies e revisão estratigráfica**. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 221 p.
- RICCOMINI, C. 1989. **O Rift continental do sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.

- RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M.; FERRARI A.L.; HIRUMA S.T.; SANT'ANNA, L.G. 2000. Origin and evolution of the continental rift of Southeastern Brazil. In: **IUGS, International Geological Congress, 31**, Rio de Janeiro. Post-Congress Field Trip Guides, Rio de Janeiro, 37 p. (AFT 10).
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. 2004. Evolução geológica do Rift continental do sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Ed.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, São Paulo, p. 383-405.
- SALVADOR, E.D. & RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 3, p. 151-164.
- SANSON, M.S.R. 2006. **Sistemas deposicionais aluviais e tectônica rúptil Cenozóica da região de Volta Redonda (RJ) - Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 142 p.
- SHANMUGAN, G. 1984. Types of porosity in sandstones and their significance in interpreting provenance. In: ZUFFA, G.G. **Provenance of Arenites**. Italy, D. Reidel Publishing Company, v. 148, p. 115-137. (NATO ASI series. Series C-Mathematical and physical sciences).
- SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 24, p. 151-158.
- SILVA, L.C. & CUNHA, H.C.S. 2001. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro: mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro e texto explicativo**, CPRM, Brasília.
- TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. (Ed.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, p. 287-310.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 30, p. 377-392.
- ZALÁN, P.V. 2004. O Gráben da Guanabara: uma feição tectônica modelar, mas pouco apreciada e entendida. In: **42º Congresso Brasileiro de Geologia**, SBG, Araxá, Anais, CD-ROM, trabalho S03:44.
- ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.13, n. 2, p. 269-300.
- ZUFFA, G.G. 1984. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: **Provenance of Arenites**. Italy, D. Reidel Publishing Company, v. 148, p. 165-189. (NATO ASI series. Series C-Mathematical and physical sciences).