

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
Instituto de Geociências

**ESTUDOS DE HETEROGENEIDADES E PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO
IPU (GRUPO SERRA GRANDE) NA BORDA LESTE DA BACIA DO
PARNAÍBA (CE)**

Trabalho de Formatura

TF-2020/25

Aluno: Vinicius Alves Ferreira Pires
Orientadora: Profa. Dra. Liliane Janikian Paes de Almeida

São Paulo
2021

*“O mais difícil não é um ser bom e proceder honesto;
difícil, mesmo, é um saber definido o que quer,
e ter o poder de ir até o rabo da palavra”*

João Guimarães Rosa

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a Deus e a meus mentores espirituais por me possibilitarem concluir essa etapa de aprendizado na minha vida.

A minha companheira Morena pelo seu amor, e por todos os momentos que vivemos juntos na Geologia e fora dela. Em você eu encontrei o que há de mais precioso.

A minha orientadora Professora Liliane, pelos ensinamentos e auxílio durante a realização deste trabalho, e a Professora Maria Helena pelas preciosas correções e conselhos. Agradeço também ao Professor Renato, pela disponibilização da sua sala como apoio as atividades laboratoriais e por todo aprendizado durante as aulas.

Aos meus colegas, Medíocre e Hebe, por todas as risadas que demos juntos nos campos que fizemos.

Aos meus pais por terem me dado a oportunidade de estudar. E a toda a minha família.

Por fim agradeço a disponibilização das lâminas pertencentes ao projeto CARACTERIZAÇÃO DAS HETEROGENEIDADES E MODELAGEM DE ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIOS EM DEPÓSITOS FLUVIAIS E EÓLICOS (FAPESP 2016/03091-5).

RESUMO

Os estudos de afloramentos como análogos de reservatórios de hidrocarbonetos têm sido amplamente utilizados pela indústria do petróleo para aquisição de dados e geração de modelos de reservatórios, em complemento aos dados de poços e de sísmica de reflexão (Alexander 1993; Howell et al., 2014). Considerando que os estudos em análogos podem fornecer dados em multiescala, variando desde a compreensão mineralógica, textural e diagenética (microescala), caracterização de fácies e estruturas sedimentares (mesoescala), e a definição das relações dos estratos e geometrias dos elementos arquiteturais (macroescala), estes estudos proporcionam um grau de detalhe a que não se pode chegar através de métodos geofísicos indiretos, como a sísmica de reflexão e perfilagem de poços (Pranter & Sommer, 2011; Howell et al., 2014), fornecendo um caráter mais robusto aos modelos geológicos de reservatórios.

A proposta deste trabalho foi a caracterização composicional, diagenética e de proveniência de dois afloramentos das unidades proximal e distal que compõem o topo da Formação Ipu, por meio da realização de análises das feições diagenéticas e composicionais, a partir de petrografia qualitativa e quantitativa, e sua comparação entre os afloramentos, tendo como objetivo a caracterização dos eventos geológicos responsáveis pela distribuição das propriedades permoporosas locais desta unidade.

Estes estudos visaram a caracterização composicional e diagenética de unidades fluviais, e a correlação com possíveis áreas-fontes distintas, além da compreensão da distribuição das heterogeneidades destas unidades, considerando a comparação das características mineralógicas e diagenéticas, utilizando dados de paleocorrente (Janikian, 2019) dos afloramentos, e porosidade e permeabilidade (Aronchi, 2017) das principais fácies sedimentares presentes em cada elemento arquitetural de um sistema fluvial.

Os arenitos dos afloramentos PSG-09 (proximal) e SG-VIII (distal) apresentaram diferentes características permoporosas, sendo que a textura, granulometria, mineralogia dos constituintes detríticos e a evolução diagenética foram os parâmetros que mais contribuíram para a qualidade dos análogos de reservatórios de sistemas fluviais estudados no presente trabalho.

ABSTRACT

The study of outcrops as analogs of hydrocarbon reservoirs has been widely used by the oil industry to acquire data for the generation of reservoir models, in addition to data from wells and reflection seismics (Alexander 1993; Howell et al., 2014). Considering that studies in analogues can provide data in multiscale, ranging from mineralogical, textural and diagenetic understanding (microscale), characterization of facies and sedimentary structures (mesoscale), and the definition of the relationships of strata and geometries of architectural elements (macroescale) , these studies provide a degree of detail that cannot be achieved through indirect geophysical methods, such as seismic reflection and well profiling (eg Pranter & Sommer, 2011; Howell et al., 2014), providing a more robust character geological models of reservoirs.

The purpose of this work was the compositional, diagenetic and provenance characterization of two outcrops of the proximal and distal units that are at the top of the Ipu Formation, by performing analyzes of the diagenetic and compositional features, from qualitative and quantitative petrography, and their comparison between the outcrops, aiming to characterize the geological events responsible for the distribution of the local permoporous properties of this unit.

These studies aimed at the compositional and diagenetic characterization of river units, and the correlation with possible distinct source areas, in addition to understanding the distribution of the heterogeneities of these units, considering the comparison of mineralogical and diagenetic characteristics, using paleocurrent data outcrops (Janikian, 2019), and porosity and permeability (Aronchi, 2017) of the main sedimentary facies present in each architectural element of a river system.

The sandstones of the outcrops PSG-09 (proximal) and SG-VIII (distal) showed different permoporous characteristics, being that the texture, granulometry, mineralogy of the detrital constituents and the diagenetic evolution were the parameters that most contributed to the quality of the reservoir analogues of river systems studied in the present work.

SUMÁRIO

SUMÁRIO	i
ÍNDICE DE FIGURAS	ii
ÍNDICE DE TABELAS	iv
1. INTRODUÇÃO	1
2. METAS E OBJETIVOS	3
3. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	4
3.1 Geologia Regional e Local	4
3.1.1 <i>Embasamento</i>	4
3.1.2 <i>Bacia do Parnaíba</i>	10
3.1.3 <i>Grupo Serra Grande</i>	13
3.1.4 <i>Formação Ipu</i>	14
3.2 Sistemas Fluviais	19
3.2.1 <i>Transporte e morfologia de canais</i>	20
3.2.2 <i>Rio entrelaçado</i>	21
3.3 Petrofísica	23
3.4 Diagênese	25
4. MATERIAIS E MÉTODOS	29
4.1 Análises Petrográficas	31
5. RESULTADOS OBTIDOS	36
5.1 Caracterização Composicional, Mineralógica e Textural	36
5.1.1 <i>Afloramento PSG-09</i>	36
5.1.2 <i>Afloramento SG-VIII</i>	39
5.2 Análise de Proveniência e Diagênese	42
5.3 Dificuldades surgidas e alterações nos objetivos iniciais	44
6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	45
6.1 Proveniência	45
6.2 Contribuições dos constituintes detríticos e diagenéticos na qualidade dos reservatórios	47
6.3 Petrofísica	47
6.3.1 <i>Fácies</i>	48

6.3.2	<i>Elementos arquiteturais</i>	48
7.	CONCLUSÕES	52
8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	53

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esboço geológico regional da porção norte da Província Borborema, com os três Domínios. Nota-se também o contato entre a PB e a Bacia do Parnaíba. Extraída de Amaral (2010).	5
Figura 2. Província Parnaíba, com as quatro bacias individualizadas, conforme proposto por Góes (1995). Figura extraída de Chamani et al (2011).	9
Figura 3. Coluna estratigráfica da Bacias da Parnaíba. Figura extraída de Vaz et al (2007, anexo).	12
Figura 4. Mapa geológico da Bacia do Parnaíba com destaque para as províncias que circundam a Bacia do Parnaíba e a área de afloramento do grupo Serra Grande no extremo leste. Extraída de Assis et al (2019).....	14
Figura 5. Mapa geológico da bacia do Parnaíba e seu entorno, com as possíveis áreas fontes. Extraída de Cerri et al (2020).....	16
Figura 6. Paleocorrentes da Formação Ipu, com destaque para os afloramentos analisados neste estudo. Extraída e modificado de Janikian et al (2019).	16
Figura 7. Afloramento proximal da Formação Ipu e seção colunar. Extraída de Janikian et al (2019).	17
Figura 8. Afloramento distal da Formação Ipu e seção colunar. Extraída de Janikian et al (2019).	17
Figura 9. Mapa geológico local da Bacia do Parnaíba, com destaque para a localização dos afloramentos PSG-09 e SG-VIII. Figura extraída e modificada de Assis et al (2019).	18
Figura 10. Área fonte, zona de deposição e localização de diferentes morfologias de canais em um sistema fluvial. Figura extraída de Nichols (2009)	19
Figura 11. Gráfico com os controles e os estilos de canais resultantes. Figura extraída de Bridge (2006).....	21
Figura 12. Esquema com as principais características morfológicas de um rio entrelaçado.. Figura extraída de Nichols (2009)	22
Figura 13. Perfil vertical de um depósito de rio entrelaçado. Figura extraída de Nichols (2009)	23
Figura 14. Gráfico de variação de permeabilidade e porosidade em relação a tamanho de grãos e seleção granulométrica. Figura extraída de Selley (1998).....	24
Figura 15. Diagrama de pressão-temperatura e os limites da diagênese. Figura extraída de Worden & Burley (2003)	25

Figura 16. Ilustração dos caminhos comuns de preservação da porosidade e permeabilidade na evolução de diagenética. Figura extraída de Morad et al (2010).....	27
Figura 17. Ilustração dos caminhos comuns de redução da porosidade e permeabilidade na evolução de diagenética. Figura extraída de Morad et al (2010).....	28
Figura 18. À esquerda microscópio petrográfico Leica DM750P, à direita charriot em detalhe	31
Figura 19. Fotomicrografias indicando, à esquerda porção contínua de argila e à direita orientação preferencial dos grãos.....	32
Figura 20. Diferentes métodos de contagem de pontos e grãos, os grãos em cinza representam os que serão considerados na contagem nos diferentes métodos. A) Método do comboio (todos os grãos são contados). b) Método da faixa (os grãos entre linhas são contados). c) Método das linhas (os grãos que estão sobre os eixos das linhas são contados). Extraído de Galehouse (1971);.....	32
Figura 21. Fluxograma para técnica de quantificação que minimiza a dependência do tamanho do grão na determinação da composição da rocha (Extraído de Zuffa, 1985).....	33
Figura 22. Diagramas ternários indicando as diferentes proveniências tectônicas a partir das diferentes composições (Dickinson, 1985). Extraído de Tucker (2001).....	34
Figura 23. Diagramas ternários de proveniência com base nos diferentes tipos de quartzo. Extraído de Basu et al, 1975).....	34
Figura 24. Gráfico de Houseknecht (1987) com os campos de perda da porosidade pela cimentação e pela compactação. O autor considera a porosidade inicial em 40%.....	35
Figura 25. Diagrama ternário para classificação de litologias de Pettijohn (1987) com os arenitos do afloramento PSG-09.....	37
Figura 26. A, arenito com baixa porosidade e cimentação de óxido de ferro. B, Arenito com contato côncavo-convexo, e litoclastos vulcânicos parcialmente dissolvido ocupando espaço intergranular, propiciando porosidade secundária e argila preenchendo poros. C porção contínua de óxido de ferro. D Arenito com porosidade secundária devido dissolução de grãos e argila preenchendo poros. E,F, arenito mal selecionado, com granulação variando entre grânulo e areia fina, com contatos suturados e côncavo-convexos e presença de litoclastos. (A a E com polarizador horizontal. F com polarizador cruzado)	38
Figura 27. Diagrama ternário para classificação de litologias de Pettijohn (1987) com os arenitos do afloramento SG-VIII.....	40
Figura 28. A,B Arenito com orientação preferencial dos grãos, com preenchimento de óxidos de ferro e argila. C, Sobrecrecimento de quartzo. D e E,Dissolução de grãos (feldspatos) propiciando porosidade secundária e formação de argilas. F, contato flutuante entre grãos, é possível observar que alguns grãos possuem formato indicativo que antes tinham contato côncavo-convexos. (A, C, D e F com polarizador descruzado.B e F com polarizador cruzado)	41

Figura 29. Composição das amostras plotadas em diagramas ternários (Dickinson, 1985) indicando as diferentes proveniências tectônicas dos dois afloramentos. Extraído e modificado de Tucker (2001)	42
Figura 30. Diagramas ternários de proveniência com base nos diferentes tipos de quartzo, com as amostras dos dois afloramentos plotados, indicando rochas-fontes de baixo grau metamórfico. Extraído e modificado de Basu et al, 1975).	43
Figura 31. Gráfico de Houseknecht (1987) com os a representação das diferentes relações de perda de porosidade para cada um dos arenitos que tiveram a análise modal realizada.	44
Figura 32. Gráficos de porosidade e permeabilidade em relação aos afloramentos, elementos arquiteturais e fácies.....	49
Figura 33. A1 e A2 Sobrecrescimento de quartzo. B1 e B2, Menor compactação, com alguns grãos “flutuantes” C1 e C2, Dissolução de feldspato e formação de pseudo intraclasto. (A1, B1 e C1 com polarizador descruzado. A2, B2 e C2 com polarizador cruzado).....	50
Figura 34. A1 e A2 Argila autigênica se espalhando e ocupando os poros. B1 e B2, Arenito mal selecionado e com alta compactação C1 e C2, Arenito mal selecionado com alta compactação e argila preenchendo os poros. (A1, B1 e C1 com polarizador descruzado. A2, B2 e C2 com polarizador cruzado).....	51

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Lâminas petrográficas do afloramento PSG-09, com dados de fácies, elementos arquiteturais, dados de porosidade e permeabilidade. Em verde estão as amostras que tiveram a análise modal realizada.....	29
Tabela 2. Lâminas petrográficas do afloramento SG-VIII, com dados de fácies, elementos arquiteturais, dados de porosidade e permeabilidade. Em laranja estão as amostras que tiveram a análise modal realizada.....	30

1. INTRODUÇÃO

O estudo de afloramentos como análogos de reservatórios de hidrocarbonetos tem sido amplamente utilizado pela indústria do petróleo para aquisição de dados para a geração de modelos de reservatórios, em complemento aos dados de poços e de sísmica de reflexão (Alexander 1993; Howell et al., 2014). Considerando que os estudos em análogos podem fornecer dados em multiescala, variando desde a compreensão mineralógica, textural e diagenética (microescala), caracterização de fácies e estruturas sedimentares (mesoescala), e a definição das relações dos estratos e geometrias dos elementos arquiteturais (macroescala), estes estudos proporcionam um grau de detalhe a que não se pode chegar através de métodos geofísicos indiretos, como a sísmica de reflexão e perfilagem de poços (e.g. Pranter & Sommer, 2011; Howell et al., 2014), fornecendo um caráter mais robusto aos modelos geológicos de reservatórios.

A Bacia do Parnaíba é um exemplo de uma clássica bacia intracratônica oval com um longo registro sedimentar, no qual há um atípico sistema de petróleo ígneo-sedimentar, onde desde 2010 sete campos de gás comerciais foram encontrados. A compreensão desse sistema pode ser utilizada como base para expandir o sucesso de exploração em outros sistemas análogos (Miranda et al, 2018).

A proposta deste trabalho é a caracterização composicional, diagenética e de proveniência das fácies e associações de fácies das unidades proximal e distal que compõem o topo da Formação Ipu, pela realização de análises das feições diagenéticas e composicionais, a partir de petrografia qualitativa e quantitativa, e sua comparação às fácies e elementos arquiteturais, tendo como objetivo a caracterização dos eventos geológicos responsáveis pela distribuição das propriedades permoporosas locais desta unidade. Desta forma, foram incluídos os dados de porosidade e permeabilidade, por Aronchi (2017), além dos dados de paleocorrentes obtidos por Janikian et al (2020), objetivando correlacionar as características dos afloramentos com as suas rochas-fontes e responder questões pendentes acerca da anisotropia das permeabilidades.

Aronchi (2017) caracterizou de forma preliminar as unidades da Formação Ipu, Grupo Serra Grande (Bacia do Parnaíba) e obteve dados de porosidade a partir da injeção de ferrofluido de magnetita, não tendo realizado análises diagenéticas ou correlação com as fácies e elementos arquiteturais dos afloramentos estudados da Formação Ipu. Por sua vez, Janikian et al. (2019) descrevem paleocorrentes distintas para as unidades da Formação Ipu localizadas nas regiões de São Benedito (Ceará) que corresponderiam a unidades proximais da bacia, e de São João da Fronteira

(Piauí), correspondentes à porções distais, denominados aqui como PSG-09 (proximal) e SG-VIII (distal), respectivamente.

O presente projeto teve viabilidade de execução durante o período de isolamento, pois utilizou os dados de campo (como descrições de fácies e elementos arquiteturais), dados de laboratório (dados porosidade e permeabilidade a gás) e lâminas delgadas já elaboradas, pertencentes ao projeto CARACTERIZAÇÃO DAS HETEROGENEIDADES E MODELAGEM DE ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIOS EM DEPÓSITOS FLUVIAIS E EÓLICOS (FAPESP 2016/03091-5).

2. METAS E OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho de formatura foi a identificação de eventos geológicos responsáveis pelas heterogeneidades permoporosas presentes em unidades de topo da Formação Ipu (Grupo Serra Grande) aflorantes na borda leste da Bacia do Parnaíba.

Estes estudos visaram a caracterização composicional e diagenética de unidades fluviais, e a correlação com possíveis áreas-fontes distintas, além da compreensão da distribuição das heterogeneidades destas unidades, considerando a comparação das características mineralógicas e diagenéticas, utilizando dados de porosidade e permeabilidade das principais fácies sedimentares presentes em cada elemento arquitetural de um sistema fluvial.

Todos os resultados foram correlacionados entre si, para o reconhecimento das principais feições (se faciológicas, composicionais ou diagenéticas) responsáveis pela heterogeneidade na distribuição da porosidade e permeabilidade nos depósitos fluviais de topo da Formação Ipu.

3. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.

3.1 Geologia Regional e Local

3.1.1 Embasamento

As coberturas da Plataforma Sulamericana depositaram-se a partir do Siluriano Inferior após longa fase de erosão das rochas do embasamento da Plataforma Sulamericana (Almeida *et al*, 1977).

O embasamento localizado na porção leste da Bacia do Parnaíba é constituído de rochas metamórficas e ígneas em sua maioria de idade pré-cambriana. O embasamento nesta região compreende a província tectônica Neoproterozóica Borborema a leste; a província tectônica Neoproterozóica Tocantins (composta pelas faixas Brasília e Araguaia) a oeste e sul; e a faixa Gurupi e o Cráton Arqueano São Luis a norte; no centro há um cráton conhecido como bloco Parnaíba..

Ainda segundo Assis *et al* (2019), o embasamento é composto também por sequências Pré-Silurianas, representadas pelo Grupo Ubajara, Neoproterozóico, e pela sequência Cambriana-Ordoviciânica do Grupo Jaibaras. Essas sequências foram descritas como relacionadas com a cinemática tardia dos eventos orogênicos Brasileiro e ocorrem em diferentes locais sob e nos arredores da Bacia do Parnaíba.

A Província Borborema definida inicialmente por Almeida *et al* (1977) se refere a região nordeste da Plataforma Sulamericana sendo delimitada pelas províncias São Francisco (sul) e Parnaíba (leste) e pelas bacias costeiras e margem continental a norte e oeste. Ocupa uma área com cerca de 450.000 km², coincidente com a Região de Dobramentos Nordeste, e foi desenvolvida no Ciclo Brasileiro, durante a colagem orogênica com idade Neoproterozóica a Cambriana que deu origem a formação do Supercontinente Gondwana, a partir da convergência dos crátons da Amazônico, São Francisco-Congo e São Luis-Oeste Africano (Brito Neves *et al*, 2000).

Segundo Brito Neves *et al* (2000), as estruturas e os tipos de rocha foram desenvolvidos durante a evolução de dois diferentes ciclos tectônicos ocorridos o primeiro entre o final do Mesoproterozóico e o Neoproterozóico, a orogênese Cariris Velhos e segundo no final do Neoproterozóico, a orogênese Brasileira. O embasamento da PB apresenta estruturas associadas à orogênese Transamazônica, ocorrida no Paleoproterozóico Médio, além de feições atribuídas ao Arqueano.

Inicialmente, a Província Borborema foi dividida em dois grandes blocos tectônicos, o Domínio Norte e o Domínio Sul, separados pela zona de cisalhamento Patos, posteriormente Brito Neves *et al*. (2000), a partir de evidências geocronológicas

subdividiu o Domínio Norte ou outros três (Figura 1), sendo eles: Domínio Médio Coreaú (DMC), Domínio Ceará Central e Domínio Rio Grande do Norte. Os dois primeiros estão próximos aos afloramentos estudados e serão detalhados a seguir.

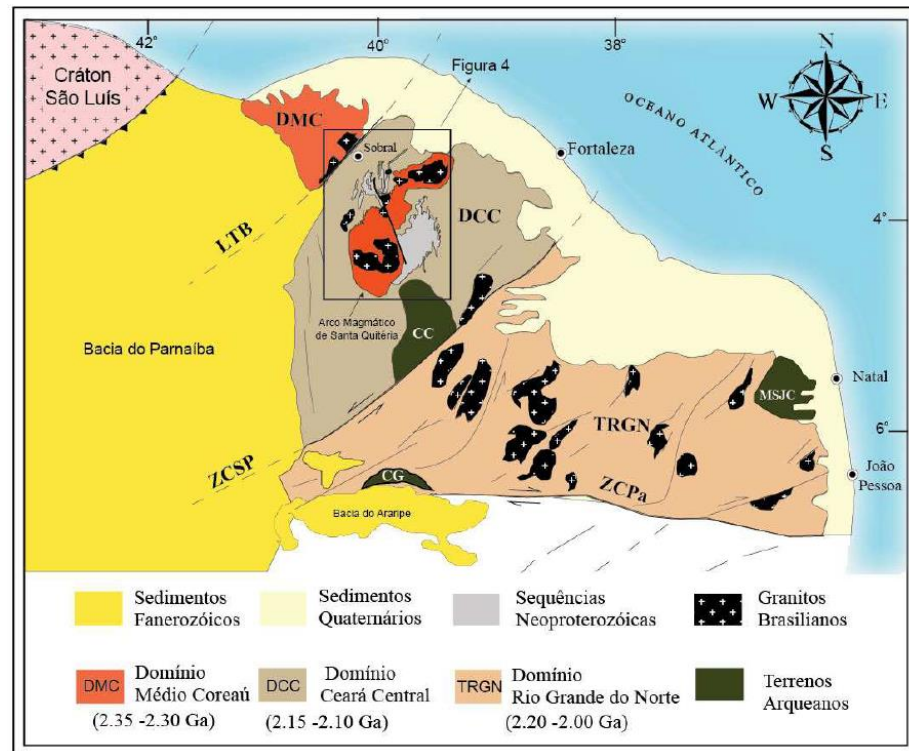


Figura 1. Esboço geológico regional da porção norte da Província Borborema, com os três Domínios. Nota-se também o contato entre a PB e a Bacia do Parnaíba. Extraída de Amaral (2010).

O Domínio Ceará Central é a mais extensa unidade geotectônica da porção norte da PB e abrange quase a totalidade do Estado do Ceará, sendo limitado a leste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) e a oeste pelo Lineamento Transbrasiliiano (LTB). Fetter *et al* (2000) dividiram em o DCC em quatro unidades geotectônicas: núcleo Arqueano, embasamento gnáissico paleoproterozóico, supracrustais de idade neoproterozóica e o Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

O núcleo Arqueano aflora na porção centro sul do DCC e é representado pelo Complexo Cruzeta (CC). Segundo Amaral (2010), o complexo é seccionado pela zona de cisalhamento Sabonete-Inharé, que o divide em duas unidades, Mambuca (2,8 Ga) a sudeste e Pedra Branca (2,7 Ga) a noroeste, ambas de afinidade TTG. Também de afinidade TTG são as rochas do embasamento gnáissico Paleoproterozóico, representadas por gnaisses migmatíticos pertencentes a Suíte Metamórfica Algodões-Choró, com idades entre 2,3 a 2,1 Ga. Ocorre ainda no DCC uma série de associações gnáissicas migmatíticas representativas do embasamento das supracrustais neoproterozóicas agrupadas no Complexo Canindé, compreendido por ortognaisses

de composição tonalítica a granodiorítica, geralmente metamorfizados em fácies anfibolito de alta temperatura, com idades de 2,11 a 2,19 Ga.

As sequências supracrustais do DCC ocorrem ao redor do Arco Magmático Santa Quitéria (AMSQ), tanto a leste quanto a oeste. Segundo Arthaud (2008), essa sequência é caracterizada por paragêneses de alta pressão e alta temperatura associada a tectônica de baixo ângulo, e pela ocorrência de rochas metapelíticas e metapsmíticas, com início de sedimentação a cerca de 750 Ma a partir do rifteamento do embasamento Arqueano/Paleoproterozóico. Dessa forma os sedimentos que deram origem a essas rochas teriam sido depositados em uma bacia do tipo retro-arco relacionado com o AMSQ, tendo como área fonte o embasamento Paleoproterozóico.

Ainda segundo Arthaud (2008) o Complexo Tamboril-Santa Quitéria corresponde a um complexo ígneo formado principalmente por diatexitos e metatexitos, que preservou mega-enclaves de rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos. Além disso, esses migmatitos tiveram grande volume de intrusões de magmas tonalíticos e graníticos. As idades U-Pb em zircão dos granitóides desse complexo variam entre 660 e 614 Ma (Amaral, 2010 *apud* Brito Neves *et al*, 2003).

O Domínio Médio Coreaú localiza-se na porção noroeste da PB, sendo delimitado pelo cráton São Luis – Oeste Africano a noroeste, pela Bacia do Parnaíba a sudoeste e pelo Lineamento Transbrasiliano a sudeste, o qual divide o DMC do DCC. Segundo Brito Neves *et al* (2000), o DMC consiste em um embasamento de 2,35 Ga formado por rochas metamórficas de alto grau e sequências metavulcanosedimentares Neoproterozóicas do Grupo Martinópolis, o qual é constituído de metapelito, meta-arcóseo, metagrauvaca, metaconglomerado e metacarbonato que foram metamorfizados em médio grau, fácies xisto verde a anfibolito, e do Grupo Ubuja que é discordante, pertencente a Bacia do Jaibaras, que conforme descrito anteriormente, também compõem o embasamento da Bacia do Parnaíba, O Grupo Martinópolis está em contato com o Complexo Granja, este por sua vez é formado por gnaisses, ortognaisses, granulitos e migmatitos bandados e dobrados (Cavalcante *et al*, 2003).

A Bacia do Jaibaras encontra-se posicionada paralelamente ao longo de zonas de cisalhamento de direção nordeste-sudoeste, que quando projetadas para sudoeste sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba (Góes *et al*, 1994). As sequências litoestratigráficas que constituem o preenchimento da Bacia do Jaibaras são: Grupos Ubuja e Jaibaras, Formação Aprazível e as rochas ígneas vulcânicas da Suíte Parapuí e Meruoca (Quadros, 1996).

Segundo Brito Neves (1973) o Grupo Ubajara caracteriza o registro de um ciclo tectono-sedimentar completo em margem continental, com litofácies proximais e distais com passagens laterais e interdigitadas. No topo há uma sequência metacarbonática marinha, sobreposta a ela há metarcosios e matagrauvacas. O Grupo Jaibaras por sua vez, foi descrito como uma sequência molassóide, com vulcanismo fissural associado. Segundo Quadros (1996), o vulcanismo associado neste Grupo ocorre cortando ou recobrando os sedimentos da Formação Pacujá, cuja idade obtida é de 535 ± 27 Ma. A estratigrafia desse grupo é caracterizada por brechas e conglomerados polílicos intercalados a arenitos arcossianos finos na base, sobre estes ocorrem arenitos arcossianos, grauvacas, siltitos e folhelhos.

As manifestações magmáticas que cortam os Grupos Ubajara e Jaibaras são intrusivas e extrusivas, consideradas como pós-brasilianas. As intrusivas pertencem à Suite Meruoca de idade cambriana e composição granítica. Já as de origem extrusiva são representadas por um conjunto de rochas vulcânicas (basaltos, andesitos, dacitos e riolitos), sub-vulcânicas e vulcanoclásticas, pertencentes à Suite Parapuí (Quadros, 1996).

A Formação Aprazível, de idade ordoviciana, recobre em discordância erosiva o Grupo Jaibaras, Formação Pacujá, e as rochas das Suites Meruoca e Parapuí, é constituída de conglomerados e brechas polimíticas, com seixos de diferentes litotipos do embasamento cristalino, além de fragmentos de rochas vulcânicas e granitos relacionados, às suítes citadas anteriormente Quadros, 1996).

De acordo com Hollanda et al (2018), os sedimentos da Bacia do Parnaíba exibem três principais populações de zircões detríticos, as quais perfazem cerca de 80 a 90% de todas as idades de populações encontradas nos arenitos, são elas: Paleoproterozóico (2500-1600 Ma), Esteniano-Toniano (1100-900 Ma) e o Neoproterozóico tardio (aproximadamente 635-541 Ma). Sendo que, os diferentes padrões de proveniência nos arenitos da Bacia do Parnaíba são destacados apenas pelas variações nas abundâncias de cada população dentro das unidades estratigráficas.

A presença de minerais pesados metamórficos é indicativa de participação proeminente de rochas metassedimentares como fonte para os sedimentos, sendo que scheelita epidoto e estauroлита são diagnósticos em localizar essas fontes na porção leste (Província Borborema) e oeste (Província Tocantins) da Bacia, respectivamente Hollanda et al (2018).

A Província do Parnaíba, definida por Almeida et al (1977) como uma das províncias estruturais brasileiras com caráter de sinéclise paleozóica, situada na região

nordeste ocidental brasileira compreendendo área de cerca de 650.000 km², que engloba grande parte dos Estados do Piauí e Maranhão, além de porções do Ceará, Pará, Tocantins e Bahia. Abrange a Bacia Sedimentar do Parnaíba e as rochas do embasamento pré-cambriano na porção norte.

Góes (1995) redefiniu a área sedimentar considerada na Província do Parnaíba, como Província Sedimentar do Meio-Norte e individualizou quatro bacias com idades e gêneses distintas que foram definidas como Bacia do Parnaíba, Bacia das Alpercatas, Bacia do Grajaú e Bacia do Espigão-Mestre, conforme Figura 2. Essa divisão foi mantida por Pedreira da Silva et al (2003) que consideraram uma designação pertinente, pois trata-se de evoluções policíclicas.

A província é limitada a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia; a leste pela Falha Tauá; a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu; a norte pelo Arco São Vicente Ferrer-Urbano Santos-Guamá; e a noroeste pelo Arco Capim (Góes, 1995).

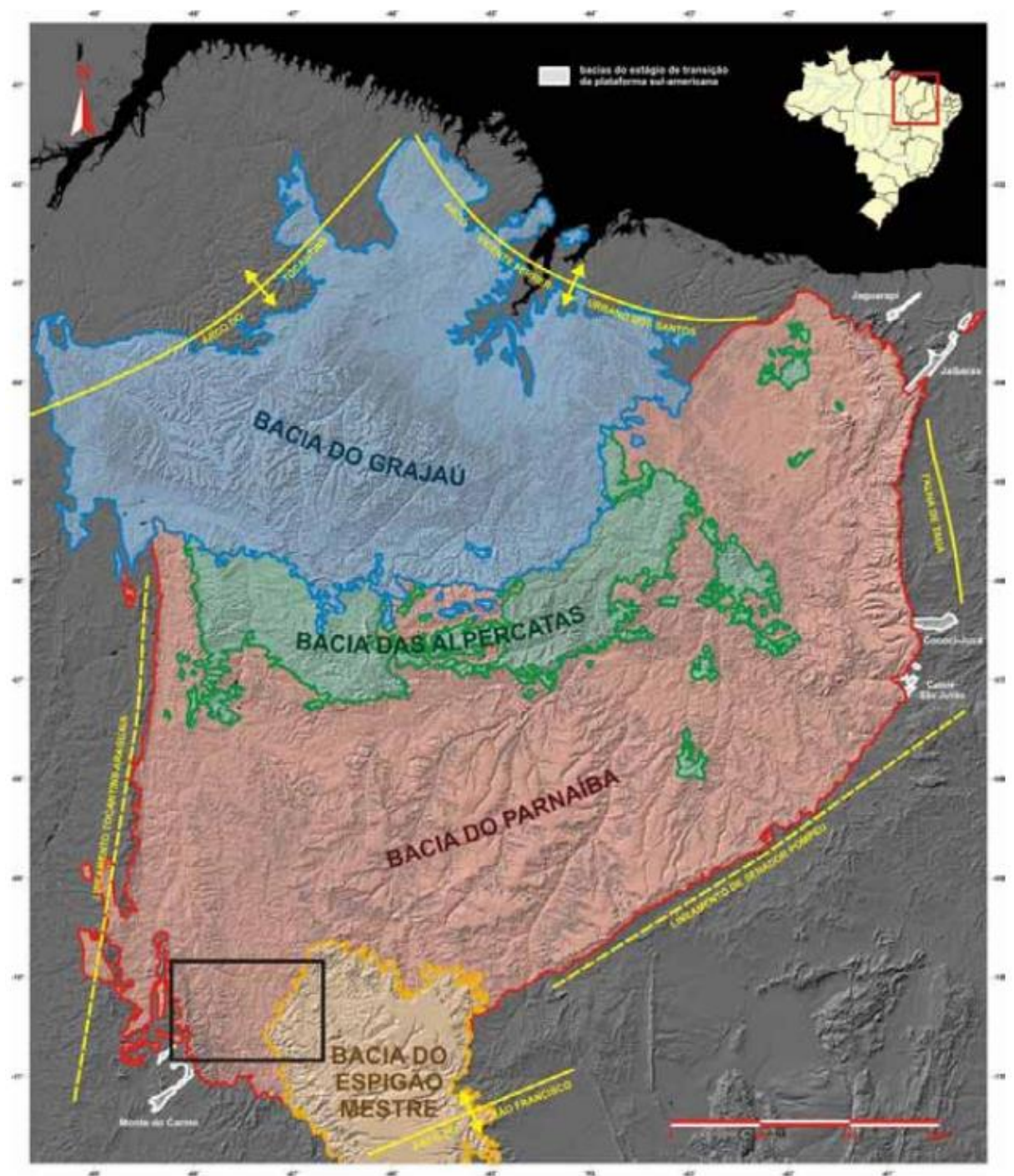


Figura 2. Província Parnaíba, com as quatro bacias individualizadas, conforme proposto por Góes (1995). Figura extraída de Chamani et al (2011).

3.1.2 *Bacia do Parnaíba*

A Bacia do Parnaíba teve os primeiros estudos desenvolvidos no final do século XIX, com os estudos pioneiros de Derby (1884), Small (1914) e Lisboa (1914) e vem chamando atenção dos pesquisadores desde o início da prospecção petrolífera pela Petrobrás em meados da década de 70 (Santos et al, 2007), quando foi dado um salto quantitativo e qualitativo no conhecimento litoestratigráfico, paleontológico e paleoambiental. Ainda segundo Santos et al (2007), os esforços exploratórios realizados entre as décadas de 1960 a 1980 resultaram na descoberta de indícios e acumulações subcomerciais de hidrocarbonetos.

Trata-se de uma bacia sedimentar intracratônica situada entre as faixas de dobramento que bordejam os crátons do Amazonas, São Luís e São Francisco (Cunha, 1986). Formada durante o Estádio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida e Carneiro, 2004).

A Bacia do Parnaíba se desenvolveu sobre um substrato de rochas não mais antigas que o Mesoproterozoico, muitas das quais metassedimentares de grau baixo a intermediário de metamorfismo, que se expõem nas faixas de dobramento que a circundam, limitando os crátons do Amazonas, São Luís e São Francisco, além de rochas magmáticas relacionadas ao Ciclo Brasileiro. Em tal substrato, ocorrem grábens preenchidos pela Formação Jaibaras (Chamani et al 2011).

O desenvolvimento tectono-sedimentar da Bacia do Parnaíba é atribuído à estruturação precursora relacionada aos pulsos termais do Ciclo Brasileiro (cerca de 500 Ma), os quais foram responsáveis pela formação de grábens distribuídos por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte (Santos et al, 2007). A partir desses pulsos termais ocorreu uma lenta subsidência termal e flexural, que segundo Chamani (2011) foi aparentemente controlado pelos lineamentos Transbrasileiro (SO–NE), o principal controlador, e Picos-Santa Inês (NO–SE), ambos herdados do pré-cambriano. Ainda segundo o autor, a primeira grande sequência deposicional, ocorrida no Siluriano e delimitada pela orogenia Caledoniana gerou a primeira discordância regional da bacia. A subsidência termal flexural seguiu-se durante a deposição da segunda grande sequência (Devoniana). A sedimentação desta sequência continuou até a orogenia Eo-herciniana, que gerou também gerou uma discordância de caráter regional.

A compartimentação da bacia até o Pensilvaniano continuou a ser exercida pelos dois grandes lineamentos do ciclo Brasileiro. A partir do Permiano ocorreu uma migração de seu depocentro para o centro da bacia. No Mesozoico, os principais elementos tectônicos regionais foram a estrutura de Xambioá (E–O), situada no centro

da bacia; e o arco Ferrer–Urbano Santos delimitando as pequenas bacias marginais associadas à abertura do Atlântico Sul Equatorial. No Jurássico e Cretáceo, derrames e diques de diabásio (rochas de ambientes distensionais) indicam os efeitos da desagregação do Pangea (Formação Sardinha) e do Gondwana (Formação Mosquito) (Chamani et al 2011).

A coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba elaborada por Vaz et al (2007) é apresentada na figura 3, sendo representada por três grupos Serra Grande, Canindé e Balsas, em que estão relacionadas as flutuações dos níveis eustáticos dos mares epicontinentais do Eopaleozóico.

Conforme observado na coluna estratigráfica, a Bacia do Parnaíba apresenta incorformidades e, segundo Menzies et al (2018), essas incorformidades são super simplificadas e devem existir muitas outras, concentradas principalmente ao longo da margem sudoeste da bacia. Paleocorrentes sugerem uma direção de transporte de sedimento de sudoeste para nordeste, o que é observado no Grupo Serra Grande (Janikian et al. (2020).

Os sedimentos da Bacia do Parnaíba, a partir de análises da assembleia de minerais pesados têm como possível proveniência um micaxisto de grau médio regionalmente metamorfizado, provavelmente da Faixa de Dobramento do Araguaia (Menzies et al, 2018).

Segundo Hollanda et al (2014) as rochas paleozoicas-triássicas sedimentares da Bacia do Parnaíba foram fortemente afetadas por diversos processos geológicos ocasionando dissolução intraestratal, paleopedogênese e reciclagem interna, o que muito provavelmente, modificou as assinaturas de proveniência sedimentar.

A Bacia do Parnaíba é um exemplo de uma clássica bacia intracratônica oval com um longo registro sedimentar, no qual há um atípico sistema de petróleo ígneo-sedimentar, onde desde 2010 sete campos de gás comerciais foram encontrados. A compreensão desse sistema pode ser utilizada como base para expandir o sucesso de exploração em outros sistemas análogos (Miranda et al, 2018).

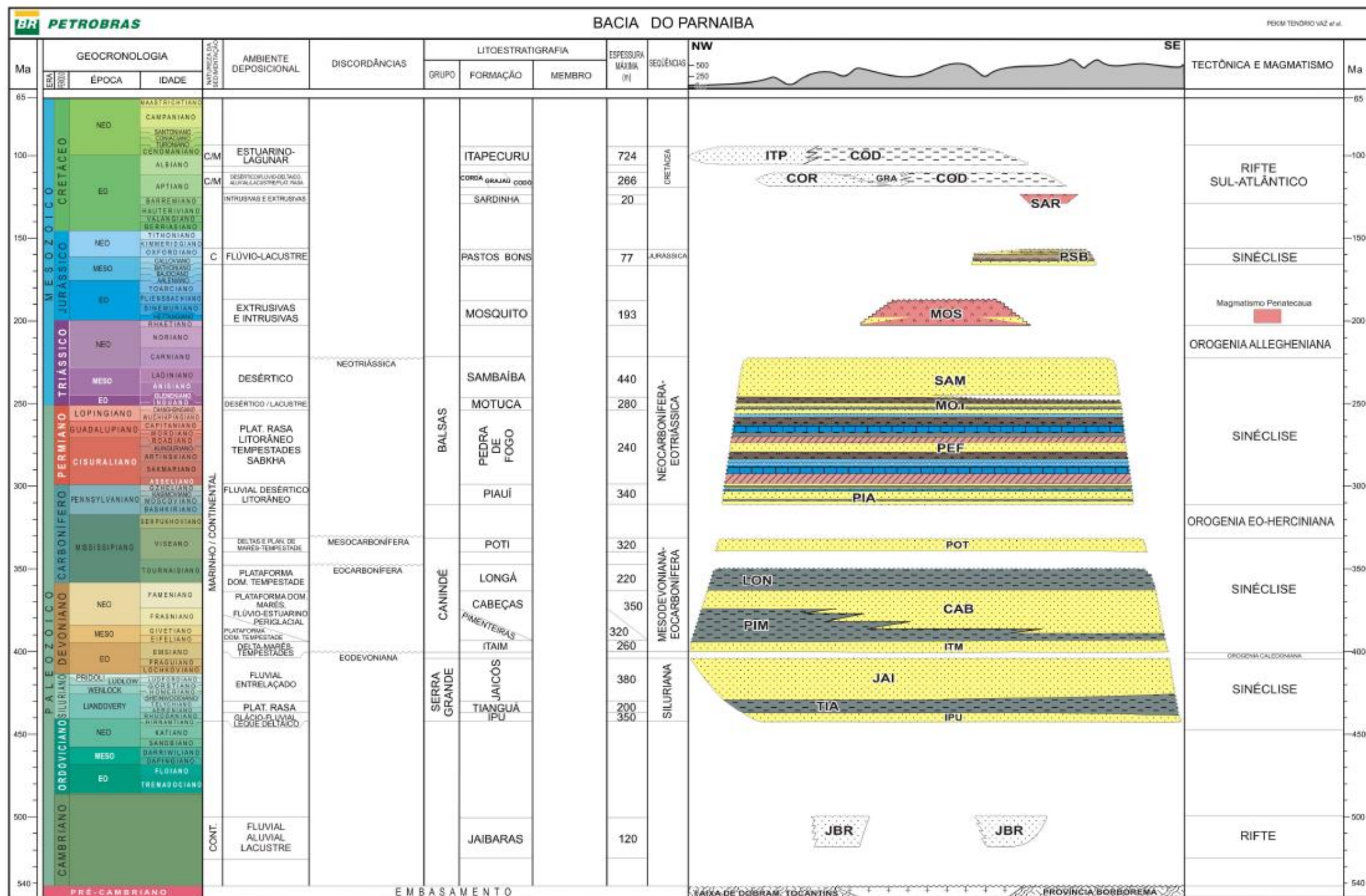


Figura 3. Coluna estratigráfica da Bacia da Parnaíba. Figura extraída de Vaz et al (2007, anexo).

3.1.3 Grupo Serra Grande

O Grupo Serra Grande (Small, 1914) é composto pelas Formações Ipu (basal), Tianguá e Jaicós (Caputo e Lima, 1984; Cunha, 1986; Góes e Feijó, 1994; Góes, 1995; Pedreira da Silva et al, 2003; Vaz et al, 2007). Segundo Caputo e Lima (1984), os dados palinológicos sugerem uma idade ordoviáciana-siluriana para o grupo. Dessa forma, a unidade mais basal começou a ser depositada também sob condições glaciais ou periglaciais quando a glaciação afetou o noroeste da África e partes do nordeste brasileiro.

A área e afloramento do Grupo Serra Grande é restrita a extremidade leste da bacia (Figura 4), local de estudo deste trabalho, porém em subsuperfície abrange quase que toda a extensão da bacia (Vaz et al, 2007). Os sedimentos estão assentados discordantemente sobre o embasamento metamórfico, representando uma sequência deposicional da primeira ingressão marinha na Bacia do Parnaíba no siluriano (Barros et al, 2011).

Segundo Góes (1995) este grupo inicia-se com influência glacial da Formação Ipu, com a deposição de conglomerados e arenitos continentais, que gradam para arenitos e folhelhos marinhos da Formação Tianguá, numa sedimentação transgressiva e encerra-se com a sedimentação regressiva da Formação Jaicós constituída por arenitos e conglomerados.

Nos arenitos do Grupo Serra Grande há maior concentração de fragmentos líticos xistosos, em comparação aos outros Grupos da Bacia do Parnaíba, variando entre 5 a 20% da composição. Esse maior percentual é encontrado, principalmente, nas fácies fluviais grossas, em concordância com a presença de grânulos de quartzo policristalino (Hollanda et al, 2014)

A partir da coluna estratigráfica elaborada por Vaz et al (2007), apresentada anteriormente, verifica-se que existiram três principais ambientes deposicionais no período de sedimentação do Grupo Serra Grande. No final do ordoviciano e início do siluriano predominava ambiente glácio-fluvial com leques deltaicos, os quais chegam a 300 metros de espessura. Após a ingressão marinha ocorrida no siluriano a sedimentação ocorreu em ambiente plataformal raso e por fim com a regressão marinha o ambiente deposicional de transformou em fluvial entrelaçado. O final da deposição é marcado pelos efeitos da orogenia caledoniana, que causou uma discordância de caráter regional (Santos et al, 2007).

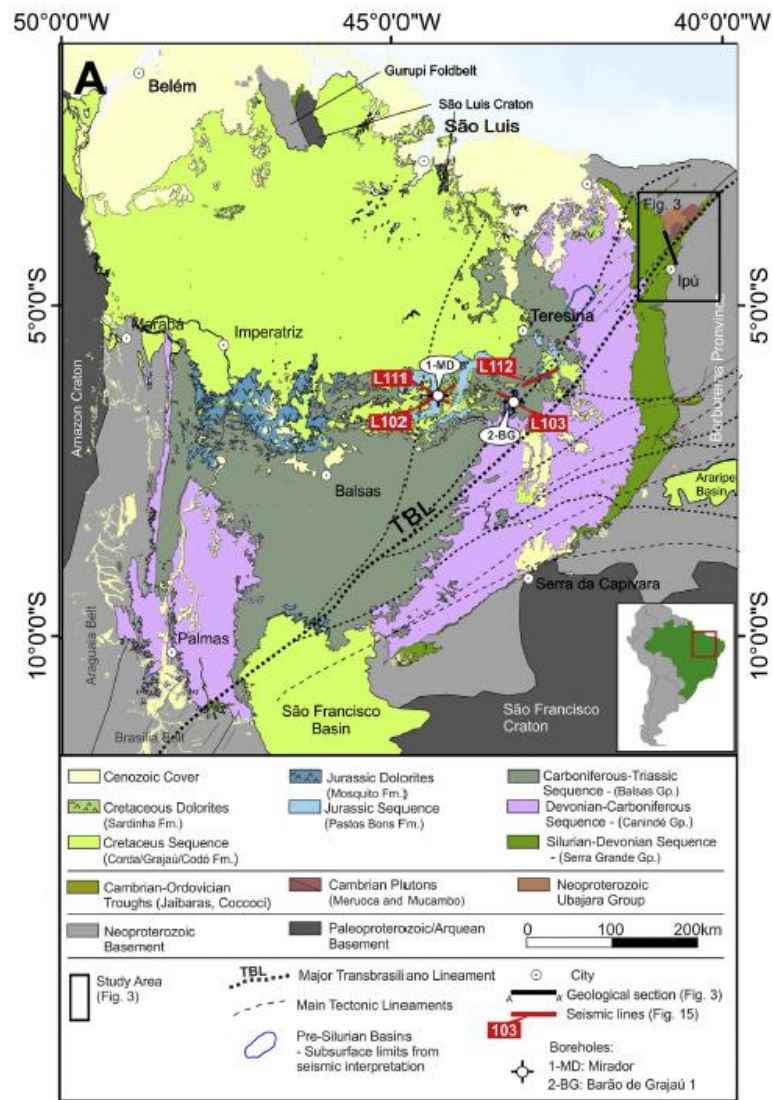


Figura 4. Mapa geológico da Bacia do Parnaíba com destaque para as províncias que circundam a Bacia do Parnaíba e a área de afloramento do grupo Serra Grande no extremo leste. Extraída de Assis et al (2019).

3.1.4 Formação Ipu

A Formação Ipu é considerada por Caputo e Lima (1984) como depositada entre o neordoviciano e o eosiluriano, a qual foi inferida a partir de possíveis correlações com outras unidades e por ser sobreposta concordantemente pela Formação Tianguá de idade eo a neolandoveriana. A partir do zoneamento com quitnozoários e miasporos, Grahn et al (2005), atribuíram idade llandoveriana para o topo da Formação Ipu. O ambiente deposicional proposto por Caputo e Lima (1986) é formado por leques aluviais glaciais e periglaciais, passando para leques deltaicos no interior da bacia.

Esta unidade é composta de arenitos com granulometria variável de fina a grossa, apresentando-se maciços ou com abundante estratificação cruzada. Conglomerados compostos principalmente de seixos e matacões de quartzo e

quartzitos, com até 50 cm de diâmetro, imersos em matriz arenosa. Arenitos conglomeráticos de coloração branca a creme, maciço ou com estratificação cruzada, friável a bem cimentado com seixos disseminados de quartzo, muitos com mais de 5 cm de diâmetro. Diamictitos com 6 metros de espessura com clastos de quartzo, quartzito, arenito fino e rochas do embasamento cristalino imersos em matriz areno-argilosa (Caputo e Lima, 1984).

Em um estudo mais recente, Cerri et al (2020) também descreveram os aspectos sedimentares da Formação Ipu como uma sucessão de granulometria grossa composta principalmente por arenitos e subordinadamente por conglomerados na base da sucessão. A parte intermediária é composta por arenitos de granulação média a grossa que são dispostos em conjuntos de espessura decimétrica em forma de cunha e estratificação cruzada plana. Já a parte superior, próximo ao contato com a Formação Tianguá, é caracterizada por arenitos bem selecionados de granulação média a grossa, dispostos em escala métrica de conjuntos de estratificação cruzada amalgamados, estruturas sugestivas de deposição nas barras da boca de um delta.

Cerri et al (2020) realizaram análise de proveniência macroscópica da Formação Ipu foi realizada em conglomerados e arenitos com seixos, sendo a distribuição dos litotipos homogênea nos afloramentos estudados. Os veios de quartzo perfazem cerca de 85% da frequência dos litoclastos encontrados, subordinadamente há também quartzito (4,22%), gnaiss (2,58%) e granito (1,26%), vulcânica ácida (0,38%), arenito (0,13%), basalto (0,16%) e granito porfiritico (0,16%) (Cerri et al, 2020). A análise realizada na região sul da desse estudo, é próxima ao afloramento PSG-09, aqui estudado.

No mesmo estudo, Cerri et al (2020), observaram que apesar da predominância de veios de quartzo, há uma correlação clara entre pequenas variações composicionais e mudanças nas áreas de origem. Quartzitos e litoclastos de rochas vulcânicas ácidas podem ser encontradas apenas na região sul da área de estudo (próximo ao PSG-09) e desaparecendo nos afloramentos localizados no norte, próximo ao Graben Santana do Acaraú. A distribuição espacial de cada litotipo indica uma distribuição heterogênea, indicando que há uma diversidade considerável de áreas fontes que contribuíram para formação dos depósitos, embora sejam depósitos com alta maturidade. Ainda segundo Cerri et al. (2020), as áreas fontes devem se localizar longe da atual fronteira erosiva oriental da Bacia do Parnaíba. Considerando a direção principal de transporte de sedimentos sendo para noroeste na Formação Ipu, as rochas do Domínio Central Cearense são as áreas fontes mais prováveis, principalmente aquelas que passaram por metamorfismo na fácies anfibolito (Figura 5).

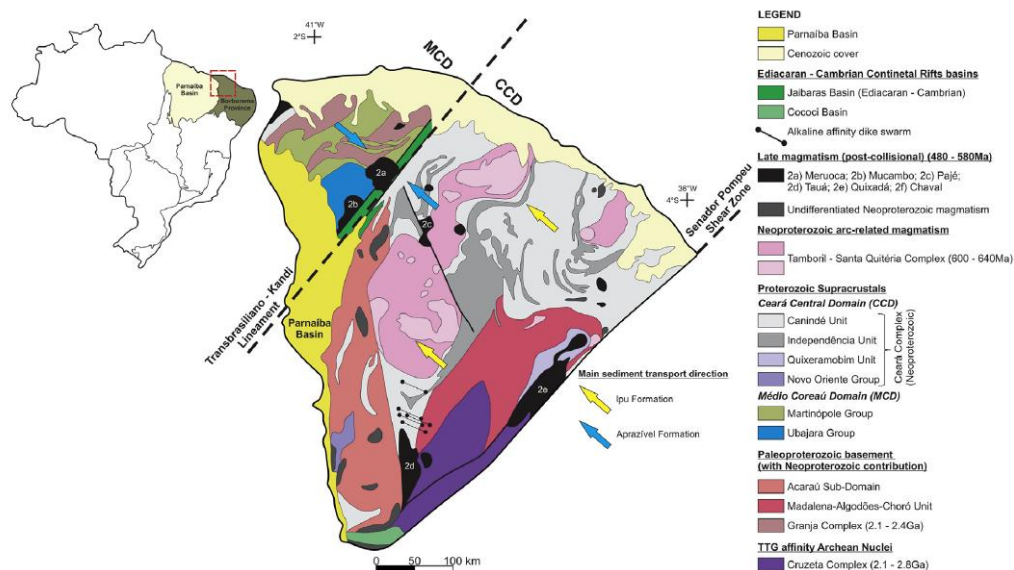


Figura 5. Mapa geológico da bacia do Parnaíba e seu entorno, com as possíveis áreas fontes. Extraída de Cerri et al (2020).

Janikian et al (2019) observaram que na Formação Ipu existem dois sistemas fluviais contemporâneos e lateralmente equivalentes, com as paleocorrentes na direção oeste-noroeste, perpendiculares às isopacas regionais e à margem da bacia. Os depósitos nessas duas áreas diferem no predomínio de tamanho dos grãos e na arquitetura deposicional, sugerindo diferentes áreas de captação, fluxos sedimentares e tipos fluviais. Na figura 6 é possível observar as paleocorrentes dos dois afloramentos que são analisados neste estudo, enquanto as figuras 7 e 8 apresentam os afloramentos PSG-09 e SG-VIII e suas seções colunares.

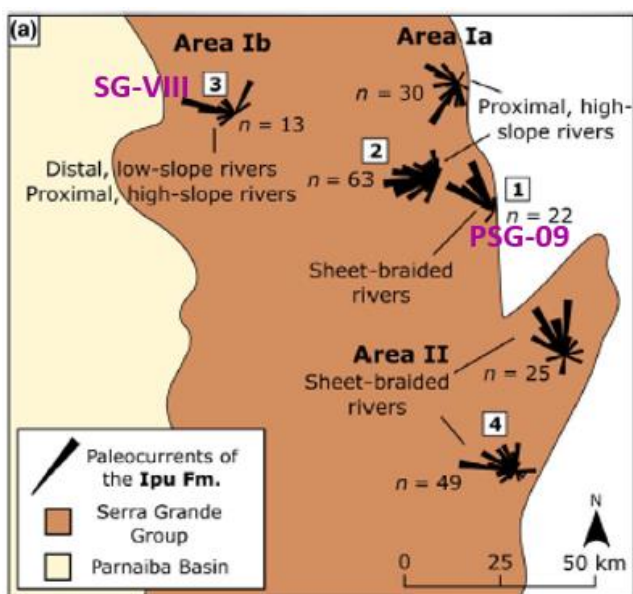


Figura 6. Paleocorrentes da Formação Ipu, com destaque para os afloramentos analisados neste estudo. Extraída e modificado de Janikian et al (2019).

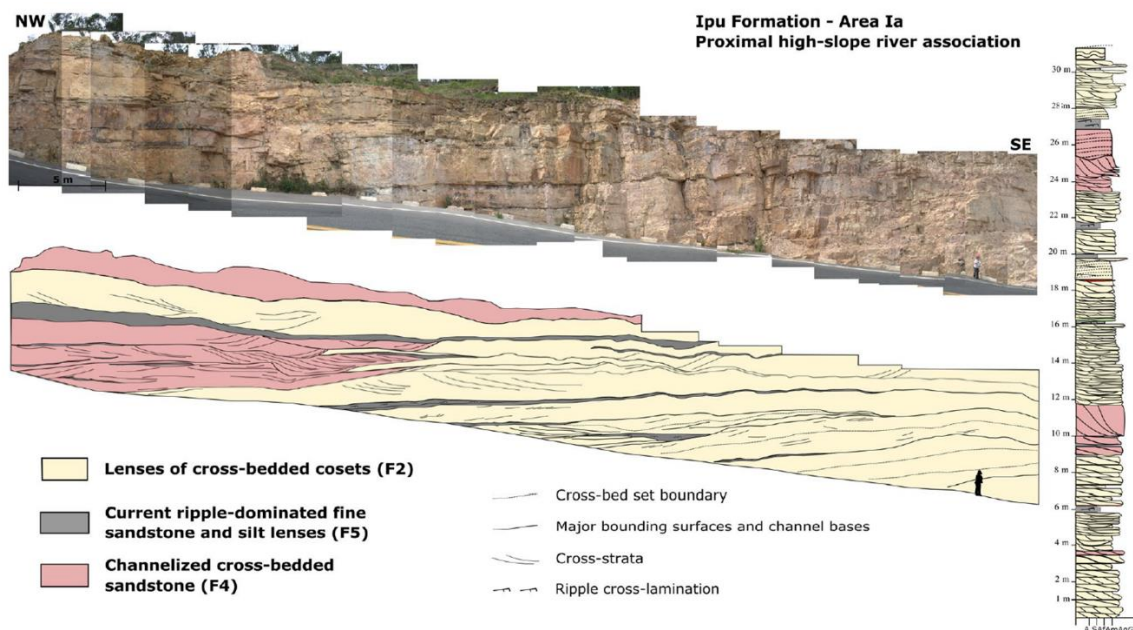


Figura 7. Afloramento proximal da Formação Ipu e seção colunar. Extraída de Janikian et al (2019).

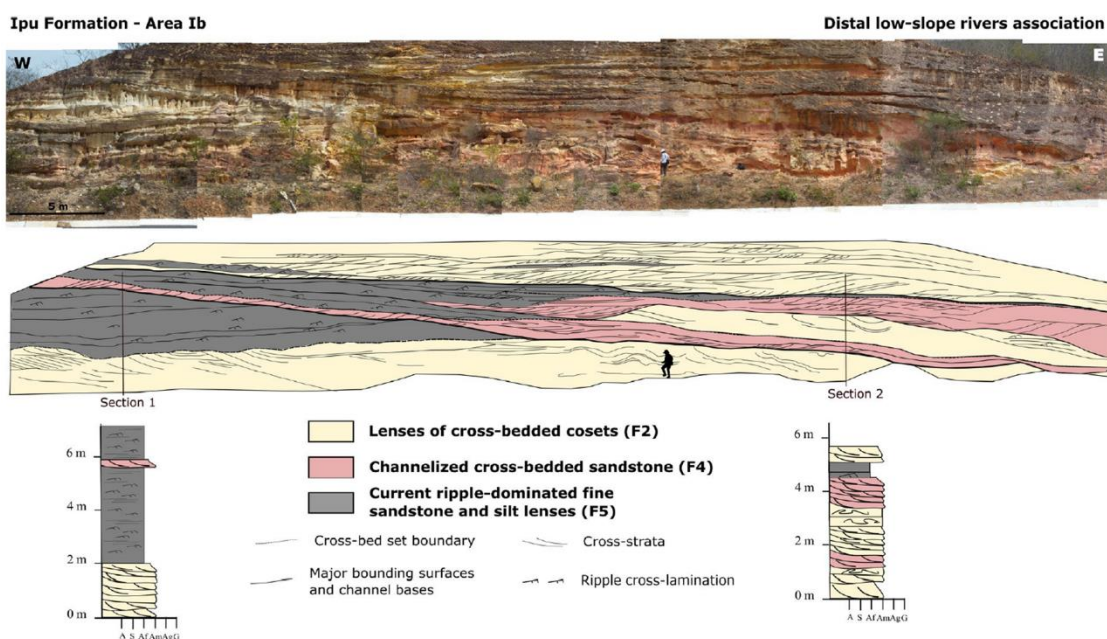


Figura 8. Afloramento distal da Formação Ipu e seção colunar. Extraída de Janikian et al (2019).

Todo o pacote da Formação Ipu pode chegar até 300 metros de espessura (Caputo e Lima, 1984; Vaz et al, 2007), esse pacote rico em areia contém excelentes fácies com potencial para gerar reservatórios, nas quais podem vir a ser descobertos ocorrências de hidrocarbonetos (Miranda et al, 2018).

A Figura 9 apresenta o mapa geológico da borda leste da Bacia do Parnaíba, próximo a área de estudo, com o embasamento e algumas unidades da bacia..

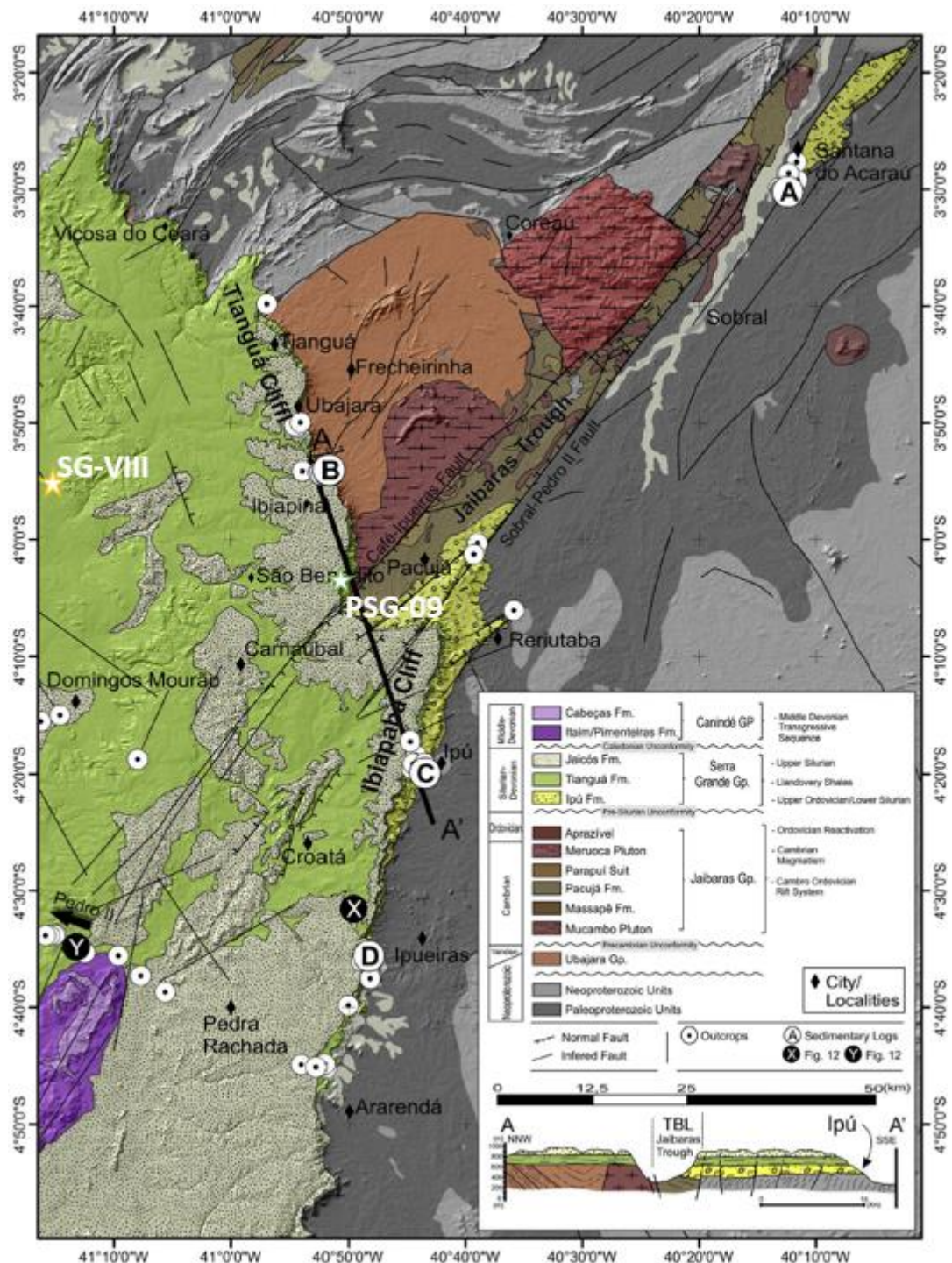


Figura 9. Mapa geológico local da Bacia do Parnaíba, com destaque para a localização dos afloramentos PSG-09 e SG-VIII. Figura extraída e modificada de Assis et al (2019).

3.2 Sistemas Fluviais

Os rios atuam como o principal mecanismo de transporte de sedimentos para longe de áreas montanhosas e transportando-os para lagos e mares, onde grande parte do sedimento clástico é depositado (Miall, 2010).

Os sistemas fluviais também podem ser deposicionais, acumulando sedimentos dentro de canais e em planícies de inundação (Figura 10). O tamanho do grão e as estruturas sedimentares nos depósitos do canal do rio são determinadas pelo abastecimento de detritos, gradiente do rio, vazão total e variações sazonais ingresso (Nichols, 2009).

Na Figura 10 observa-se que nas regiões montanhosas predomina a erosão e transporte, enquanto nas regiões mais planas há o predomínio de transporte e deposição, esses rios que correm sobre os próprios depósitos, são chamados de aluviais. Nota-se que existem diferentes morfologias de canais ao longo do sistema fluvial.

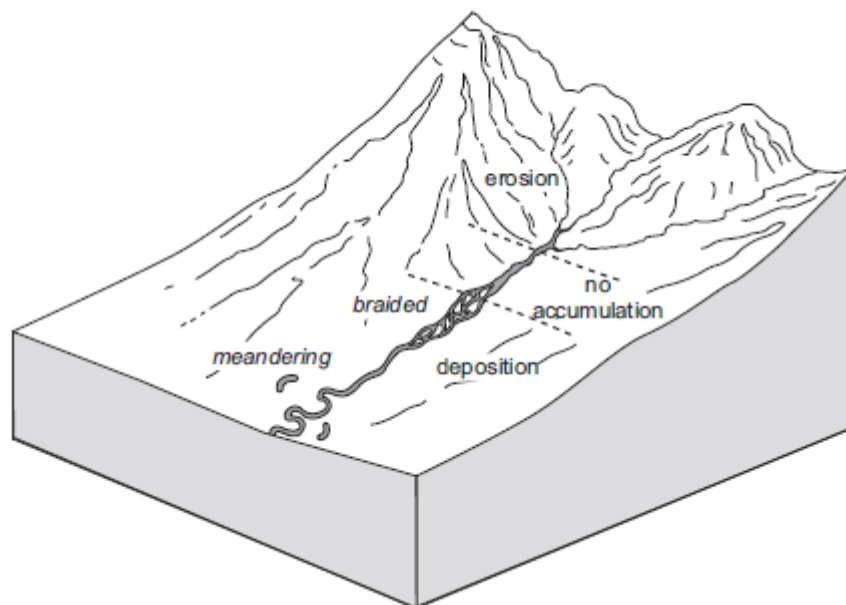


Figura 10. Área fonte, zona de deposição e localização de diferentes morfologias de canais em um sistema fluvial. Figura extraída de Nichols (2009)

Sistemas fluviais são de grande importância para a indústria do petróleo, uma vez que depósitos fluviais, normalmente, são ricos em areia e portanto podem formar rochas com características ideais para se tornarem reservatórios, devido as características petrofísicas (porosidade, permeabilidade e conectividade).

Os depósitos de sistemas fluviais foram inicialmente estudados por Allen (1963), que a partir de uma série de experimentos discutiu os processos e produtos

sedimentares característicos. Duas das principais análises para caracterização dos depósitos fluviais são análise de fácies e análise de elementos arquiteturais.

A análise de fácies é fundamentada, dentre outros, a partir dos estudos de Selley (1970), Walker (1979), Anderton (1985), Reading (1996) e Miall (2000) e consiste na apreciação das propriedades sedimentares sejam elas de grão (textura e mineralogia) ou de agregado (cor, tenacidade, trama, estrutura, granulometria, coesão, permeabilidade e porosidade), as quais em conjunto podem ser associadas com análogos. Tem como objetivo conseguir classificar de uma forma que seja útil para interpretação de processos sedimentares e de ambientes.

Os elementos arquiteturais, foram inicialmente definidos e estudados nos trabalhos pioneiros de Allen (1983) e foram posteriormente definidos por Miall (2010) como os componentes de um sistema fluvial, como canal e barras, que devem ser menores do que o canal fluvial em si e maiores do que uma unidade de fácies individual, sendo caracterizados pela composição de fácies, geometria interna, forma externa e por vezes, variação vertical de fácies.

3.2.1 Transporte e morfologia de canais

A capacidade e competência de transporte de sedimentos pelos rios está intimamente relacionada com a sua morfologia assim, os depósitos dos sistemas fluviais são condicionados pelos diferentes estilos de canais, que representam a somatória das diversas variáveis envolvidas sejam elas físicas (declividade, descarga e tamanho dos sedimentos) ou ambientais (como clima e presença de vegetação).

As diferentes conjunções desses fatores geram diferentes morfologias, as quais foram divididas em três estilos por Leopold & Wolman (1957) entrelaçado, meandrante e retilíneo (*braided*, *meandering* e *straight*). Posteriormente, Miall (1977) adicionou mais um estilo o anamostosado, desassociando-o do estilo entrelaçado.

Bridge (2006) formulou um gráfico (Figura 11) no qual apresenta os controles, descarga formadora do canal e declividade do vale. e os diferentes canais resultantes. Para declividade e/ou descarga pequena o canal resultante será retilíneo, com o aumento da declividade e/ou descarga o rio começará a erodir a margem e formar barras alternadas no canal tornando-o meandrante, com a progressão desses processos o rio se tornará entrelaçado, aumentando cada vez mais a relação largura/profundidade. Ressalta-se que a granulação é uma consequência dessa variação e não a sua causa.

O transporte dos sedimentos pelos rios pode se dar de três maneiras diferentes, por arrasto ou rolamento, saltação e suspensão, as duas primeiras são

consideradas cargas de fundo enquanto os sedimentos que são transportados por suspensão são carga de suspensão. Em geral, as granulações maiores são transportadas como carga de fundo e estão mais sujeitas ao atrito, porém a depender da velocidade do fluxo a areia pode ser carregada como carga de suspensão.

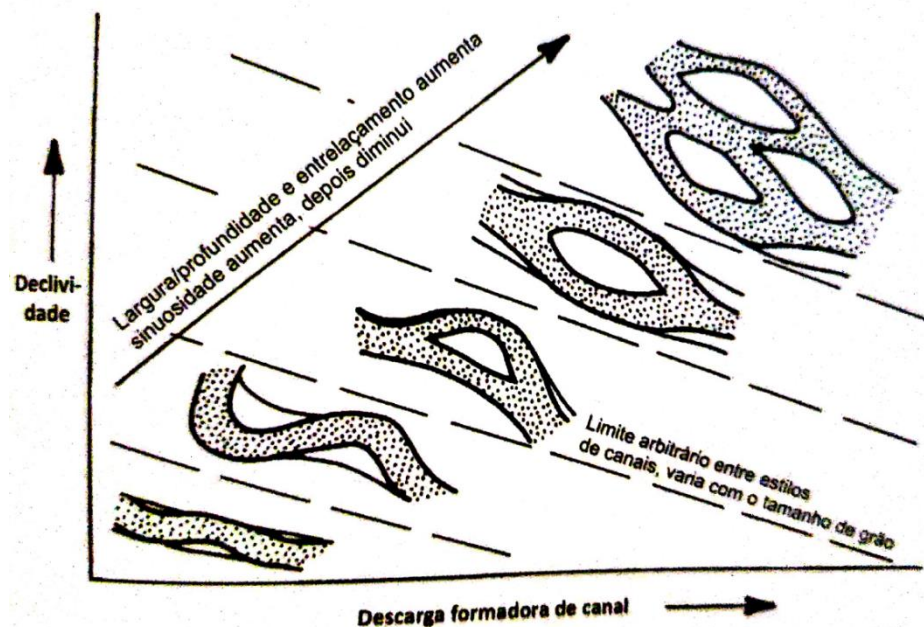


Figura 11. Gráfico com os controles e os estilos de canais resultantes. Figura extraída de Bridge (2006)

3.2.2 Rio entrelaçado

Os rios entrelaçados apresentam alta relação largura/profundidade e não são tão sinuosos como os rios meandrantos (Miall, 2010), apresentam barras de meio de canal (mid-channel bars) que dividem os canais (Nichols, 2009), conforme Figura 12. Ainda segundo Nichols (2009) essas barras são expostas em estágios de fluxo baixo e cobertas quando o fluxo alto ultrapassa a altura das barras. Normalmente há forte fluxo entre as barras, o que favorece o transporte de sedimento mais grosso, que irá formar a parte mais representativa, em volume, dos depósitos.

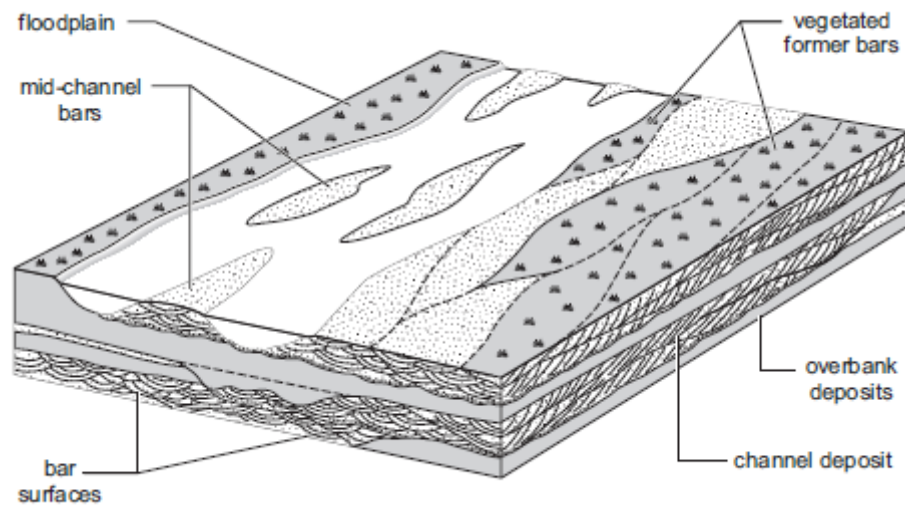


Figura 12. Esquema com as principais características morfológicas de um rio entrelaçado..

Figura extraída de Nichols (2009)

As barras de meio de canal se formam pois durante as cheias, com maior vazão e consequentemente maior potência da corrente, as duas margens são erodidas, assim há um aumento na largura do canal. Com a diminuição do fluxo e consequente diminuição da potência, os sedimentos que antes eram transportados são depositados no meio do canal, já que as margens foram erodidas.

A Figura 13 apresenta o perfil vertical típico, proposto por Nichols (2009) de um depósito de rio entrelaçado. Observa-se uma sucessão de areais com estratificação cruzada e ligeira diminuição na granulometria, próximo ao topo. No topo da barra há uma sucessão entre camadas mais ricas em argila e outras mais ricas em areia fina com a possível presença de matéria orgânica.

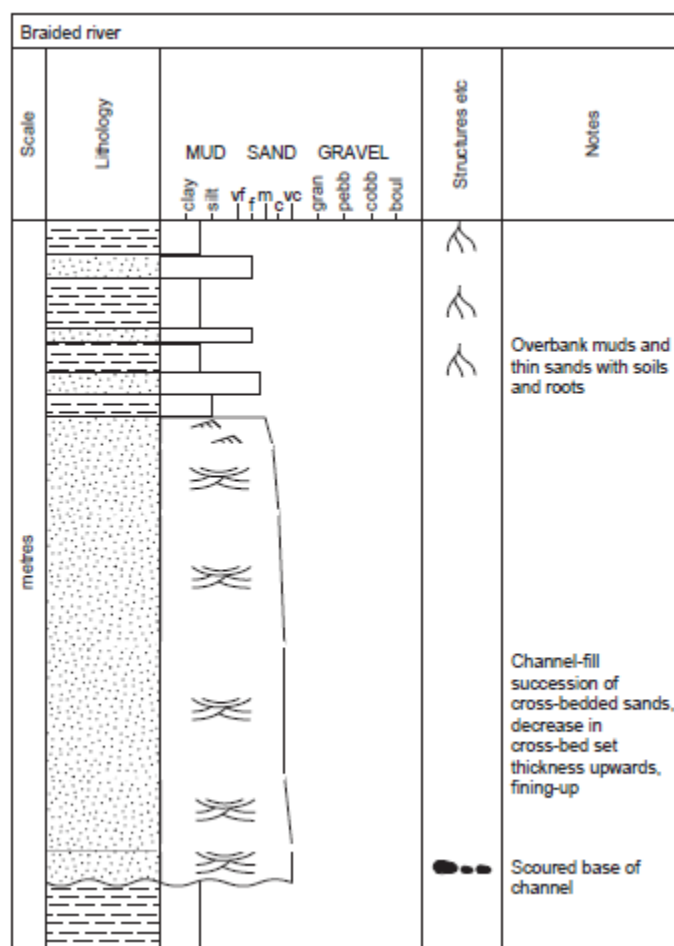


Figura 13. Perfil vertical de um depósito de rio entrelaçado. Figura extraída de Nichols (2009)

3.3 Petrofísica

Os principais parâmetros petrofísicos a serem analisados nesse estudo serão a porosidade e a permeabilidade. A porosidade pode ser definida como o volume de vazios de uma rocha e é dada em porcentagem (volume de vazios pelo volume total da rocha). Esse volume não é fixo e varia durante todos desde o momento da deposição e em todos os eventos diagenéticos.

Tiab & Donaldson (2004) dividiram em porosidade absoluta e efetiva e em primária e secundária. A porosidade absoluta só leva em conta o volume total de poros (armazenamento), enquanto a porosidade efetiva considera o volume de vazios interconectados, ou seja, onde é possível a transmissão de fluídos (armazenamento e transmissão). A porosidade primária é do momento da deposição já a secundária é originada por processos pós-deposicionais, que podem aumentar como faturamento, dissolução e contração ou diminuir como compactação e cimentação.

Existem alguns parâmetros que afetam a porosidade dentre esses, segundo Selley (1998), não se engloba o tamanho do grão. Em seu estudo dois parâmetros são destacados: a seleção dos grãos e a geometria de empacotamento. A relação entre a

porosidade e a seleção granulométrica nas rochas é diretamente proporcional. A geometria do empacotamento pode fazer com que a porosidade varie até 22%, já que o mais frouxo, o cúbico possui 48% de porosidade, enquanto o mais compacto, o romboédrico tem 26% de porosidade. Considerando esferas cúbicas de mesmo raio.

Segundo Pittman (1979) existem quatro tipos de porosidade: a intergranular, a de dissolução de grão detríticos ou autigênicos, a microporosidade na qual as gargantas de poros são menos que 0,5 μm e de fraturas.

A permeabilidade é a capacidade de uma rocha armazenar e conduzir fluidos, com isso a permeabilidade é dependente da porosidade e de seus parâmetros condicionantes, tendo como principal diferença o tamanho dos grãos, já que quanto menor eles forem menor serão os poros e gargantas, reduzindo assim a permeabilidade (Selley, 1998). A Figura 14 apresenta o gráfico de porosidades e permeabilidade em relação ao tamanho dos grãos e seleção granulométrica. Observa-se que tanto a porosidade quanto a permeabilidade aumentam com o aumento da seleção, porém apenas a permeabilidade aumenta com aumento granulométrico.

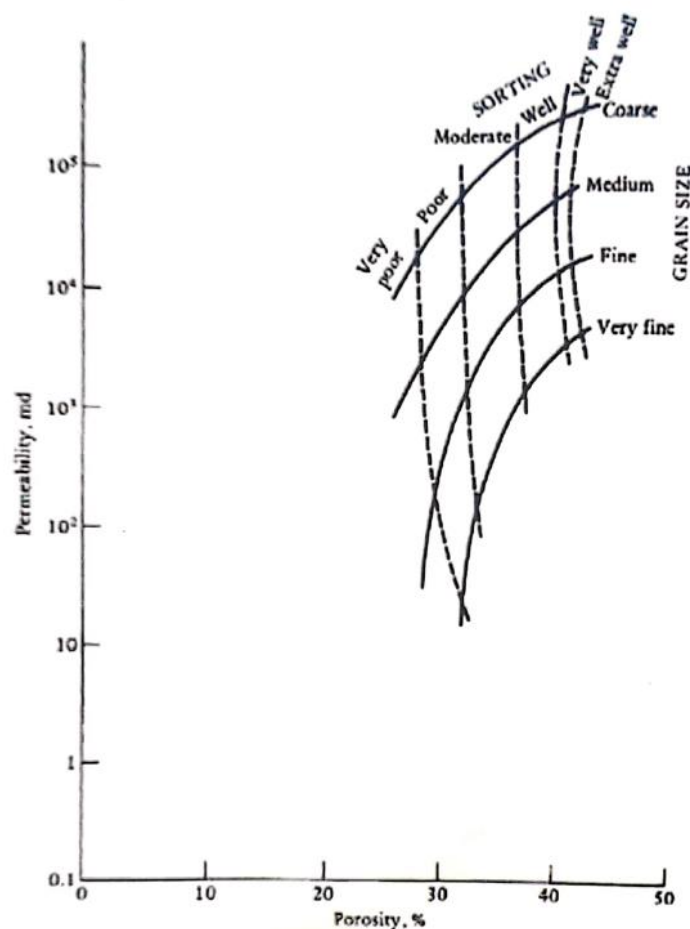


Figura 14. Gráfico de variação de permeabilidade e porosidade em relação a tamanho de grãos e seleção granulométrica. Figura extraída de Selley (1998)

3.4 Diagênese

A diagênese foi definida por Pettihohn (1975) como conjuntos de processos químicos atuantes sobre os sedimentos e fluidos intersticiais, Jonas & McBride (1977) adicionaram os processos físicos, que atuam desde a deposição do sedimento até o metamorfismo e Ali (1981) acrescentou os processos bioquímicos e biológicos.

Worden & Burley (2003) definiram que a diagênese ocorre em condições de baixa temperatura (0 a 200-250 °C), em profundidade de até 1000 m e 2000 kg/cm² de pressão, conforme diagrama apresentado na Figura 15, na presença de soluções aquosas e gases.

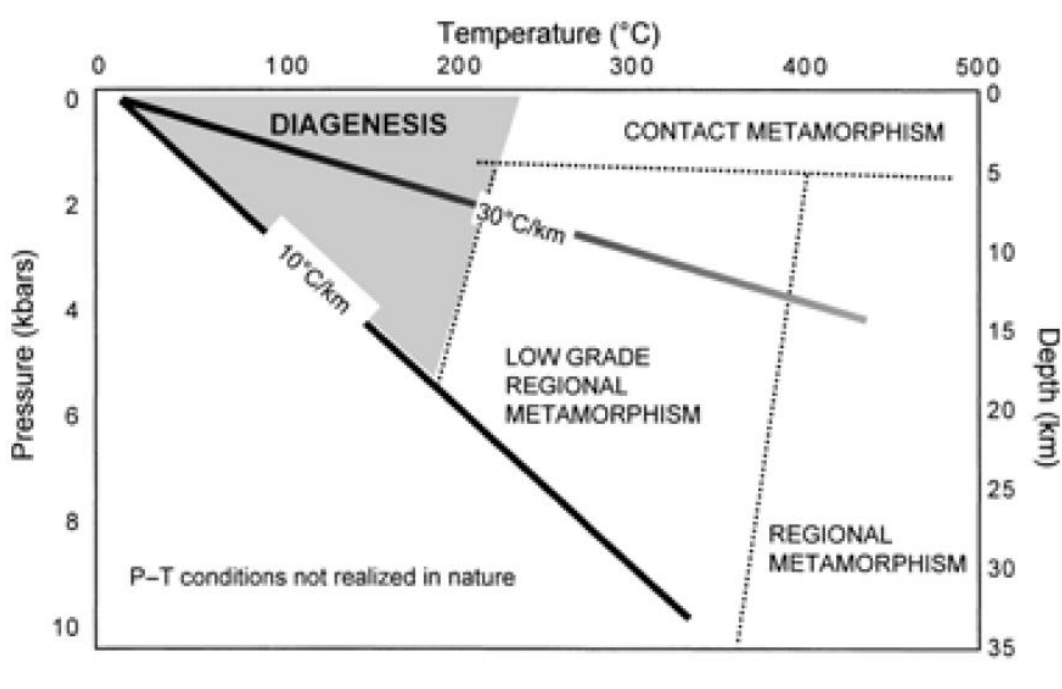


Figura 15. Diagrama de pressão-temperatura e os limites da diagênese. Figura extraída de Worden & Burley (2003)

Como observado no diagrama acima a diagênese é um processo complexo e que se dá em diversos estágios, Morad *et al* (2010) propuseram uma divisão para esses estágios que consiste em eodiagênese, mesodiagênese rasa e profunda e telodiagênese. O estágio da eodiagênese, inicial, consiste em processos que ocorrem em pequenas profundidades, até 2 km, e temperaturas, até 70°, com fluidos deposicionais e superficiais. A mesodiagênese rasa, ocorre em profundidade de 2 a 3 km e temperatura entre 70 e 100 °C, já a profunda em profundidade maiores que 3 km e temperaturas maiores que 100 °C, antes de chegar ao metamorfismo. Por fim, na telodiagênese a rocha é novamente exposta a condições superficiais sendo exumada, através de soerguimento ou erosão, ou então pela infiltração de água meteórica em profundidade.

A diagênese exerce uma grande influência na porosidade e permeabilidade e esses impactos foram estudados por Morad *et al* (2010). Os processos diagenéticos podem ter dois efeitos preservar a porosidade (Figura 16) a partir de cutículas que impedem o sobrecrecimento de quartzo ou reduzir a porosidade (Figura 17).com a formação de pseudomatriz e caulinitização dos silicatos e compactação mecânica na eodiagênese, além de dissolução por pressão intergranular e cimentação de quartzo. Porém pode haver a dissolução dos feldspatos aumentando a porosidade e a permeabilidade.

A

Porosity preservation by grain coats

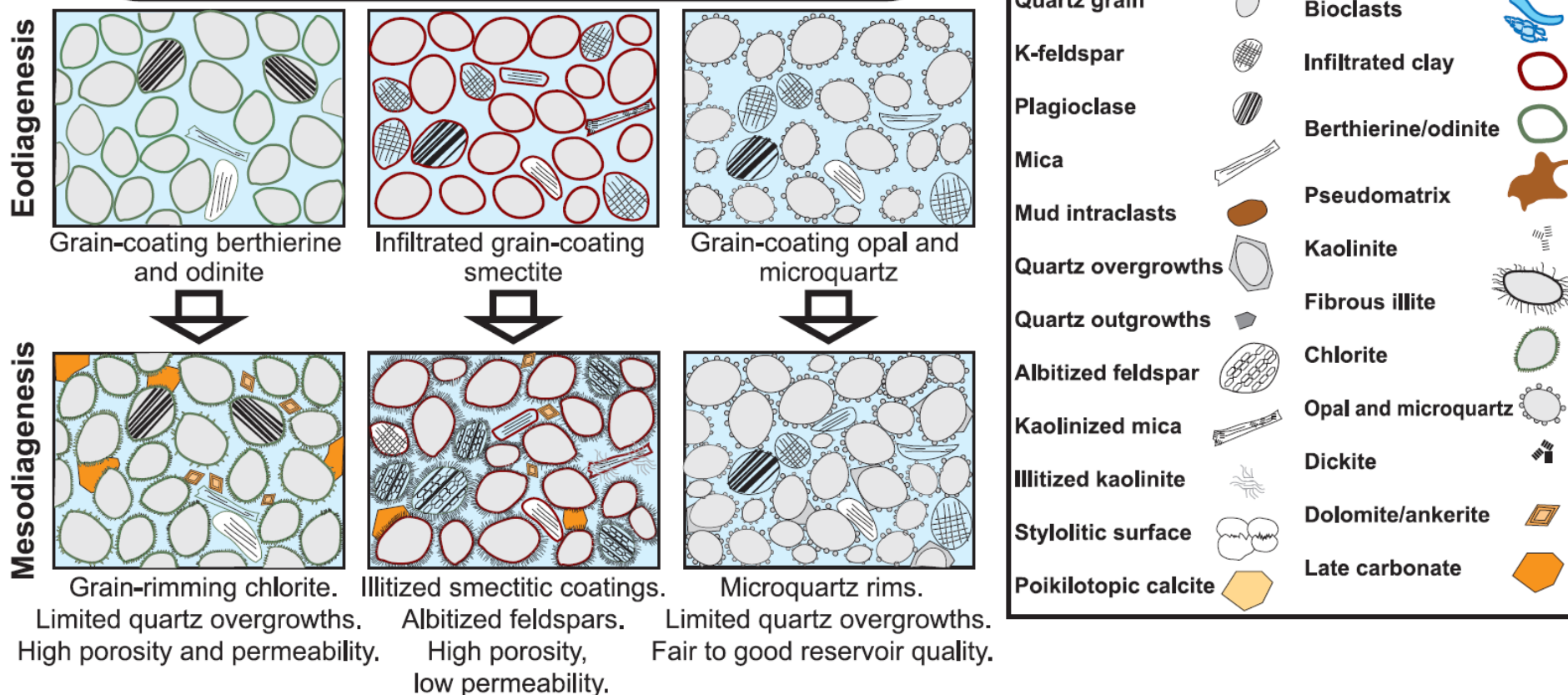


Figura 16. Ilustração dos caminhos comuns de preservação da porosidade e permeabilidade na evolução de diagenética. Figura extraída de Morad et al (2010)

B

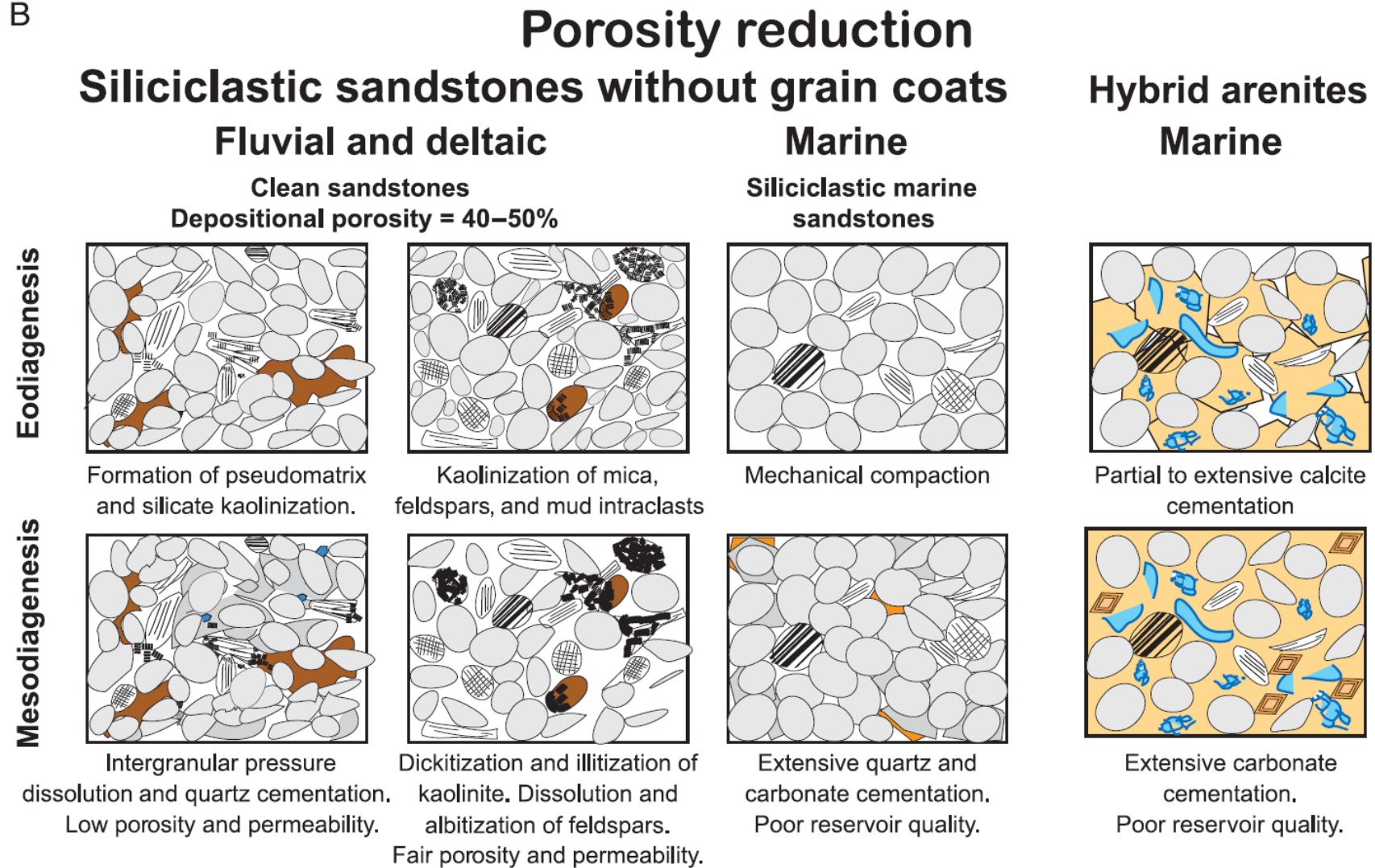


Figura 17. Ilustração dos caminhos comuns de redução da porosidade e permeabilidade na evolução de diagenética. Figura extraída de Morad et al (2010)

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Os estudos foram realizados em dois afloramentos da Formação Ipu. O afloramento situado na rodovia CE-321, localizado entre os municípios de São Benedito e Lapa (Estado do Ceará), é denominado como PSG-09. Nesta localidade o afloramento representa uma exposição contínua de todo o topo da Formação Ipu (posicionado próximo à atual borda leste da Bacia do Parnaíba), com mais de 600m de extensão e 30m de altura. O segundo afloramento localiza-se na BR-222, junto à divisa dos Estados do Piauí e Ceará, e denomina-se SG-VIII. A Formação Ipu nesta localidade também corresponde ao topo da Formação Ipu, características de unidades fluviais geradas um pouco mais distante da área-fonte da bacia (segundo Janikian et al., 2019), e apresenta cerca de 60 m de extensão e 12 m de altura.

O material utilizado neste estudo compreendeu dados de campo (como descrição de fácies e, de associação de fácies), 15 lâminas petrográficas do afloramento PSG-09 (Tabela 1) e 42 lâminas do afloramento SG-VIII (Tabela 2), além da análise das relações de fácies aos elementos arquiteturais. Também foram utilizados, dados de permeabilidade e porosidade obtidos pelo método a gás, em amostras já coletadas em trabalhos anteriores (Processo FAPESP 2016/03091-5). Todos os dados foram integrados, visando o reconhecimento dos fatores geológicos responsáveis pela diferença das características permoporosas que estes afloramentos apresentam.

Lâminas	Permeabilidade, millidarcys	Porosidade percentual	Fácies	Elemento Arquitetural
	ao Ar	Ambiente		
PSG-09-A1_V	3,6600	10,1	arenito médio a grosso, com estratificação cruzada acanalada, e concentração de grânulos nos limites	Barra
PSG-09-A1_H	13,8000	12,4		
PSG-09-A3_H1	5,9700	9,8	arenito grosso, com estratificação cruzada acanalada	Barra
PSG-09-A3_H2	4,9500	9,9		
PSG-09-A3_V	5,5500	9,8		
PSG-09-A5_H1	11,8000	9,9	arenito muito grosso, com estratificação cruzada tabular	Barra
PSG-09-A5_H2	35,5000	9,9		
PSG-09-A5_V	7,5900	9,3		
PSG-09-A10_V	25,4000	12,5	-	
PSG-09-A11_V	,2140	15,5	arenito grosso, com estratificação cruzada acanalada	Barra
PSG-09-A11_H1	4,860	15,9		
PSG-09-A12_V	,0180	9,0	arenito médio, com cruzada tabular	Barra
PSG-09-A12_H1	17,2000	12,8		
PSG-09-A13_V	,1740	7,1	Fm Tianguá	
PSG-09-A13_H1	,2020	7,2		

Tabela 1. Lâminas petrográficas do afloramento PSG-09, com dados de fácies, elementos arquiteturais, dados de porosidade e permeabilidade. Em verde estão as amostras que tiveram a análise modal realizada

Lâminas	Permeabilidade, millidarcys	Porosidade percentual	Fácies	Elemento Arquitetural
	ao Ar	Ambiente		
SGVIII-1A	155,0000	32,1	arenito médio a fino, rosado, com estratificação cruzada tabular	Barra 1A
SGVIII-1A(B)				
SGVIII-2A	140,0000	31,0	arenito médio a fino, rosado, com estratificação cruzada de baixo ângulo (transição para topo barra)	Barra 1A
SGVIII-2A(B)				
SGVIII-3A	401,0000	37,8	arenito fino micáceo, alaranjado, com estratificação cruzada de baixo ângulo (transição para topo barra)	Barra 1A
SGVIII-3A(b)				
SG-VIII-4A=1	35,9000	27,2	-	
SG-VIII-05B	53,2000	28,8	arenito fino, esbranquiçado, com estratificação cruzada de baixo ângulo	Topo de Barra
SGVIII-5Ca				
SGVIII-5Cb				
SGVIII-6B	203,0000	35,7	arenito fino a médio, rosado, com estratificação cruzada tabular	Barra
SGVIII-7C	86,2000	33,6	arenito fino a médio, rosado, com estratif cruz tabular	Barra
SGVIII-8C	114,0000	34,2	arenito Fino a médio, rosado, micáceo, com estatificação cruzada	Barra
SGVIII-9A	205,0000	30,5	arenito médio a fino, amarelado, com estratificação cruzada tabular	Barra
SGVIII-9A2				
SGVIII-10B	51,0000	30,4	arenito médio a fino, esbranquiçado, com estratificação cruzada tabular	? Barra
SGVIII-11B	487,0000	35,9	arenito fino, esbranquiçado	Topo de Barra
SGVIII-11B2				
SGVIII-12A	124,0000	33,9	arenito médio a fino, alaranjado, com estratificação cruzada	Topo de Barra
SGVIII-13A	74,4000	32,5	arenito médio a fino, alaranjado, com estratificação cruzada tabular	Barra 1A
SGVIII-14Aa	237,0000	31,4	arenito fino, com climbing, esbranquiçado, com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo	Topo de Barra
SGVIII-14Ab				
SGVIII-15C-A	100,0000	32,1	arenito médio, rosado a amarelado, com estratificação cruzada	Barra 1B
SGVIII-15C-B				
SGVIII-16A-V	170,0000	32,0	arenito médio a fino, alaranjado, com estratificação cruzada	? Barra
SGVIII-16A-H				
SGVIII-17A-V	273,0000	33,1	arenito médio, alaranjado, com estratificação cruzada	? Barra
SGVIII-17A-H				
SGVIII-17C				
SGVIII-18B	305,0000	37,2	arenito fico, com climbing, amarelado	Canal
SGVIII-19CA	232,0000	35,7	arenito médio a fino, rosado, convoluto	arenito convoluto (barra 1B)
SGVIII-19CB				
SGVIII-20C	283,0000	37,3	arenito fino a médio, vermelho, convoluto	aren. Conv. (barra 1B)
SGVIII-21B	197,0000	38,0	arenito médio, alaranjado, convoluto	barra 1B
SGVIII-22Ca	284,0000	35,7	arenito fino a médio, vermelho, convoluto	arenito convoluto (barra 1B)
SGVIII-22Cb				
SGVIII-23B(a)	292,0000	37,7	arenito médio, alaranjado, com estr cruz	barra 1B
SGVIII-23B(b)				
SGVIII-24BA	509,0000	36,0	arenito médio a fino, avermelhado, convoluta	arenito convoluto (barra 1B)
SGVIII-24BB				
SGVIII-25C	2,5400	39,9	arenito médio, avermelhado, com estratificação cruzada	barra 1B
SGVIII-26C	235,0000	36,5	arenito fino a médio, rosado, com estratificação cruzada	barra 1B

Tabela 2. Lâminas petrográficas do afloramento SG-VIII, com dados de fácies, elementos arquiteturais, doados de porosidade e permeabilidade. Em laranja estão as amostras que tiveram a análise modal realizada

4.1 Análises Petrográficas

Na análise petrográfica foram descritas amostras das principais fácies representativas dos dois afloramentos analisados. As análises qualitativas realizaram-se em microscópio de luz polarizada, do Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica do IGc – USP, a partir da observação dos constituintes do arcabouço, matriz, cimento e poros, além das feições diagenéticas, para posterior análise quantitativa das amostras no Laboratório de Petrografia Sedimentar (LABPETRO) do IGc – USP.

As análises foram realizadas seguindo a metodologia proposta por Tucker (2001) na qual é descrito um esquema de análise petrográfica para os arenitos. Para o reconhecimento dos diferentes constituintes foi utilizado o atlas de rochas sedimentares no microscópio ótico de Adams *et al* (1987).

A quantificação foi realizada no microscópio petrográfico Leica – modelo DM750P, que possui um *charriot* acoplado com precisão variável, ideal para contagens (Figura 18). As imagens foram analisadas com o *software* LAS (Leica Application Suite) e geradas através da câmera Leica MC170HD.



Figura 18. À esquerda microscópio petrográfico Leica DM750P, à direita charriot em detalhe

.Após a análise qualitativa das amostras, verificou-se que algumas das lâminas possuem orientação preferencial dos grãos e/ou porções contínuas de argila (Figura 19), dessa forma foi necessário encontrar um método de contagem que fosse

adequado, para minimizar possíveis erros. O método de contagem escolhido foi o do comboio no qual todos os grãos visíveis são contados, conforme Figura 20 (Galehouse, 1971).

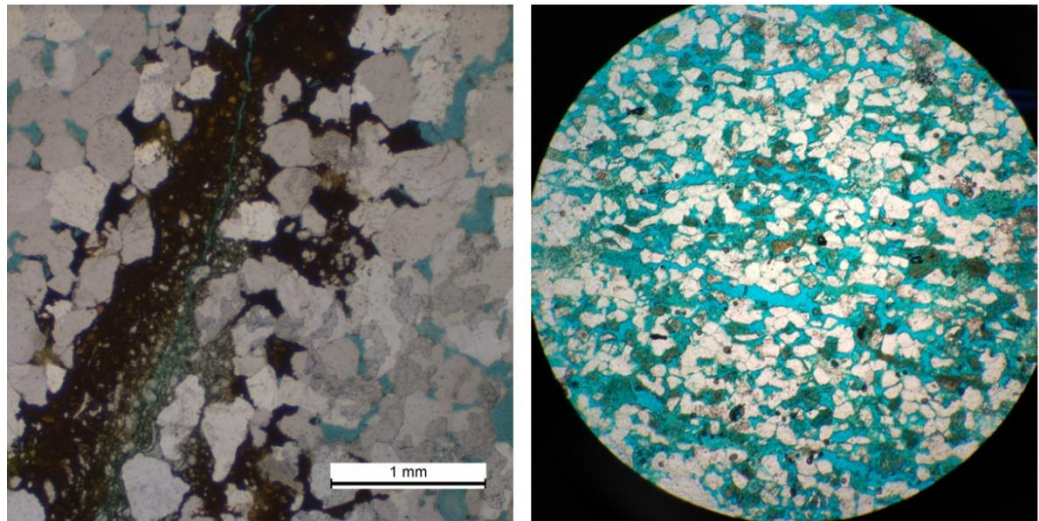


Figura 19. Fotomicrografias indicando, à esquerda porção contínua de argila e à direita orientação preferencial dos grãos

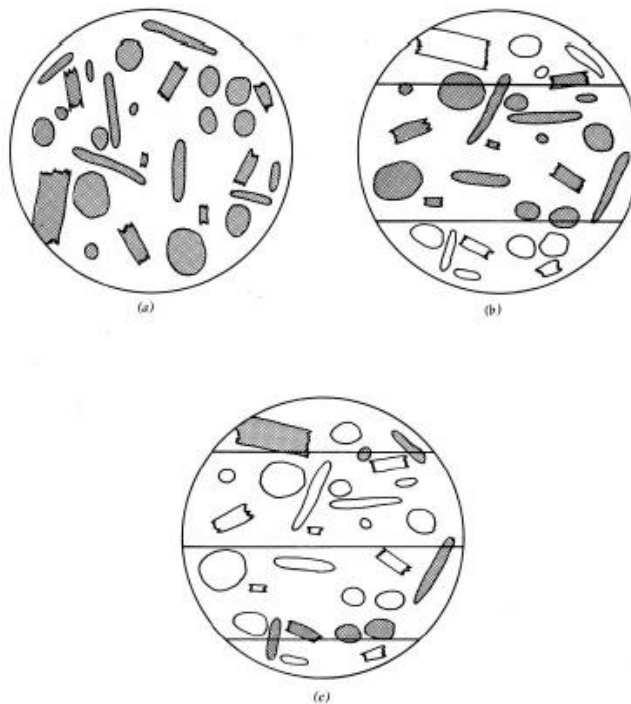


Figura 20. Diferentes métodos de contagem de pontos e grãos, os grãos em cinza representam os que serão considerados na contagem nos diferentes métodos. A) Método do comboio (todos os grãos são contados). b) Método da faixa (os grãos entre linhas são contados). c) Método das linhas (os grãos que estão sobre os eixos das linhas são contados). Extraído de Galehouse (1971);.

A análise quantitativa teve como objetivo identificar os constituintes detríticos e os diagenéticos, sendo realizados 300 pontos por lâmina. Foram considerados todos

os grãos com tamanho maior que silte (0,0625) e menores que 2,0 mm, conforme método de contagem modal de Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985) no qual, todos os grãos no intervalo mencionado devem ser quantificados separadamente, mesmo que façam parte de um fragmento de rocha. Os fragmentos de rocha com textura fina são contados de acordo com a sua classificação, exemplo: metamórficas de baixo grau, vulcânicas, folhelhos, arenitos (Figura 21).

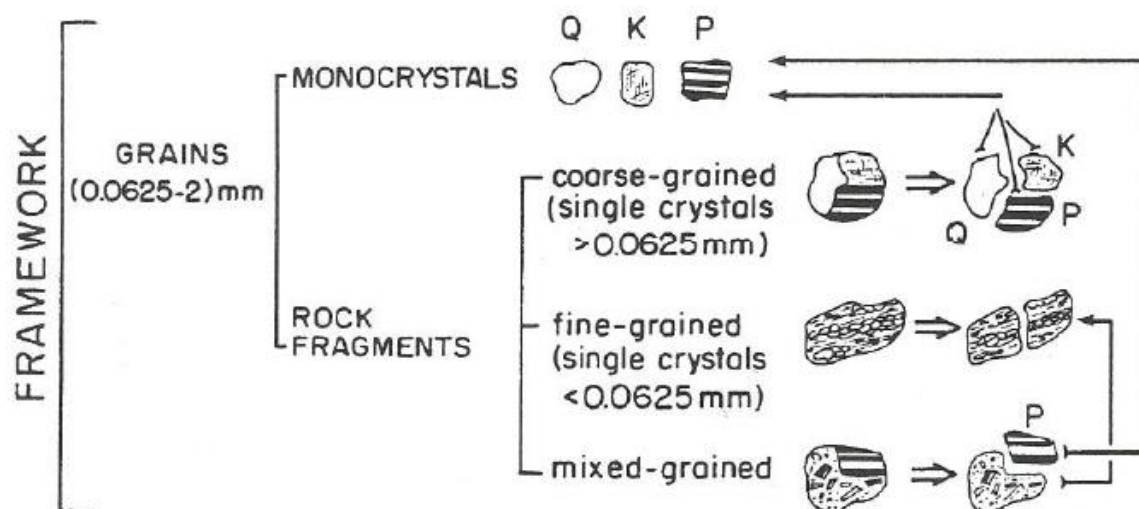


Figura 21. Fluxograma para técnica de quantificação que minimiza a dependência do tamanho do grão na determinação da composição da rocha (Extraído de Zuffa, 1985).

Este método salienta a composição mineralógica/composicional das rochas fontes, independente da granulometria, sendo dessa forma, ideal para comparação de rochas com granulometrias diferentes, evitando ruído textural, como é o caso nesse trabalho.

Os valores obtidos para as composições mineralógicas, através da contagem modal, para o arcabouço foram recalculados para porcentagens de quartzo monocristalino ondulado e não ondulado, quartzo policristalino, feldspatos e fragmentos de rocha e posteriormente plotadas em dois diagramas, para análise de proveniência, tectônica e de rocha fonte. Para identificação das assinaturas composicionais dos principais ambientes tectônicos, considerando o conteúdo de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha, foi utilizado o diagrama ternário de Dickinson (1985) (Figura 22). Foi também utilizado o diagrama ternário de Basu *et al* (1975), para obtenção das rochas fonte, com base nas concentrações relativas dos diferentes tipos de quartzo (Figura 23).

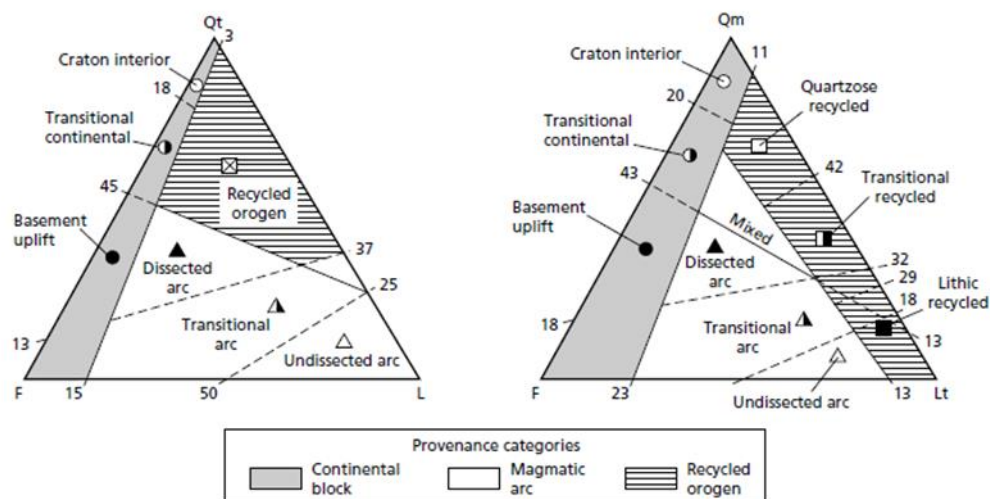


Figura 22. Diagramas ternários indicando as diferentes proveniências tectônicas a partir das diferentes composições (Dickinson, 1985). Extraído de Tucker (2001)

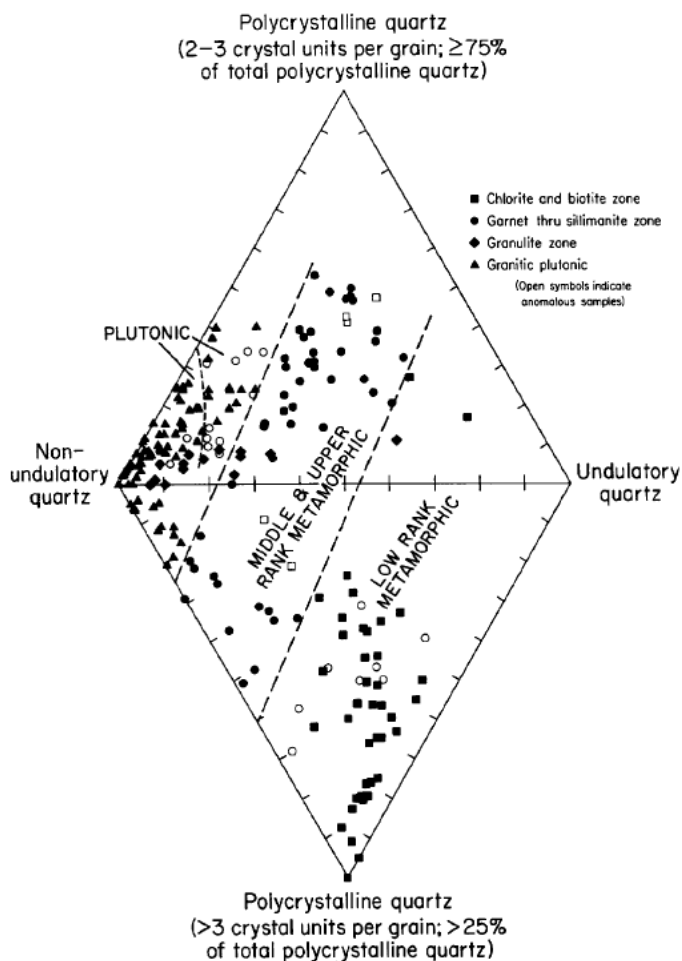


Figura 23. Diagramas ternários de proveniência com base nos diferentes tipos de quartzo. Extraído de Basu et al, 1975).

Os dados obtidos através da contagem modal de porcentagem de cimento e volume intergranular foram plotados em diagrama de Houseknecht (1987) (Figura 24). Esse diagrama avalia a importância dos processos compactacionais e cimentação no desenvolvimento da porosidade.

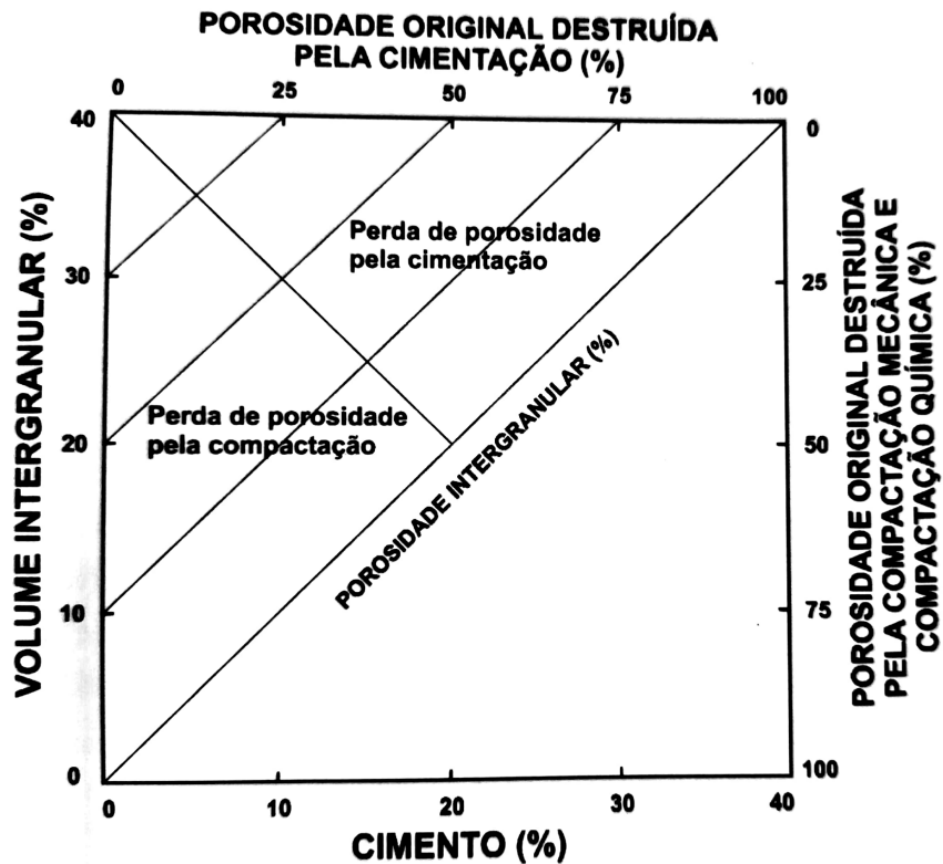


Figura 24. Gráfico de Houseknecht (1987) com os campos de perda da porosidade pela cimentação e pela compactação. O autor considera a porosidade inicial em 40%.

Os tamanhos dos grãos foram medidos utilizando a ferramenta *Manual Measurement* do software Leica LAS, para obtenção das características texturais (diâmetro médio e grau de seleção). Foram medidos o eixo maior aparente de pelo menos 300 grãos por amostra, a partir das imagens digitais obtidas com objetivas de 5x ou 10x. A escala de tamanho de grãos utilizada foi a de Udden-Wentworth, já os valores estatísticos obtidos de distribuição granulométrica foram classificados de acordo com Folk (1974).

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Caracterização Composicional, Mineralógica e Textural

Aqui serão apresentados os principais dados gerados pela petrografia qualitativa e quantitativa dos dois afloramentos estudados, com ênfase na textura e estrutura, composição do arcabouço, matriz e cimento, porosidade e compactação, além das feições diagenéticas identificadas.

5.1.1 Afloramento PSG-09

As amostras desse afloramento possuem estrutura maciça e laminação paralela (com orientação preferencial dos grãos de quartzo e/ou dos intraclastos argilosos), granulometria heterogênea e texturalmente submaturas por serem compostas por clastos mal selecionados variando de grânulo a areia fina (Figura 26E e 26F) e pouco arredondados, com menos de 15% de argila (com média de 7,6% e máximo 13,5%).

O empacotamento dessas amostras varia entre normal e fechado, com contato entre grãos que por vezes são suturados ou côncavo-convexos (Figura 26), indicando alta compactação. Há em algumas lâminas a presença de fraturas, as quais, por vezes, são preenchidas por argila autigênica ou óxidos de ferro (Figura 26),.

O grau de arredondamento é variável, com grãos de esfericidade angular a sub-arredondado, sendo este o predominante. Como a compactação foi intensa e existem muitos contatos suturados, boa parte do formato original dos grãos, principalmente de quartzo, foi modificado.

Os arenitos foram classificados de acordo com critérios de Pettijohn (1987) (Figura 25) como quartzo arenitos e sub litoarenitos. Os principais constituintes do arcabouço são quartzo monocristalino (com média 94,2% de e máximo 97%), com predomínio de grãos ondulantes (com média 80,2% de e máximo 89%), em detrimento dos não ondulantes (com média de 14% e máximo 19%), fragmentos líticos de origem vulcânica básica (com média de 4,2% e máximo 10%), ocorrem como acessórios minerais opacos (com média de 1,2% e máximo 2%), muscovita (com média de <1% e máximo 1%), estaurolita (com média de <1% e máximo 1%) e turmalina (com média de <1% e máximo 1%). Durante a análise quantitativa foram visualizados também grãos de rutilo. Ressalta-se que as porcentagens apresentadas para os minerais do arcabouço são relativas à sua proporção no arcabouço e não considerando a lâmina como um todo.

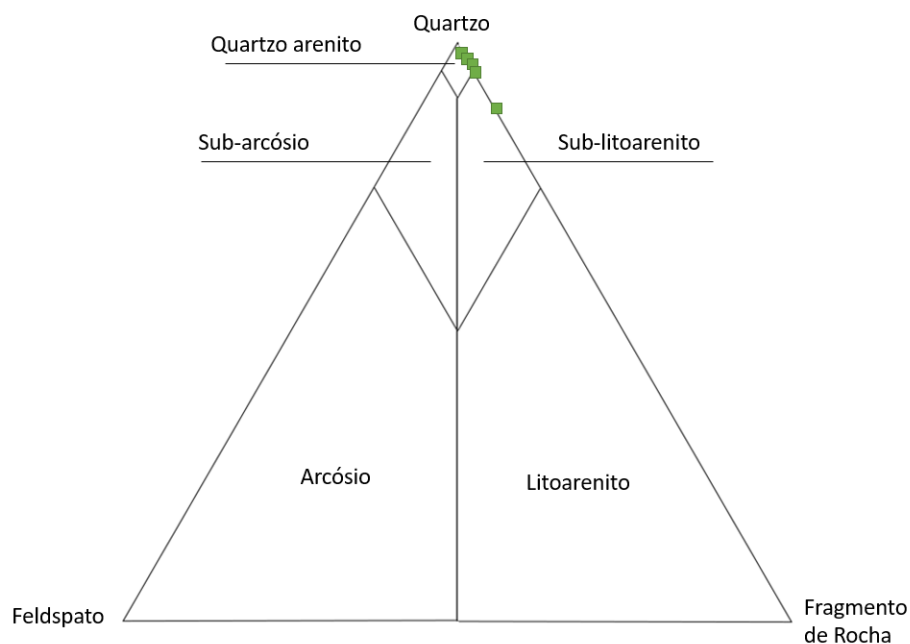


Figura 25. Diagrama ternário para classificação de litologias de Pettijohn (1987) com os arenitos do afloramento PSG-09.

Dentre os constituintes bacinais, a presença de argila autigênica e infiltrada (com média de 7,6% e máximo 13,5%) pode ser derivada da presença de grãos de fragmentos de rocha vulcânica, existentes no momento da deposição dos sedimentos, mas que foram substituídos (Figura 26B e 26D). Ocorrem também nas lâminas estudadas deste afloramento, cimentação de óxido/hidróxido de ferro (com média de 2,6% e máximo 9,3%), possivelmente devido ao contato com algum fluido rico em ferro, além de cimentação por sobrecrecimento de quartzo (com média de <1% e máximo 1,2%).

A porosidade (com média de 12,2%, máximo 15,9% e mínimo 9,8%) principal é secundária, por dissolução parcial ou total de grãos (fragmentos de rocha ou feldspatos) ou da matriz argilosa. A porosidade intergranular primária foi praticamente extinguida devido principalmente a compactação e a ocupação dos poros por argila autigênica e em menor intensidade pela cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro, sobrecrecimento de quartzo e (Figura 26).

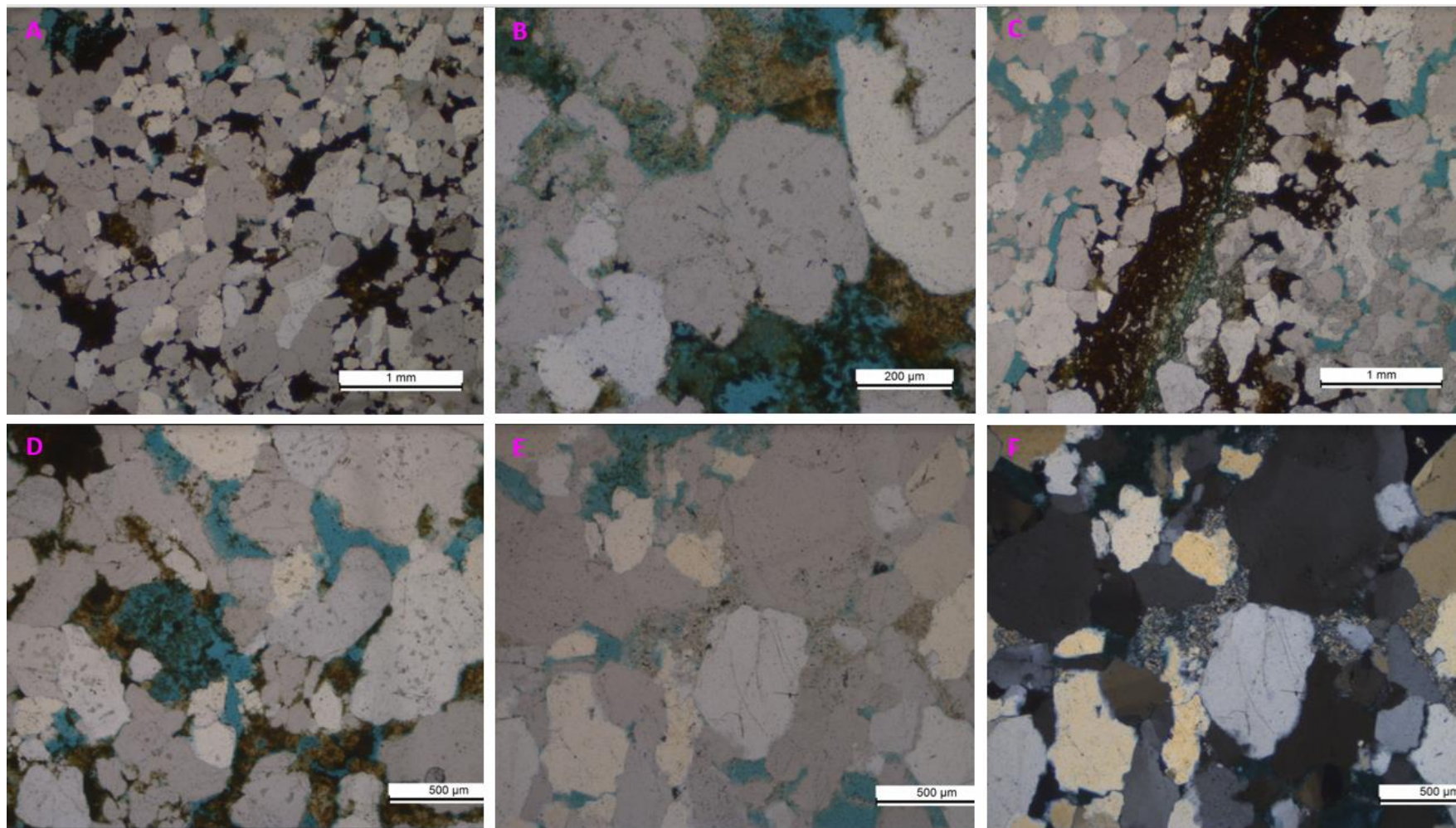


Figura 26. A, arenito com baixa porosidade e cimentação de óxido de ferro. B, Arenito com contato côncavo-convexo, e litoclastos vulcânicos parcialmente dissolvido ocupando espaço intergranular, propiciando porosidade secundária e argila preenchendo poros. C porção contínua de óxido de ferro. D Arenito com porosidade secundária devido dissolução de grãos e argila preenchendo poros. E,F, arenito mal selecionado, com granulação variando entre grânulo e areia fina, com contatos suturados e côncavo-convexos e presença de litoclastos. (A a E com polarizador horizontal. F com polarizador cruzado)

5.1.2 Afloramento SG-VIII

As amostras desse afloramento possuem estrutura maciça e laminação paralela (com orientação preferencial dos grãos de quartzo e/ou dos intraclastos argilosos), com granulometria variando entre fina a média, moderadamente a bem selecionados e com grãos subangulosos a subarredondados, texturalmente os arenitos deste afloramento são considerados submaduros.

O empacotamento dessas amostras varia entre normal e fechado. Há predomínio de contatos planares, mas ocorrem também, contatos suturados com sobrecrecimento de quartzo, indicando compactação intensa. Observa-se em grande parte das lâminas alta taxa de dissolução de grãos resultando em contatos de “grãos flutuantes”. Há em algumas lâminas a presença de fraturas, as quais, por vezes, são preenchidas por argila autigênica ou óxidos de ferro (Figura 28),.

Os arenitos foram classificados como sub-arcósios e arcósios de acordo com Pettijohn (1987) (Figura 27). Os principais constituintes do arcabouço são quartzo monocristalino (com média 71,2% de e máximo 78%), com predomínio de grãos ondulantes (com média 54,9% de e máximo 60,3%), em detrimento dos não ondulantes (com média de 16,3% e máximo 23,5%), feldspatos (com média de 27,3% e máximo 37,5), ocorrem como acessórios minerais opacos (com média de 1,2% e máximo 2%). O mineral acessório mais comum é a muscovita (com média de 1,5% e máximo 4,6%). Ressalta-se que as porcentagens apresentadas para os minerais do arcabouço são relativas à sua proporção no arcabouço e não considerando a lâmina como um todo.

Dentre os constituintes bacinais, destacam-se a argila autigênica (com média de 4,9% e máximo 8,3%) substituindo totalmente ou parcialmente os feldspatos (Figura 28). Ocorrem também nas lâminas estudadas deste afloramento, cimentação de óxido/hidróxido de ferro (com média de 5,8% e máximo 8,4%), indicando processo de ferruginização principalmente sobre as argilas, além de cimentação por sobrecrecimento de quartzo (com média de 1,8% e máximo 3,2%).

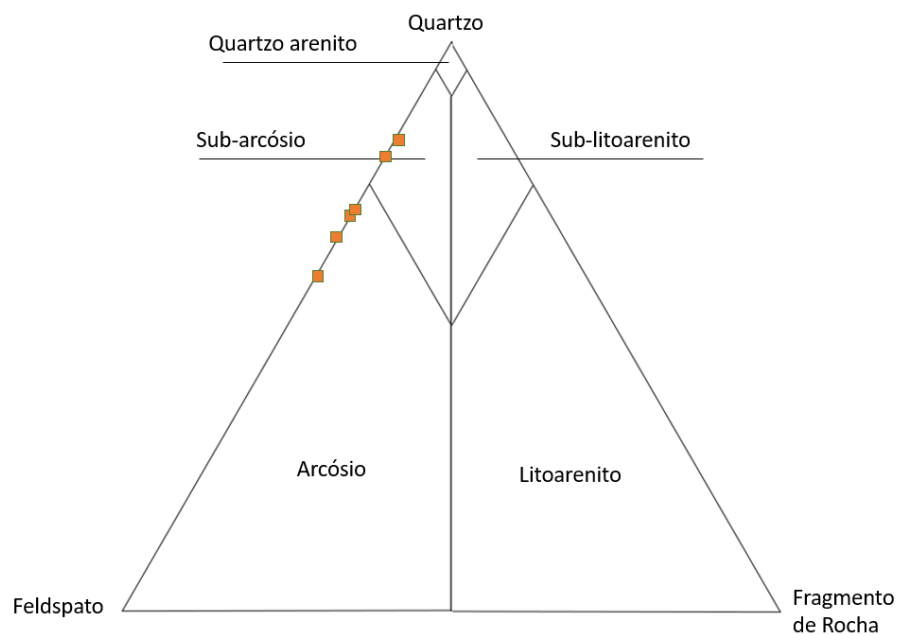


Figura 27. Diagrama ternário para classificação de litologias de Pettijohn (1987) com os arenitos do afloramento SG-VIII

A porosidade (com média de 34,5%, máximo 37,7% e mínimo 32,1%) ocorre principalmente entre os contatos de “grãos flutuantes” por dissolução parcial ou total de feldspatos. A porosidade intergranular primária também ocorre em zonas de compactação menos intensa, mas fornece um volume diminuto, de porosidade, quando comparada a porosidade secundária (Figura 28).

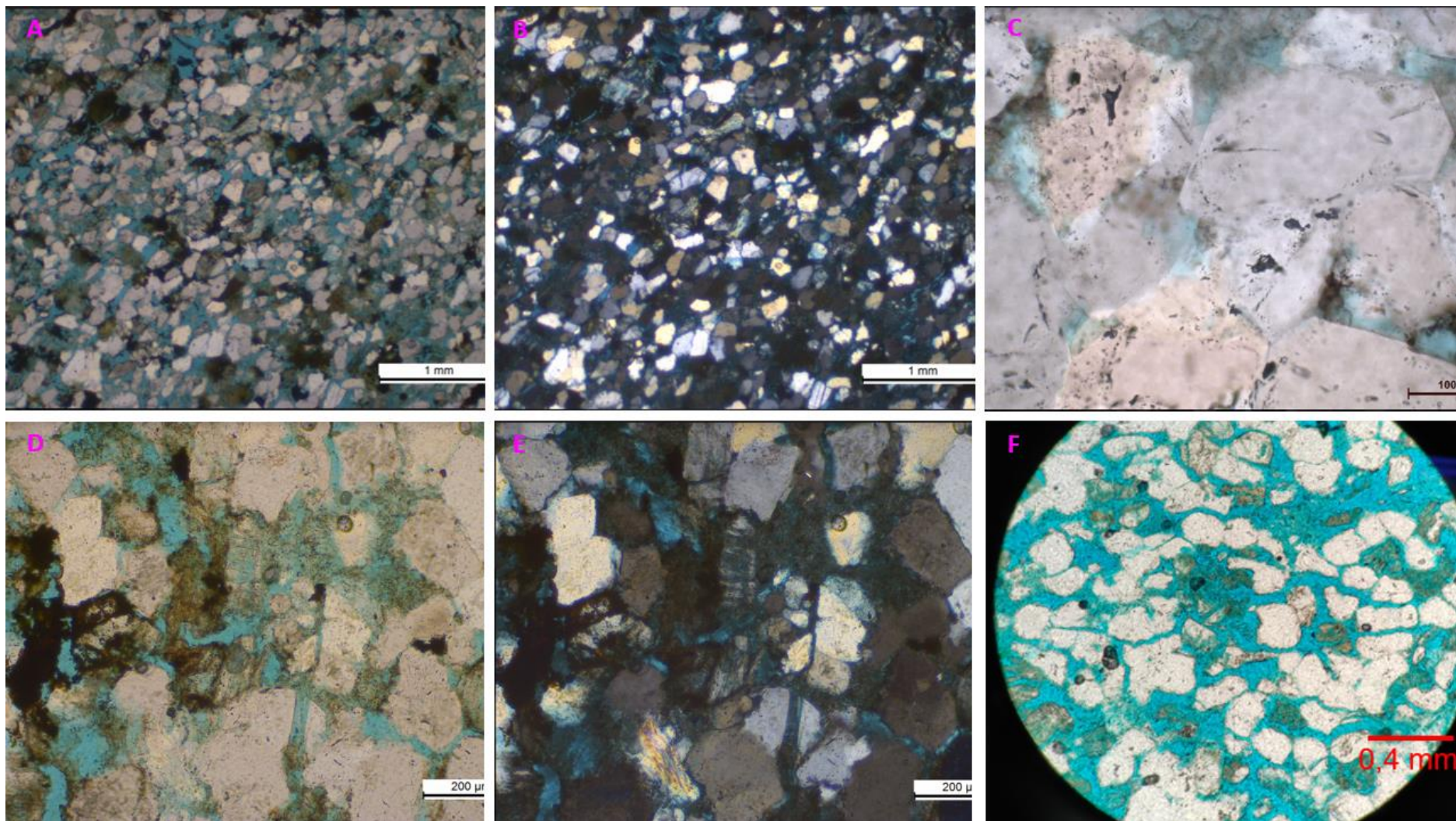


Figura 28. A,B Arenito com orientação preferencial dos grãos, com preenchimento de óxidos de ferro e argila. C, Sobrecrecimento de quartzo. D e E, Dissolução de grãos (feldspatos) propiciando porosidade secundária e formação de argilas. F, contato flutuante entre grãos, é possível observar que alguns grãos possuem formato indicativo que antes tinham contato côncavo-convexos. (A, C, D e F com polarizador descruzado. B e F com polarizador cruzado)

5.2 Análise de Proveniência e Diagênese

As composições detríticas dos arenitos foram plotadas nos diagramas de proveniência de Dickinson (1985), Figura 29, o quartzo é exclusivamente monocristalino portanto, apenas os litoclastos foram contabilizados no diagrama. O afloramento PSG-09 possui composição detrítica quartzo-lítica (fragmentos de rocha vulcânica) indicando proveniência de interior cratônico em ambiente intracontinental ou de orógenos reciclados, já os arenitos do afloramento SG-VIII possuem abundância de quartzo e feldspatos, indicando proveniência continental transicional, com possível soerguimento do embasamento. Essas diferenças refletem mudança de proveniência entre os dois afloramentos, porém ainda no contexto de blocos continentais em margens passivas.

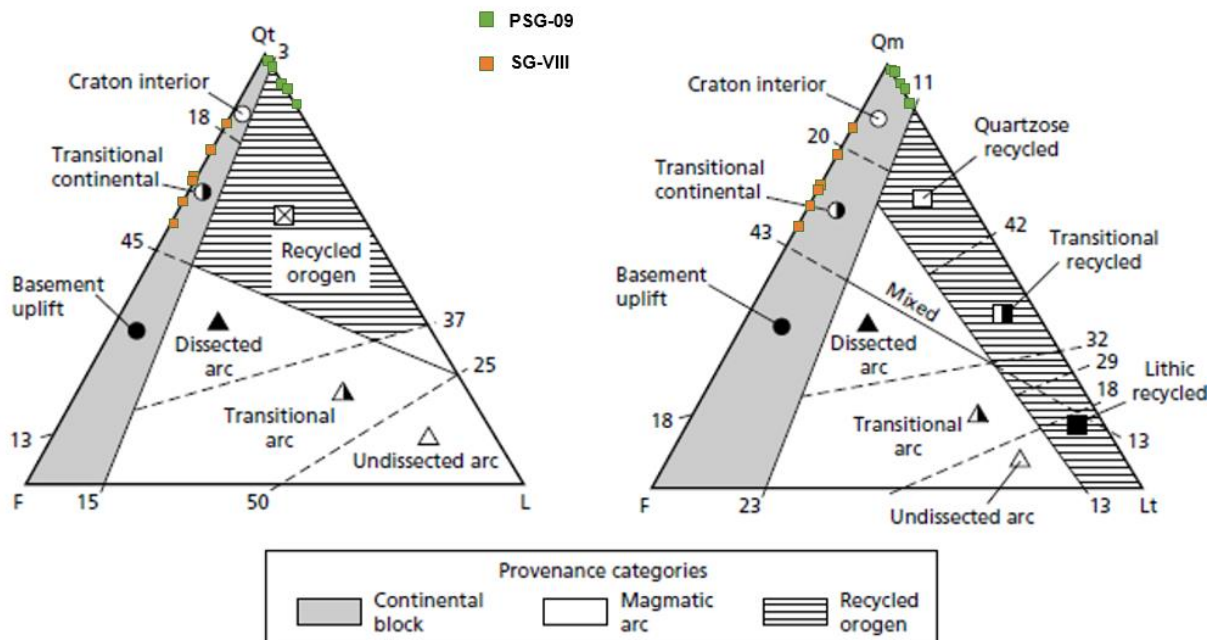


Figura 29. Composição das amostras plotadas em diagramas ternários (Dickinson, 1985) indicando as diferentes proveniências tectônicas dos dois afloramentos. Extraído e modificado de Tucker (2001)

Com base nos diferentes tipos de quartzo encontrados nos arenitos estudados, as composições foram plotadas no diagrama de proveniência de Basu *et al* (1975), Figura 30. Observa-se que a partir das concentrações relativas dos diferentes tipos de quartzo todas as amostras tiveram a proveniência em rochas-fonte de baixo grau metamórfico.

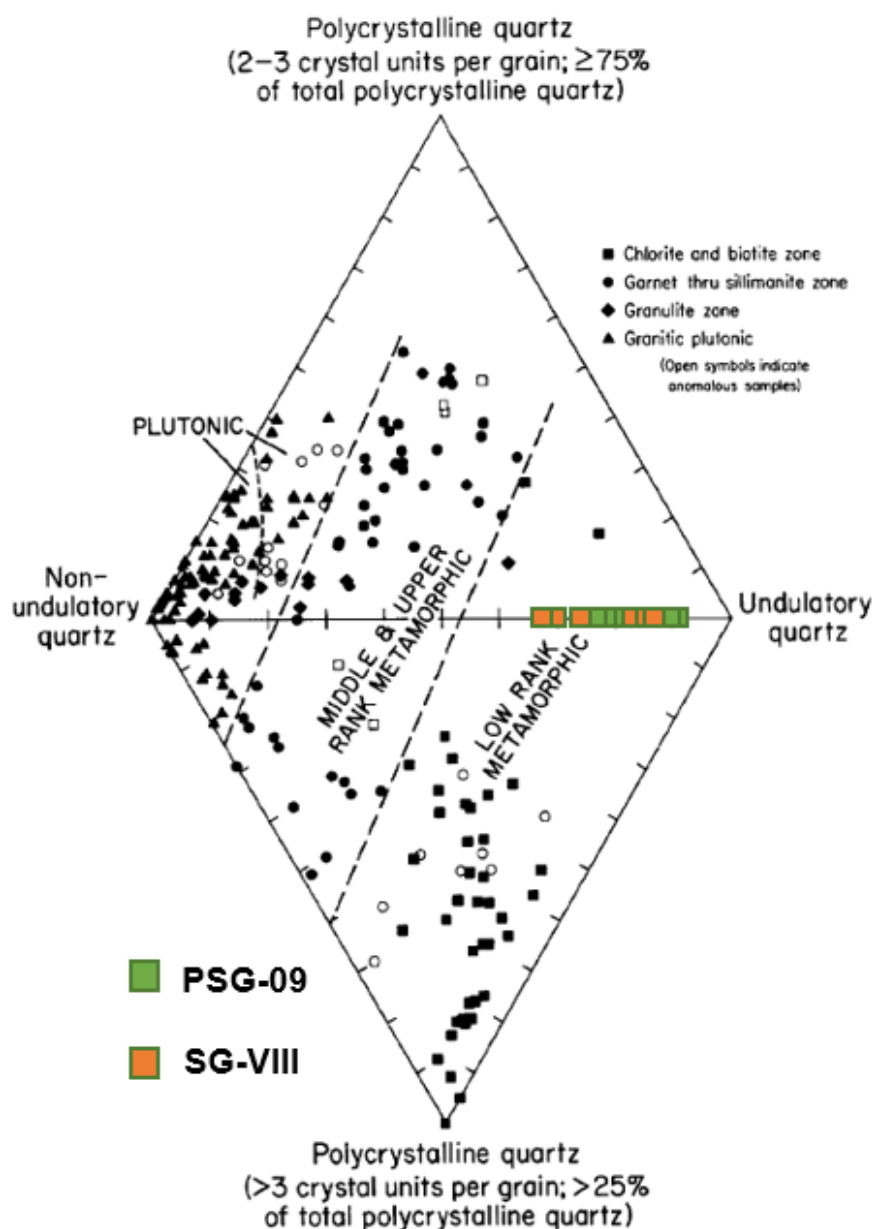


Figura 30. Diagramas ternários de proveniência com base nos diferentes tipos de quartzo, com as amostras dos dois afloramentos plotados, indicando rochas-fontes de baixo grau metamórfico.

Extraído e modificado de Basu et al, 1975).

O diagrama de Houseknecht (1987) para os arenitos analisados (Figura 31) indica que a porosidade perdida difere entre os dois afloramentos, sendo predominantemente destruída pela compactação no caso do afloramento PSG-09. Para a maioria dos arenitos do afloramento SG-VIII a porosidade original foi destruída pela cimentação porém, há também arenitos, em menor número, que tiveram a destruição predominante pela compactação. Observa-se que os arenitos do afloramento PSG-09 foram muito mais afetados pela compactação mecânica do que os arenitos do afloramento SG-VIII.

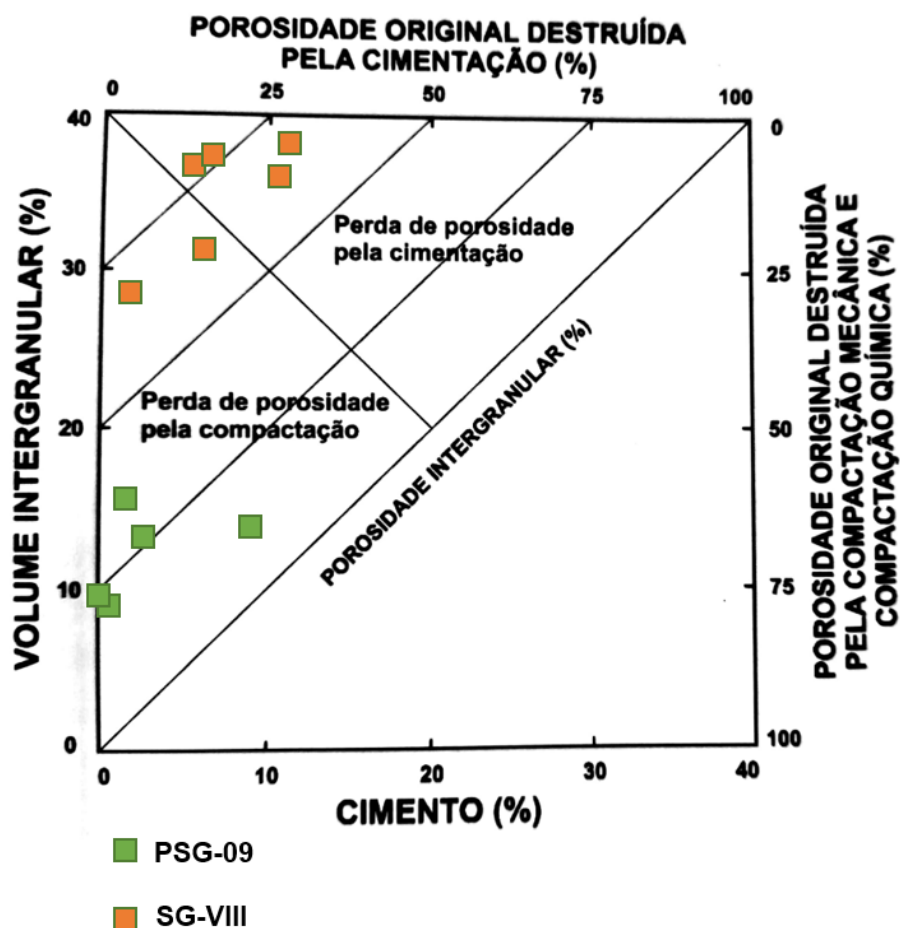


Figura 31. Gráfico de Houseknecht (1987) com os a representação das diferentes relações de perda de porosidade para cada um dos arenitos que tiveram a análise modal realizada.

5.3 Dificuldades surgidas e alterações nos objetivos iniciais

Este trabalho foi realizado durante a Pandemia de COVID 19, desta forma ocorreram diversos eventos que impossibilitaram o andamento de algumas atividades, como por exemplo a geração de novas lâminas delgadas. Além disso, devido ao distanciamento social, as práticas laboratoriais tiveram que ser realizadas em menor quantidade. Por fim, estavam previstas atividades de microscopia eletrônica de varredura para caracterização das argilas, porém no dia das análises os equipamentos não funcionaram, impossibilitando a aquisição desses dados.

Ressalta-se que, aos objetivos iniciais, foi incluído o estudo da proveniência dos afloramentos, tendo em vista a diferença composicional encontrada durante a análise petrográfica.

6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1 Proveniência

Com base nos resultados obtidos, observa-se que os arenitos do afloramento PSG-09 possuem composição detrítica quartzo-lítica (liclastos vulcânicos básicos) indicando uma proveniência de interior cratônico e/ou reciclagem orogênica (*sensu* Dickinson, 1985; Figuras 25 e 27). A composição mais quartzo-feldspática do afloramento SG-VIII pode indicar uma possível mudança de proveniência. Os dados de paleocorrente obtidos por Janikian et al (2018), já indicavam que as proveniências poderiam ser diferentes tendo em vista que as paleocorrentes possuem componentes diferentes. Os dados de paleocorrentes do afloramento PSG-09 indicam fluxo com origem na porção oriental e o SG-VIII de sudoeste e oriental, sendo um afloramento mais proximal (PSG-09) e outro mais distal (SG-VIII) da borda da Bacia do Parnaíba.

Ainda de acordo com o observado no diagrama de Basu et al (1975), os dois afloramentos têm como áreas fontes rochas que passaram por processos metamórficos, tendo em vista a grande proporção de quartzo monocristalino ondulantes em todas as amostras dos dois afloramentos, juntamente com a presença de minerais diagnósticos de metamorfismo. O afloramento PGS-09 apresenta clastos como estaurolita, turmalina e rutilo, sendo o primeiro, considerado por Hollanda et al (2018) como diagnóstico de proveniência de rochas da Província Borborema.

Esses dados corroboram com o proposto por Cerri et al (2020) que indica clastos de rochas que passaram pelo metamorfismo de fácies anfibolito do Domínio Central Cearense (DCC) são as mais prováveis áreas fontes de detritos para a Formação Ipu. Esta área fonte é corroborada neste trabalho de formatura, para os sedimentos do afloramento PSG-09 em adição aos dados de paleocorrentes apresentados por Janikian et al (2019), já que o DCC se situa na Província Borborema (NW da Bacia do Parnaíba), e que tenha entre as suas unidades rochas metamórficas de fácies anfibolito e rochas vulcânicas. Porém, apesar de Cerri et al (2020) indicarem que os sedimentos devem ter a área fonte distante da borda erosiva atual, por serem maduros, o afloramento PSG-09 é aqui redefinido como submaduro e mal selecionado, indicando que sua área fonte deve ser mais próxima.

As rochas do DCC, pelos dados de paleocorrentes, são as principais provedoras de clastos para este afloramento (PSG-09) rico em quartzo ondulado (metamórfico). Assim, as unidades que apreciaram o metamorfismo tais como o embasamento gnáissico Paleoproterozóico representado pelos gnaisses migmatíticos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró e os ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, geralmente metamorfizados em fácies anfibolito de alta temperatura

pertencentes ao Complexo Canindé podem ter sido responsáveis pelo aporte de quartzo metamórfico, porém as rochas da Suíte Metamórfica Algodões-Choró localizam-se a uma grande distância (maior que 100 km) da Bacia do Parnaíba e pelas características do afloramento, mal selecionado e de granulometria grossa, podem ser descartadas.

Já as rochas do Complexo Canindé, localizam-se mais próximas ao afloramento PSG-09 (Figura 5) além de terem grande conteúdo de quartzo na composição, já que as rochas tonalíticas e granodioríticas, possuem conteúdo de quartzo entre 20 a 60%, dessa forma têm mais possibilidade de terem contribuído com sedimentos para os arenitos do PSG-09. Além disso, com base na localização das unidades do embasamento e na composição detrítica do afloramento com a presença de litoclastos vulcânicos básicos, o afloramento PSG-09 deve ter recebido aporte de sedimentos, também do Domínio Médio Coreaaú, mais especificamente da Formação Pacujá da Bacia do Jaibaras, sendo a Suite Parapuí responsável pelo aporte dos litoclastos vulcânicos básicos.

Essa possível proveniência mista, provavelmente ocorre para a maioria dos arenitos localizados a norte da Bacia do Parnaíba, os quais devem ter recebido aporte de sedimentos de mais de uma área fonte, conforme observado nas populações de zircões detríticos analisados por Hollanda et al (2018), onde três principais populações perfazem cerca de 90% das idades encontradas, demonstrando que o aporte não foi exclusivo de apenas uma unidade.

O afloramento SG-VIII tem a composição detrítica em grande parte diferente do PSG-09, exceto pela grande presença de quartzo, comum a maioria dos arenitos da Formação Ipu, também não possui fragmentos líticos nem minerais característicos do metamorfismo, como estaurolita, turmalina e rutilo. Além disso as paleocorrentes são diferentes, assim a proveniência é diferente do outro afloramento. Com base na composição, rica em feldspatos, as rochas fontes devem ser mais ricas em feldspatos.

O afloramento SG-VIII possui paleocorrentes principais para WNW, indicando que a fonte vinda de leste, além de indicação para NNE e WSW. Dessa forma este afloramento tem como principal proveniência rochas do Domínio Médio Coreau (DMC), e talvez uma menor quantidade do DCC, com base no conteúdo de clastos de feldspatos e na diminuição da quantidade de quartzo com feições ondulantes (54,9% para o afloramento SGV-III e 80,2% no afloramento PSG-09).

Dentre a composição das rochas do DMC, observa-se que as rochas graníticas intrusivas da Suíte Meruoca, podem ser a principal fonte de clastos de feldspato para os arenitos distais do afloramento SG-VIII, além de fornecer quartzo monocristalino

não ondulante, de origem ígnea. Como existem outras indicações de paleocorrente as rochas metassedimentares do Grupo Martinópolis e as metamórficas do Complexo Granja devem ter provido os clastos de quartzo ondulante.

6.2 Contribuições dos constituintes detríticos e diagenéticos na qualidade dos reservatórios

A análise petrográfica indicou que a porosidade perdida difere entre os dois afloramentos, sendo predominantemente destruída pela compactação no caso do afloramento PSG-09 e pela cimentação no caso do afloramento SG-VIII. Em complemento, foi observado que a composição detrítica e diagenética possivelmente também influenciou na porosidade e permeabilidade, e portanto na qualidade desses análogos de reservatórios. A diminuição da porosidade nos arenitos do PSG-09 também ocorreu por serem sedimentos mal selecionados.

A composição dos arenitos do SG-VIII, rica em feldspato, possivelmente propiciou maior dissolução dos grãos favorecendo a criação de espaços vazios e geração de porosidade secundária. Uma peculiaridade do PSG-09 é que, normalmente as argilas provenientes da alteração de litoclastos vulcânicos têm como comportamento se alojaram no espaço intergranular obstruindo poros, enquanto a argila autigênica formada pela alteração dos feldspatos, em geral, permanece na mesma posição, como um pseudo intraclasto.

Todas essas características em conjunto possivelmente contribuíram para que a porosidade intergranular dos arenitos do afloramento PSG-09 (média 12,2%) apresente um volume cerca de 3 vezes menor do que a média do SG-VIII (34,5%). A telodiagênese, evidenciada pelos contatos flutuantes entre grãos que antes da dilatação tinham contato concavo convexo, ocorre de forma pontual no afloramento SG-VIII. As principais feições que aumentam e diminuem a porosidade e permeabilidade dos afloramentos SG-VIII e PSG-09 podem ser observadas nas Figuras 33 e 34 respectivamente..

6.3 Petrofísica

Os resultados das análises petrofísicas dos dois afloramentos mostram valores de porosidade e permeabilidade muito maiores para o afloramento SG-VIII em comparação ao PSG-09, como mostrado anteriormente a porosidade é cerca de 3 vezes maior, já a permeabilidade é quase 20 vezes maior (média de 201,89 no SG-VIII e média de 10,50 no PSG-09) (Figura 32). No entanto, buscou-se também comparar essas propriedades permoporosas dentre as fácies sedimentares, que compõem principalmente os elementos arquiteturais de barras fluviais.

6.3.1 *Fácies*

Quando se analisa as fácies dos dois afloramentos (Tabela 1 e 2) observa-se que as do PSG-09 apresentam granulações que variam entre média, grossa e muito grossa, com estratificações cruzadas tabulares ou acanaladas.

O afloramento SG-VIII, também do topo da Formação Ipu, apresenta fácies de arenitos finos a médios, de colorações variegadas (rosado, branco, vermelho, amarelado, alaranjado), estratificações variando entre cruzadas tabulares, acanalada, além de arenitos convolutos. Assim é possível observar que em geral as fácies dos afloramentos diferem, principalmente em relação a granulometria, sendo a coloração do SG-VIII é indicativa da presença de minerais feldspáticos alterados.

Quando se observa os valores de permeabilidade em relação à fácies sedimentares (Figura 32), o afloramento PSG-09 contém fácies com arenitos de granulação mais grossa, porém mal selecionados um fator a ser levado em consideração na análise da diminuição da permeabilidade e da porosidade, com relação ao afloramento SG-VIII e que as diferentes fácies têm um comportamento parecido em relação as características permoporosas. Não há um padrão regular marcante em diferentes porosidades e permeabilidades com relação às fácies, em nenhum dos dois afloramentos

6.3.2 *Elementos arquiteturais*

Com base nas Tabelas 1 e 2, pode-se observar que as fácies analisadas neste trabalho do afloramento PSG-09 são compostas unicamente por barras, enquanto as análises do SG-VIII foram realizadas em fácies de outros elementos morfológicos que compõem um depósito de rio entrelaçado, sendo três tipos diferentes de barra (barra, barra 1A e barra 1B, este, com ou sem arenitos convolutos), topo de barra e canal. O objetivo inicial do trabalho era elaborar mais lâminas delgadas das fácies que compõem outros elementos arquiteturais do afloramento PSG-09, o que não foi possível em função da pandemia.

Os dois afloramentos possuem barras como elemento arquitetural, porém as fácies são diferentes, as do afloramento SGV-III são de menor granulometria, enquanto as do afloramento PSG-09 de granulometria mais grossa e mal selecionada, o que implica diretamente em menores valores de porosidade e permeabilidade, no afloramento PSG-09.

Em relação à análise de porosidade e permeabilidade em função dos elementos arquiteturais, observou-se (Figura 32) que os elementos de arenito convoluto na barra 1B e canal apresentam os maiores valores de permeabilidade,

enquanto as barras tanto do afloramento SG-VIII quanto do PSG-09 apresentam os menores valores.

Não foi observada uma relação direta entre aumento da permeabilidade com o aumento da porosidade. Dessa forma, as menores porosidades e permeabilidades características do PSG-09 podem, também, estar relacionadas ao elemento arquitetural já que, no afloramento SG-VIII os menores valores estão associados a este elemento.



Figura 32. Gráficos de porosidade e permeabilidade em relação aos afloramentos, elementos arquiteturais e fácies.

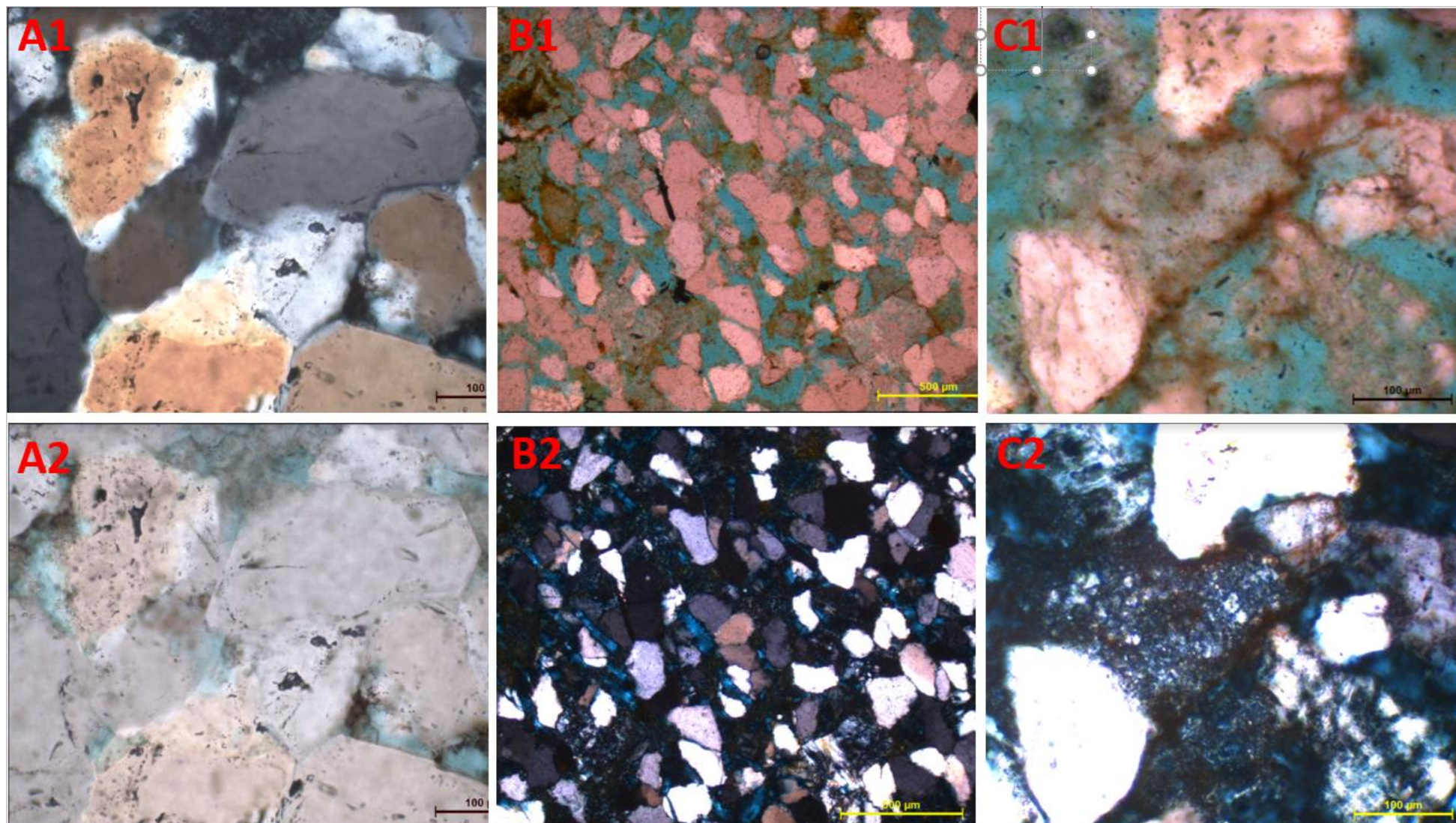


Figura 33. A1 e A2 Sobrecrecimento de quartzo. B1 e B2, Menor compactação, com alguns grãos “flutuantes” C1 e C2, Dissolução de feldspato e formação de pseudo intraclasto. (A1, B1 e C1 com polarizador descruzado. A2, B2 e C2 com polarizador cruzado).

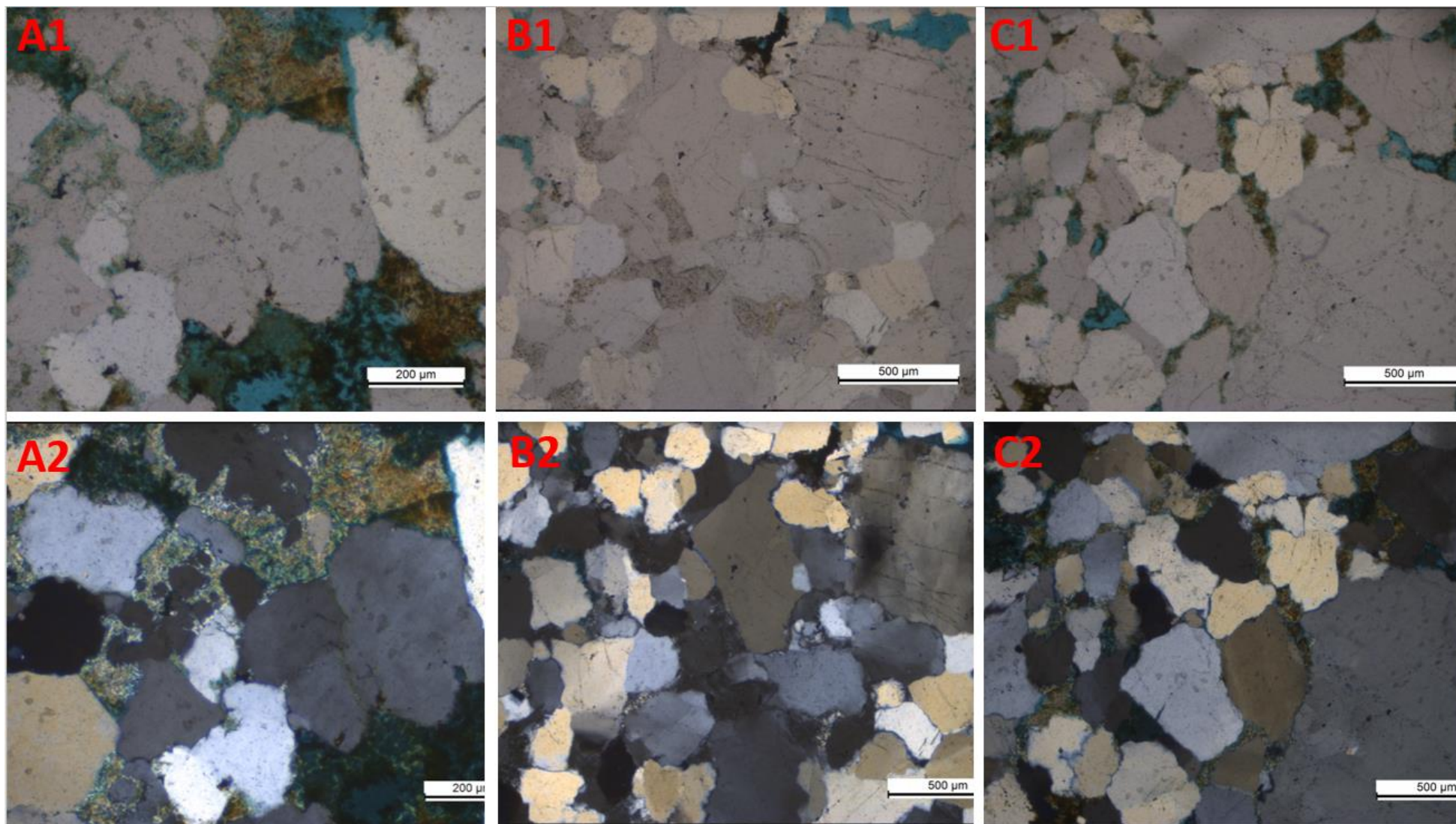


Figura 34. A1 e A2 Argila autigênica se espalhando e ocupando os poros. B1 e B2, Arenito mal selecionado e com alta compactação C1 e C2, Arenito mal selecionado com alta compactação e argila preenchendo os poros. (A1, B1 e C1 com polarizador descruzado. A2, B2 e C2 com polarizador cruzado).

7. CONCLUSÕES

Com base nas informações apresentadas pode-se concluir que:

- O estudo de afloramentos como análogos de reservatórios é de extrema importância para a indústria do petróleo, tendo em vista que uma mesma unidade, no caso a Formação Ipu, pode apresentar diferentes comportamentos em relação tanto aos constituintes, quanto as características permoporosas em diferentes localidades, sejam elas afloramentos ou compartimentos dentro dos reservatórios.
- Os arenitos dos afloramentos PSG-09 (proximal) e SG-VIII (distal) apresentam diferentes composições detríticas, devido a áreas fontes diferentes. Essas diferenças influem por consequência na composição diagenética e nas características permoporosas.
- A perda da porosidade original foi diferente tanto na forma quanto na intensidade para os dois afloramentos. O PSG-09 teve maior perda de volume poroso, devido a compactação, enquanto o SG-VIII foi menos afetado, mantendo boa parte do volume poroso, sendo que o principal responsável por essa perda foi a cimentação.
- As fácies do afloramento PSG-09 possuem granulações mais grossas e são mal selecionados, ocasionando grande influência na diminuição da porosidade e da permeabilidade.
- A evolução diagenética dos dois afloramentos foi diferente e influenciou diretamente na qualidade das características permoporosas dos dois afloramentos.
- A textura, granulometria, mineralogia dos constituintes detríticos e a evolução diagenética foram os parâmetros que mais contribuíram para a qualidade dos análogos de reservatórios de sistemas fluviais estudados no presente trabalho.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, A. E., Mackenzie, W. S., Guilford, C., 1987, Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope, Longman, p.104.
- Alexander, J. (1993). A discussion on the use of analogs for reservoir geology. In: Ashton, M. (ed.) Advances in Reservoir Geology. Geological Society, London, Special Publications, 69, 175–194.
- Allen, J. R. L., 1963, The classification of cross-stratified units. With notes on their origin, *Sedimentology*, 2(3): 93-114.
- Allen, J. R. L., 1983, Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complex and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstone (L. Devonian), Welsh Borders, *Sedimentary Geology*, 33: 237-293.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1977, Províncias estruturais brasileiras: *in* Simpósio de Geologia do Nordeste (SBG), 8º, Campina Grande, PB, p 363-391.
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., 2004, Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados, *in* Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B., org., Continente Sul-Americano: Armando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Beca, p.43-58.
- Almeida, R. P. A., Freitas, B. T., Turra, B. B., Figueiredo, F. T., Marconato, A., & Janikian, L., 2016, Reconstructing fluvial bar surfaces from compound cross-strata and the interpretation of bar accretion Direction in large river deposits. *Sedimentology*, 63, 609–628.
- Almeida, R. P. A., Marconato, A., Freitas, B. T., & Turra, B. B., 2016, The ancestors of meandering rivers. *Geology*, 44, 203–206.
- Amaral, W. S., 2010, Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao Arco Magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema [Tese de Doutorado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
- Anderton, R., 1985, Clastic facies models and facies analysis: Geological Society, v. 18, p. 31-47.
- Ardito, J. C., 2019, Caracterização petrofísica dos depósitos de arenito fluviais do Grupo Serra Grande, Siluriano da Bacia do Parnaíba [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Aronchi, D. G., 2017, Caracterização da porosidade e sua orientação preferencial em arenitos do Grupo Serra Grande (Bacia do Parnaíba-CE) com aplicação de nanopartículas de magnetita [Tese de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Arthaud, M. H., Caby, R., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Parente, C. V., 2008, Geology of the Northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa, in, Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B., De Wit, M. J., orgs., West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Londres: Geological Society of London, 1ª ed., v.294, p. 49-67.
- Barros, J. S., Ferreira, R. V., Guidon, N., Pedreira da Silva, A. J. C. L., Caputo, M. V., Lima, E. C., 1984, Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba: *in* Congresso Brasileiro de Geologia (SBG), 33º, Rio de Janeiro, RJ, p 740-753.
- 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*, v.45, n.4, p. 873-882. 1975

- Bhatia, M. R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, v. 91, 611-627.
- Bridge, J. S., 2006, Fluvial facies models: recent developments, in: Posamentier, H. W. & Walker, R. G., eds, *Facies Models Revisited*, SEPM Special Publications, 84: 85-170.
- Brito Neves, B. B.; Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000, Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil, in: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A., eds., *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p- 151- 181.
- Cavalcante, J. C., Vasconcelos, A. M., Medeiros, M. F., Paiva, I. G., Mapa geológico do Estado do Ceará: CPRM, escala 1:500.000.
- Cerri, R. I., Warren, L. V., Varejão, F. G., Marconato, A., Luvizotto, G. L., Assine, M. L., 2020, Unraveling the origin of the Parnaíba Basin: Testing the rift to sag hypothesis using a multi-proxy provenance analysis, in *Journal of South American Earth Sciences*, vol 101.
- Chamani, M. A. C, 2011, Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil [Tese de Mestrado], São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, p. 206.
- Chamani, M. A. C., 2015, Tectônica sinsedimentar no siluro-devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil: O papel de grandes estruturas do embasamento na origem e evolução de bacias intracratônicas [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, p. 219.
- Cunha, F. M. B., 1986, Evolução paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico [Tese de Mestrado]: Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, p. 107.
- Daly, M. C., Fuck, R. A., Julià, J., Macdonald, D. I. M., & Watts, A. B., 2018, Cratonic basin formation: A case study of the Parnaiba Basin, Brazil. *Geological Society London Special Publications*, 472, 1–15.
- Davies, N. S., Gibling, M. R., & Rygel, M. C. (2011). Alluvial facies Evolution during the Paleozoic greening of the continents: Case studies, conceptual models and modern analogues. *Sedimentology*, 58, 220–258.
- Derby, O. A., 1884, Estrutura geológica e mineraes. In: Wasppaeus, J.E., *A geografia física do Brasil*, Rio de Janeiro, p 43-59.
- De Ros, L.F. 1996. Compositional controls in sandstone diagenesis. *Acta Universitatis Upsaliensis, Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology* 198. 24 p. Uppsala.
- Fetter, A. H., Van Schamus, W. R., Santos, T. J. S., Arthaud, M. H., Nogueira Neto, J. A., 2000, U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”, *Revista Brasileira de Geociências*, 30, p. 102-106.
- Galehouse, J. S., 1971, Point Counting. In: Carver, R. E., ed., *Precedures in sedimentary petrology*, Wiley-Interscience, p. 385-407.
- Góes, A. M. O., Feijó, F. J., 1994, Bacia do Parnaíba: Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 8, no. 1, p. 57-67.
- Grahn, Y., Melo, J. H. G., Steemans, P., 2005, Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian-Lower Devonian), Parnaíba Basin, Northeast Brazil. *Revista Española de Micropaleontologia*, 37, 183-204.
- Hilbert, N. N., 2016, heterogeneidades em multiescala da Formação Marizal (Aptiano,

- Bacia do Tucano, BA) como análogo de reservatórios fluviais em bacias distensionais [Tese de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, p.166.
- Hollanda, M. H. B. M., Góes, A. M., Silva, D. B., Negri, F. A., 2004, Proveniência sedimentar dos arenitos da Bacia do Parnaíba (NE do Brasil), v. 22, no. 2, p. 191-211.
- Hollanda, M. H. B. M., Góes, A. M., Negri, F. A., 2018, Provenance of sandstones in the Parnaiba Basin through detrital zircon geochronology. Geological Society London, Special Publications, 472, 181-197.
- Houseknecht, D. W., 1978, Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. AAPG Bulletin, 71(6): 633-642.
- Howell, J.A., Martinius, A.W., Good, T.R., 2014, The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. In: Martinius, A. W., Howell, J. A. & Good, T. R., eds., Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface. Geological Society, London, Special Publications, 387, 1–25.
- Janikian, L., de Almeida, R. P., Galeazzi, C. P., Tamura, L.N., Ardito, J. C., Chamani, M. A. C., 2019, Variability of fluvial architecture in a poorly vegetated Earth: Silurian sheet-braided and meandering ancestor river deposits recorded in northeastern Brazil. Terra Nova, p. 1-11.
- Leopold, L. B. & Wolman, M. G., 1957, River patterns, braided, meandering and straight, U.S. Geological Survey Professional Paper, 282-B: 1-85.
- Lisboa, M. A. R., 1914, The Permian geology of the northern Brasil: American Journal of sciences, v. 177, p. 425-442.
- Menzies, L. A., Carter, A., MacDonald, D. I. M., 2018, Evolution of a cratonic basin: insights from the stratal architecture and provenance history of the Parnaíba Basin. Geological Society London, Special Publications, 472, 157-179.
- Miall, A. D., 1977, A review fo the braided-river depositional environment, Earth Science Reviews, 13: 1-62.
- Miall, A. D., 1985, Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Reviews, 22, 261-308.
- Miall, A. D., 2010, Alluvial deposits, in James N. P., Dalrymple R. W., eds., Facies Models, Geological Association of Canada, p. 105-137.
- Miranda, F. S., Vettorazzi, A. L. et al. 2018. Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores. Geological Society London, Special Publications, 472, 341-360.
- Morad, S; Al-Ramadan, K; Ketzer, JM; De Ros, LF, 2010, The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. AAPG Bulletin, 94(8): 1267-1309.
- Nichols, G, 2009, Sedimentology and Stratigraphy, Wiley-Blackwell (2 ed.), 419p.
- Pedreira da Silva, A. J., Lopes, R. C., Vasconcelos, A. M., Bahia, R. B. C., 2003, Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores, in Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J.H., eds., Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Brasília, CPRM, p. 55-85.
- Pettijohn, F. J., Potter P.E., Siever, R., 1987, Sand and Sandstone, Springer-Verlag, p. 553.
- Pittman, E. D., 1979, Pososity, diagenesis and productive capability of sandstone reservoirs, in: Scholle, P. A. & Schluger, P. R. (eds.), Aspects of diagenesis, SEPM

Special Publications, 26: 159-173.

- Pranter, M. J., Sommer, N. K. (2011). Static connectivity of fluvial sandstones in a lower coastal-plain setting: an example from the Upper Cretaceous lower Williams Fork Formation, Piceance Basin, Colorado. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 95, 899–923.
- Quadros, M. L. E. S., 1996, Estudos Tectono-Sedimentares da Bacia de Jaibaras, na Região entre as cidades de Pacujá e Jaibaras, Noroeste do Estado do Ceará [Tese de Mestrado]: Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, p. 133.
- Rafael, M. H., Paixão, E. N., Cruz, J. C. R., Oliva, P. A. C., Interpretação sísmica 2D e modelagem 3D sísmo-estratigráfica e estrutura de uma área alvo da Bacia do Parnaíba: Artigo apresentado em 2013 no Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 13º, Rio de Janeiro, RJ, 26-29 Agosto.
- Santos, V. H., Lima Filho, M. F., Neumann, V. H., Quais as possibilidades de um Sistema Petrolífero na Bacia do Parnaíba?: Artigo apresentado em 2007 no Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, 4º, Campinas, SP, 21-24 Outubro.
- Selley, R. C., 1970, *Ancient Sedimentary Environments*, London, Chapman & Hall Ltd, p. 237.
- Selley, R. C., 1998, *Elements of Petroleum Geology*, Academic Press (2 ed), p.470.
- Small, H., 1914, Geologia e suprimento de água subterrânea no Piauí e parte do Ceará: *Boletim da Inspetoria de Obras Contra as Secas*, v.25, p. 1-80.
- Tiab, D. & Donaldson, E. C., 2004, *Petrophysics theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties*, Elsevier (2 ed), p. 889.
- Tucker, M. E., 2001, *Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks*, Blackwell Science (3 ed.), p. 262.
- Vaz, P. T., Rezende, N. G. A. M., Wanderley Filho, J. R. A., 2007, Bacia do Parnaíba: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, no. 2, p. 253-263.
- Walker, R. G., 1979, *Facies Models: Association of Canadá*, p.211.
- Worden, R. H. & Burley, S. D., 2003, Sandstone diagenesis: the Evolution of the sand to stone, in: Burley, S. D. & Worden, R. H. (eds.), *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*, Reprint series volume 4 of the IAS, 4-44.
- Zalán, P. V. 2004, Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. in Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B., org., *Continente Sul-Americano: Armando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, 595–612.
- Zuffa, G. G., 1985, Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results, in Zuffa, G. G., ed., *Provenance of Arenites*, D. Reidel Publishing Company, p. 165-189.