

7.5 **Diagênese do Membro Siderópolis**

Para análise diagenética foram utilizadas amostras de cinco poços perfurados pela mineradora de Carvão Rio Deserto. O critério de amostragem, como já mencionado anteriormente, foi baseada na descrição litológica, de forma a apresentarem uma representatividade faciológica dos arenitos do Membro Siderópolis em cada poço. Dessas mesmas amostras, foram realizadas análises petrofísicas básicas de laboratório.

Os principais constituintes diagenéticos identificados nos arenitos estudados foram: argila infiltrada, caulinita, quartzo, albita, calcita, ilita, clorita, óxidos e pirita.

7.5.1 Argila Infiltrada

A argila infiltrada, interpretada como sendo originalmente esmectita devido a sua coloração verde-amarronzada, baixo relevo e birrefringência moderada, ocorre nas amostras analisadas conforme as características diagnósticas descritas no trabalho de Moraes & De Ros (1990). Ela ocorre mais frequentemente sob a forma de cutículas irregulares, com variação de espessura, tangenciais à superfície do grão. Podendo, embora que localmente, preencher todo o espaço poroso como massa compacta e caótica, **Fig. 31A**, (comumente desenvolvidas acima da zona freática e favorecidas por prolongada e extensiva infiltração. Moraes & De Ros, 1990). Ou ainda, mais raramente, apresentar textura do tipo pontes, **Fig. 31 B**, (produzida em meniscos de água entre os grãos na zona vadosa. Moraes & De Ros, 1990).

Outro critério de identificação foi a presença de impurezas no seu interior (como óxidos e detritos orgânicos) que ressaltam sua origem detrítica.

Devido ao desenvolvimento da diagênese, notam-se feições de contração como a de descolamento. Das lâminas analisadas, as argilas infiltradas encontram-se ilitizadas ou cloritizadas e, quando descontínua ao redor do grão, apresentam-se engolfadas por crescimentos de quartzo.

7.5.2 Caulinita

O termo caulinita é aqui empregado a ambos os polimorfos dickita e caulinita por não ser possível sua diferenciação no microscópio óptico. Ela ocorre como agregados com hábito vermicular característico como cimento e substituinte de

feldspatos detríticos (**Fig. 31 C**), micas, fragmentos de rochas e intraclastos lamosos. Com hábito lamelar, a caulinita expande e substitui as micas (**Fig. 31 D**). Embora seja ainda possível identificar alguns remanescentes, grande parte deste constituinte diagenético encontra-se ilitizado (**Fig. 31 E**) ou cloritizado (**Fig. 31 F**). Mesmo assim, é perceptível que a caulinitização correspondeu originalmente a um processo abundante e significativo na eodiagênese.

Sua ocorrência parece estar vinculada às camadas de carvão, uma vez que há o enriquecimento de caulinita em arenitos próximos. Sua precipitação é beneficiada pela passagem de água superficial pelos depósitos de turfa, os quais por apresentarem CO₂ e ácido orgânico liberados através da maturação da matéria orgânica, tornam o fluido mais ácido (Staub & Cohen, 1978).

7.5.3 Quartzo

O quartzo corresponde ao constituinte diagenético mais abundante e recorrente dentre as amostras aqui analisadas. Caracteriza-se como crescimentos sintaxiais bem desenvolvidos que recobrem os grãos de quartzo parcial a completamente. Seu reconhecimento em lâmina é possibilitado pela presença de impurezas (óxidos e argilas) e inclusões fluidas que demarcam a superfície detrítica, e por faces com terminações bem definidas.

Embora sua ocorrência seja considerada mais expressiva na mesodiagênese, nas lâminas analisadas o crescimento de quartzo começa antes da compactação mecânica, evidenciado pelos contatos entre crescimentos (**Fig. 31 G**).

O quartzo autigênico engloba as argilas infiltradas, quando estas não são o suficientemente contínuas para evitar seu desenvolvimento. Em contrapartida, o quartzo eodiagenético é contornado por calcita poiquilotópica mesodiagenéticas (**Fig. 31 H**).

Na ausência, ou dissolução da calcita poiquilotópica, observa-se a continuação do seu desenvolvimento na mesodiagênese. Fato este evidenciado por crescimentos sintaxiais englobando cloritas autigênicas mesodiagenéticas (**Fig. 32 A**) posteriores ao cimento carbonático.

O crescimento precoce de quartzo parece ajudar na sustentação do arcabouço e preservação do volume intergranular. Porém, quando bem desenvolvidos, os crescimentos chegam a obliterar as gargantas dos poros, acarretando numa influência

negativa para a qualidade do reservatório. Também é importante enfatizar, que apesar de identificar diferentes fases de crescimento de quartzo, foi impossível quantificá-las de forma individual.

7.5.4 Crescimento de Feldspato

Nas lâminas analisadas, os crescimentos de feldspato são externos, epitaxiais e descontínuos ao redor dos feldspatos detríticos (**Fig. 32 B**).

O crescimento de feldspato corresponde à precipitação de composição pura e extrema do mineral (K-feldspato e albita). Comumente, esses crescimentos se desenvolvem em feldspatos potássicos detríticos com a mesma composição, e como albita em plagioclásios (Katner & Siever, 1979). Embora, estes autores considerem mais abundante feldspatos autigênicos potássicos em arenitos, com a exceção para arenitos vulcanoclásticos e rochas carbonáticas, onde predomina albita.

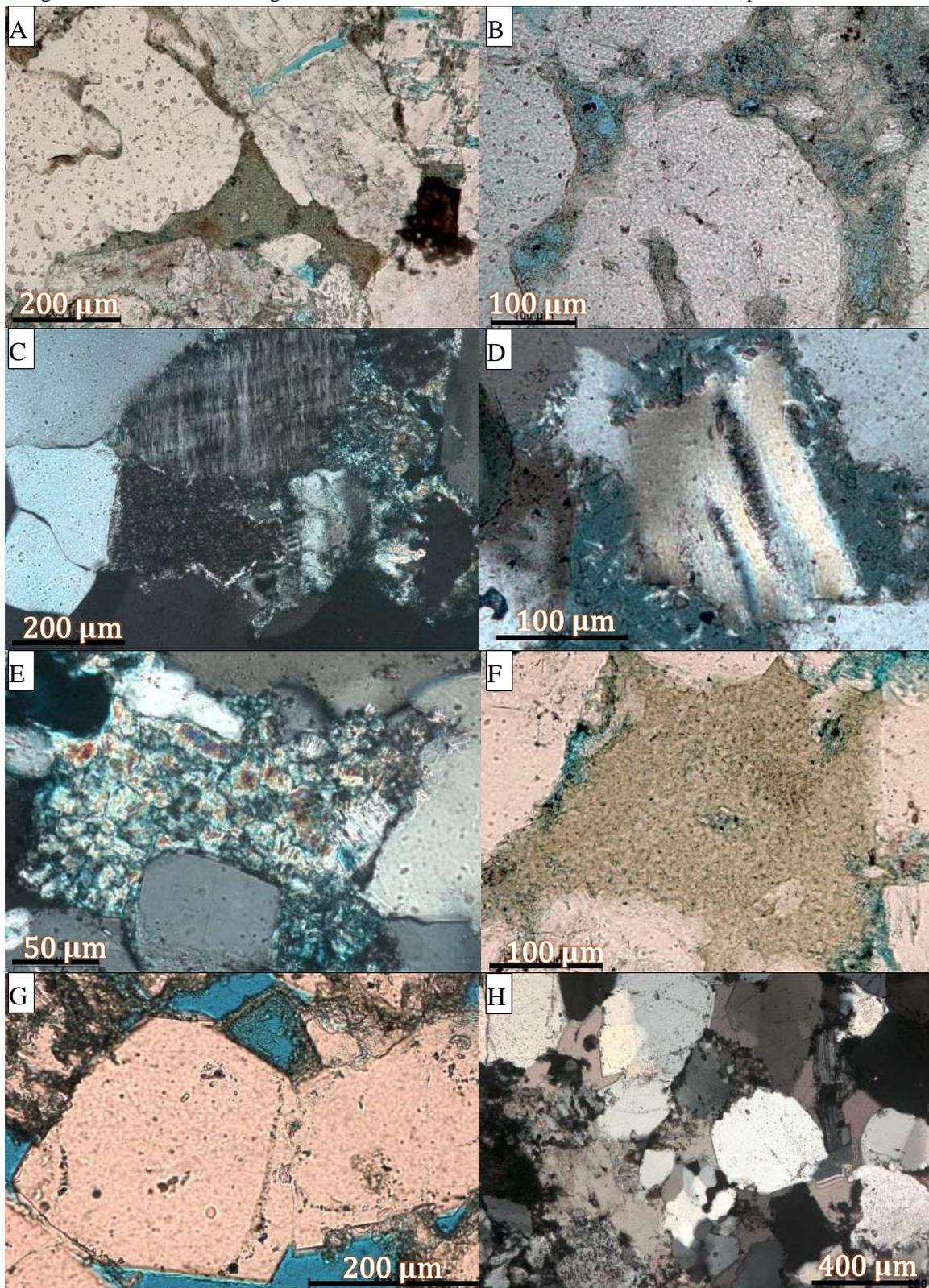
Seu desenvolvimento pode acontecer a profundidades variáveis, sugerindo que a disponibilidade dos elementos químicos para a solução (suprimento de sílica e cátions alcalinos) exerce maior influência do que a temperatura (De Ros, 1985).

7.5.5 Calcita

A calcita ocorre predominantemente com hábito poiquilotópico e, subordinadamente, micro a macrocristalino. Predomina como cimento de poros intergranulares, embora possa estar substituindo grãos de feldspato. Pelas relações paragenéticas, a calcita poiquilotópica ocorre após o crescimento de feldspato (constatado pelo cimento de calcita englobando os crescimentos) e o início do crescimento de quartzo (**Fig. 31 H**).

A calcita microcristalina (**Fig. 32 C**), por ser pouco frequente, não apresenta suas relações paragenéticas com os demais constituintes diagenéticos bem aparentes. Porém, quando preservada, encontra-se cimentando poros intergranulares onde os crescimentos de quartzo foram incipientes. Sua relação com o arcabouço sugere que a sua formação ocorreu antes de uma compactação significativa, sendo indicativo de cimentação eodiagenética.

Figura 31 - Constituintes diagenéticos identificados nos arenitos do Membro Siderópolis.



Legenda: (A) Argila infiltrada cloritizada obliterando poro como massa compacta caótica; (B) Argila infiltrada ilitizada com textura do tipo pontes; (C) Caulinita substituindo microclinio; (D) Muscovita expandida, caulinitizada e posteriormente ilitizada; (E) Caulinita ilitizada; (F) Caulinita cloritizada; (G) Contato entre crescimentos de quartzo, evidenciado pela superfície detrítica delimita por impurezas; (H) Calcita poiquilotópica.

Fonte: A autora, 2018.

Sendo assim, a calcita apresentaria duas fases de precipitação. Uma na eodiagênese, com a precipitação de calcita microcristalina a macrocristalina, e outra na mesodiagênese, caracterizada por calcita poiquilotópica.

Para os carbonatos eodiagenéticos, a precipitação pode ocorrer após a formação da caulinita que, ao consumir o íon H^+ em sua reação, torna o ambiente mais alcalino. Tal situação, atrelada à presença de cálcio e bicarbonato livre no fluido, permitiria a precipitação da primeira fase da calcita. A proximidade com as camadas de carvão favorece seu desenvolvimento, por elas proverem dióxido de carbono produzido por atividade bacteriana Matsumoto & Iijima (1981).

Já a calcita mesodiagenética, além de poder ter sido produzida por fermentação bacteriana, também pode ter sua origem associada com o processo de descarboxilação da matéria orgânica do carvão e lutitos, reciclagem de constituintes eodiagenético e até, através da dissolução ou substituição de plagioclásios.

7.5.6 Ilita

O nome ilita, aqui se refere a ilita e a interstratificação ilita-esmectita, uma vez que não foram feitas análises de DRX. A ilita apresenta-se substituindo argilas infiltradas, intraclastos lamosos, caulinita (**Fig. 31 E**) e feldspato (**Fig. 32 D**) detrítico remanescente. Subordinadamente, apresenta-se como franjas ao redor de grãos (**Fig. 32 E**).

Com o avanço da diagênese, sua formação é favorecida por fluidos com menor velocidade de percolação, relativamente em maiores temperaturas (superior a $70^{\circ}C$ e mais intensificada a partir de $130^{\circ}C$, Morad *et al.*, 2000) e com moderada razão K^+/H^+ . O aumento da alcalinidade comumente se dá pelo esgotamento de H^+ do fluido intersticial. A concentração do íon H^+ diminui, por este ser consumido na caulinitização do feldspato e da muscovita, e pelo final da maturação térmica da matéria orgânica que diminui a liberação de ácidos (Van Keer *et al.*, 1998).

No geral, a presença de argilominerais tende a aumentar o percentual de microporosidade nos reservatórios.

7.5.7 Clorita

A clorita ocorre com coloração esverdeada, por vezes com pleocroísmo, relevo moderado e baixa birrefringência. Normalmente apresenta-se como agregados microcristalinos, substituindo os argilominerais não ilitizados, como argilas infiltradas, caulinitas (**Fig. 31 F**), intraclastos lamosos assim como pseudomatriz (**Fig. 32 F**). Também, o constituinte é encontrado preenchendo poro tanto intergranular, quanto intragranular com hábito em rosetas, ou revestindo a superfície do grão como franjas e cutículas (**Fig. 32 G**). Quando revestindo parcialmente a superfície do grão, ou preenchendo parcialmente o poro, é comum a clorita estar englobada pelo crescimento de quartzo, sugerindo assim, a continuidade da cimentação de quartzo na mesodiagênese.

Sua presença nas amostras analisadas parece surtir efeito negativo na permeabilidade das mesmas, visto que a clorita se encontra não só reduzindo as gargantas (geralmente como cutículas), como também podendo chegar a obliterar o poro.

Assim como a ilita, o processo de cloritização corresponde ao produto da instabilidade e transformação de aluminossilicatos em temperaturas mais elevadas (superior a 70°C, e considerada mais abundante a partir de 100°C. Jahren & Aagaard, 1989; Morad *et al.*, 2000). Córdova-González *et al.* (2016) ao estudar camadas de carvão e suas rochas sedimentares encaixantes da Formação Rio Bonito na jazida de Santa Terezinha, associaram o aparecimento de clorita como resultado do efeito térmico de intrusivas.

7.5.8 Albita

A albitização é um processo comum nas rochas estudadas. No geral, a albita autigênica apresenta-se preenchendo parcialmente poros intragranulares de feldspato (**Fig. 32 H**) como cristais discretos, ou até, substituindo totalmente o grão sob a forma de agregados de cristais com maclas interrompidas. Em alguns K-feldspatos, observa-se o aspecto turvo atribuído pela albitização (**Fig. 33 A**). Localmente, a albita ocorre de forma heterogênea como cimento intergranular.

Geralmente, a albitização ocorre em temperaturas superiores a 100-130°C, embora em reservatórios com óleo, ela possa acontecer à temperatura aproximada de

65°C (Worden & Morad, 2000). Ainda, diversos trabalhos relatam sua presença em profundidades e temperaturas mais baixas (entre 50°C à 100°C), sob a forma de substituição e cimentação intergranular em arenitos associados a sedimentos lacustres (Turner & Fichman, 1991; Hubert *et al.*, 1992; Neil *et al.*, 1995; Wolela & Gierlowski-Kordesch, 2007). Desta forma, alguns autores questionam o seu uso como mineral “geotermômetro”, uma vez que, em temperaturas não tão elevadas, a química do fluido intersticial aparenta ter maior influência em sua formação (Turner & Fisher, 1991; Neil *et al.*, 1995).

De qualquer forma, a significativa substituição e cimentação de albita indica a disponibilidade de uma quantidade considerável de sódio na diagênese. Há diversas fontes possíveis para o íon, dentre as quais as que mais se enquadram para a área de estudo são: Dissolução do plagioclásio detrítico contido na própria rocha; dissolução de minerais máficos e plagioclásio em rochas ígneas associadas; além de concentração de fluido salino alcalino em sistema fechado lagunar (Neil *et al.*, 1995).

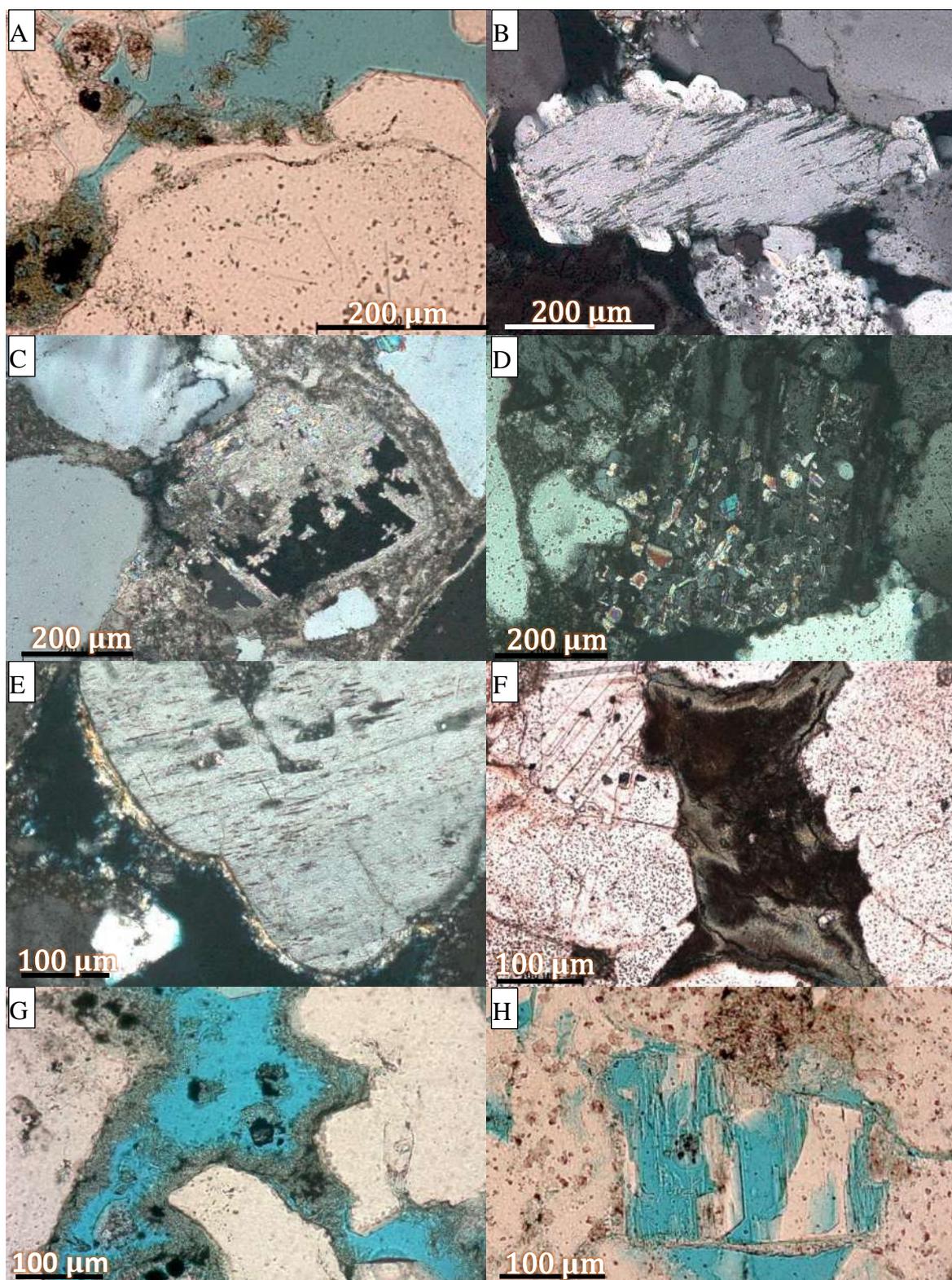
7.5.9 Óxidos/ hidróxidos de Ferro

Embora em menor proporção nas amostras analisadas, foram identificadas duas fases principais de precipitação de óxidos/ hidróxidos de ferro.

Uma, relacionada a uma fina cutícula de óxido/ hidróxido de ferro contornando os grãos de quartzo antes do crescimento sintaxial do mesmo e da precipitação de argilas infiltradas, sendo, portanto, eodiagenética.

A segunda, e mais significativa fase, é caracterizada por preenchimento de óxido/ hidróxido de ferro nos poros intergranulares, substituição de grãos e de argilominerais mesodiagenéticos. Associado ao óxido observam-se contornos irregulares, com aspecto de corrosão nos grãos, grande parte de quartzo (**Fig. 33 B**). Essas relações paragenéticas sugerem que sua precipitação ocorreu em condições telodiagenéticas.

Figura 32 - Constituintes diagenéticos identificados nos arenitos do Membro Siderópolis: continuação da figura 31.



Legenda: (A) Crescimento de quartzo englobando clorita mesodiagenética; (B) Crescimento epitaxial de feldspato em ortoclásio; (C) Calcita microcristalina cimentando os poros e substituindo feldspato; (D) Ilita substituindo parcialmente feldspato; (E) Franja de ilita contornando grãos de feldspato; (F) Intraclasto lamoso cloritizado, cujas bordas apresentam pseudomatriz incipiente; (G) Franja de clorita; (H) Cristais límpidos autigênicos de albita nucleados sobre os restos da dissolução do grão de feldspato potássico.

Fonte: A autora, 2018.

7.5.10 Outros Constituintes Diagenéticos

Além dos minerais autigênicos anteriormente mencionados, outros ocorrem em teores inferiores ou com distribuição mais restrita no Membro Siderópolis.

A **pirita** ocorre com hábito framboidal e, por vezes, blocoso. Ambas formas de ocorrência apresentam-se preenchendo poros intergranulares, associados com argilas mecanicamente infiltradas e clorita autigênica, ou menos frequente, substituindo grãos (**Fig. 33 C**). Localmente, há jarosita microcristalina, isotrópica, com aspecto granular e alto relevo, aparentemente como produto da oxidação da pirita (**Fig. 33 D**).

A **siderita** encontra-se em poucas lâminas, porém quando presente, é abundante. Ela ocorre com hábito macrocristalino e microcristalino preenchendo poros intergranulares, situando-se preferencialmente ao redor dos grãos (**Fig. 33 E**). A borda de seus cristais é demarcada por feições de oxidação e dissolução. Ainda, a siderita apresenta-se engolfada por crescimentos syntaxiais de quartzo e por calcita poiquilotópica.

Embora em pouca proporção, **os minerais de anatásio** encontram-se disseminados no intervalo estudado. Sua ocorrência se dá predominantemente sob a forma de pequenos cristais discretos ou agregados, muitas vezes desenvolvidos em poros secundários, sobre grãos e associados com os argilominerais de clorita autigênica (**Fig. 33 F**). Eventualmente, observam-se cristais do mineral bem desenvolvidos com hábito prismático losangular. São consideradas possíveis fontes para sua formação: a remobilização de minerais eodigenéticos de Ti, a cloritização da biotita e a alteração de fragmentos vulcânicos (De Ros, 1985).

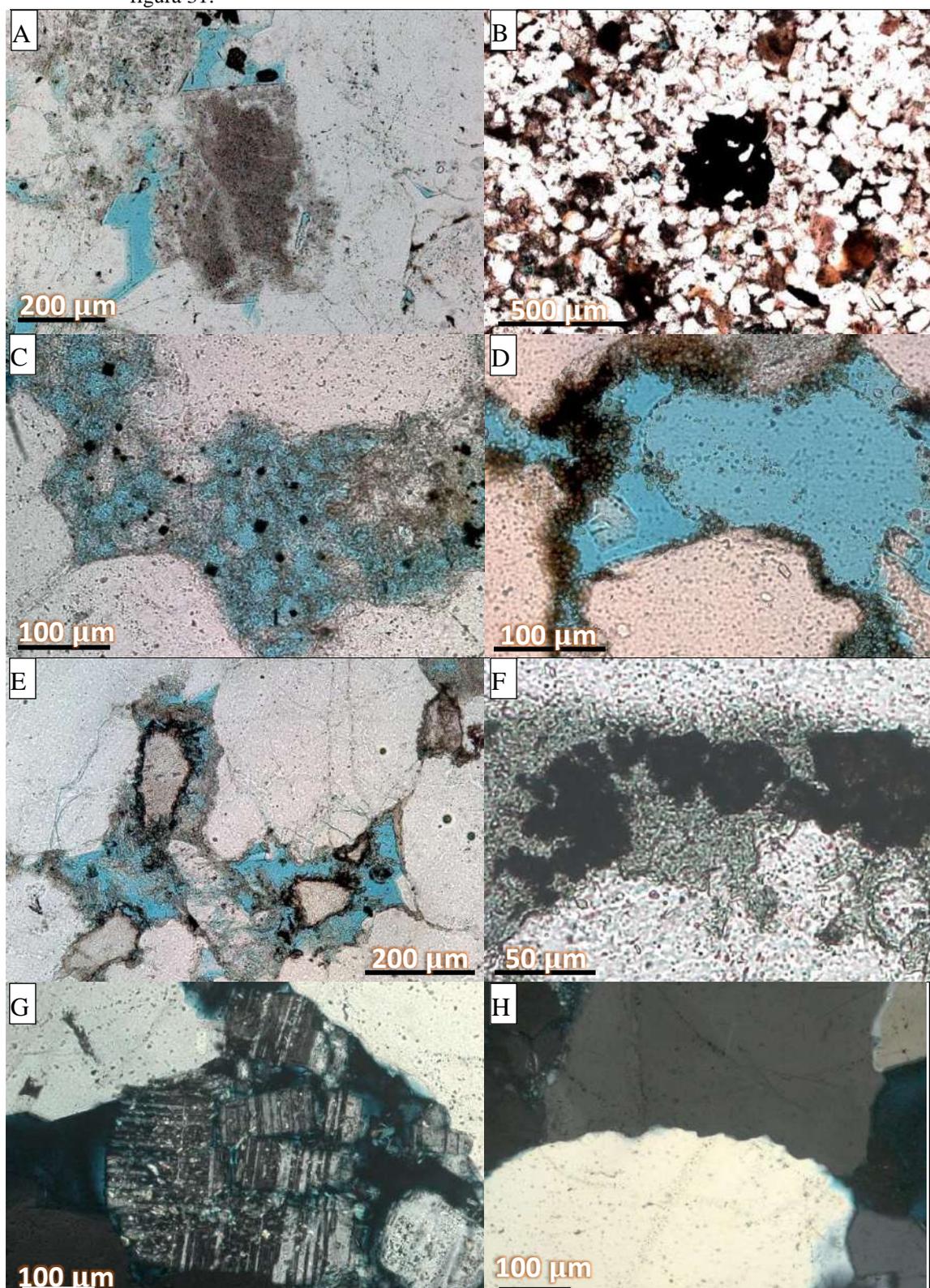
7.5.11 Compactação

Das amostras analisadas foram identificadas as compactações mecânica e química. A compactação mecânica é caracterizada por fraturas em feldspatos, principalmente segundo os planos de fraqueza que correspondem as clivagens (**Fig. 33 G**). As micas também apresentam comportamento deformacional elástico, com a exceção daquelas alteradas (ilitizadas e caulinitizadas), as quais apresentam comportamento mais rígido. Nos níveis onde há maior proporção de intraclastos

lamosos, a compactação mecânica é mais acentuada e evidenciada pelo desenvolvimento de pseudomatriz.

Embora menos significativa e, portanto, apresentando efeitos mais suaves, a compactação química ocorre de forma generalizada através de contatos intergranulares retos, côncavo-convexos e, eventualmente, suturados (**Fig. 33 H**).

Figura 33 - Constituintes diagenéticos identificados nos arenitos do Membro Siderópolis: conclusão da figura 31.



Legenda: (A) Ortoclásio albitizado; (B) Óxido preenchendo poro e substituindo grãos; (C) Cristais blocosos de pirita precipitados no poro e associado com argila autigênica; (D) Jarosita microcristalina; (E) Siderita com bordas dos cristais oxidada e corroída; (F) Minerais de titânio autigênico preenchendo poro e associados com clorita; (G) Microclínio fraturado; (H) Contato suturado.

Fonte: A autora, 2018.

7.6 Estágios Diagenéticos

O primeiro constituinte diagenético no Membro Siderópolis correspondeu a uma fina cutícula de óxido/ hidróxido de ferro. Seguido pela precipitação de argila infiltrada, possivelmente esmectita, indicativa de um momento de rebaixamento do lençol freático, permitindo assim a percolação do argilomineral na zona vadosa pelas enxurradas. Ketzer (2002) menciona ser comum a presença de argilas infiltradas em arenitos (comumente do *foreshore* ou do *shoreface*) situados abaixo de limites de sequência.

Ainda na eodiagênese, há dissolução de feldspato e precipitação de caulinita. Principalmente substituindo grãos de feldspato, expandindo e substituindo micas e preenchendo poros intergranulares. Essa fase é ocasionada e intensificada pela presença de camadas de carvão e folhelhos intercaladas com os arenitos aqui estudados. Pois, a passagem de fluido superficial (água meteórica) por essas camadas a torna fortemente ácida, devido a presença de CO₂ e ácidos orgânicos produzidos durante a alteração microbial da matéria orgânica (Ketzer, 2002; Staub & Cohen, 1978).

Segundo Milani *et al.* (1990a), o fluido intersticial para os arenitos siluro-devonianos na margem da bacia é meteórico, enquanto que o do centro é hipersalino. Ainda, De Ros *et al.* (2000) ao compararem os arenitos siluro-devonianos da Formação Furnas situados na margem da Bacia do Paraná com os do interior, também verificaram maior influência de fluxo meteórico e, conseqüente dissolução de feldspato com precipitação de caulinitas na margem da bacia.

O processo de caulinitização, propiciada pela condição ácida do fluido, libera sílica na reação (Worden & Morad, 2000; Van Keer *et al.*, 1998). Permitindo assim a precipitação de crescimentos sintaxiais de quartzo. Como já mencionado anteriormente, o feldspato detrítico é uma fonte para cimentação de quartzo, pois possui uma razão Si/Al superior a necessária para formação dos argilominerais que o substituem (Worden & Morad, 2000). É importante ressaltar que essa primeira cimentação de quartzo acontece na eodiagênese e antes da compactação mecânica, evidenciado pelos contatos entre crescimentos.

Ainda, após o processo de formação de quartzo e caulinita a partir do feldspato detrítico, o fluido intersticial pode passar para uma condição de pH mais neutra, devido ao consumo do íon H⁺ na reação. Tal situação, atrelada à presença de cálcio e bicarbonato livre no fluido, permitiria a precipitação da primeira fase da calcita (hábito

microcristalino a macrocristalino), ou, em condições redutoras associadas a sedimentos com presença de ferro, Fe^{+2} (Berner, 1981), cimentação de siderita.

Através do modelo de soterramento (**Fig.34**), nota-se que o Membro Siderópolis permaneceu no campo da eodiagênese na maior parte de seu tempo (até o final do Jurássico). Também é importante salientar, a deposição da Formação Irati, a qual por apresentar a menor taxa de subsidência, provavelmente permitiu maior tempo de residência numa mesma condição de soterramento e influência de fluidos meteóricos. Tal fato pode ter contribuído para as extensivas modificações eodigenéticas acima citadas.

A mesodiagênese nos arenitos do Membro Siderópolis é caracterizada pelo crescimento epitaxial de feldspato. Provavelmente, a fonte para seu desenvolvimento tenha sido a dissolução dos próprios feldspatos detríticos. Posteriormente, houve a cimentação da segunda fase de calcita (poiquilotópica), que além de preencher os poros, contornando os crescimentos de quartzo e feldspato, substituiu os grãos de feldspato.

Posteriormente, acontece o segundo evento de dissolução caracterizado pelo ganho de porosidade secundária através da corrosão do cimento carbonático. Esta recuperação da porosidade, logo antes da geração e migração do óleo, provavelmente correspondeu a uma fase vital para a qualidade do reservatório.

O K-feldspato remanescente, a argila infiltrada e a caulinita geradas na eodiagênese, tendem a ser ilitizados ou cloritizados à temperatura superior a 70°C na mesodiagênese. Todavia, esta reação é considerada mais assídua a partir de 100°C (Morad *et al.*, 2000). Temperatura esta, próxima ao da instabilidade da caulinita (entre $90-100^{\circ}\text{C}$ segundo Worden & Morad, 2000). Com o avanço da diagênese a ilitização acaba sendo favorecida não só pela temperatura e presença de fonte de K, como também pelo aumento da alcalinidade do fluido intersticial ocasionado pelo esgotamento de H^{+} (Van Keer *et al.*, 1998).

O esgotamento do íon H^{+} ocorre não somente pelo seu consumo na caulinitização do feldspato e da muscovita, como também pelo final da maturação da matéria orgânica que diminui a liberação de ácidos (Van Keer *et al.*, 1998).

A clorita ocorre principalmente substituindo argilas infiltradas, intraclastos lamosos, fragmentos de rocha ígnea e, secundariamente, precipitada sob a forma de franjas e preenchendo poro sob a forma de agregados ou de rosetas. Assim como a ilitização, a cloritização geralmente ocorre em temperatura superior a 70°C e também

constitui numa fonte de sílica, através da substituição de minerais com razão de Si/Al superior a sua como, por exemplo, a esmectita.

O que usualmente determina a cloritização ou ilitização de um mineral, é a composição química disponível do meio (composição do mineral e do fluido). Por exemplo, minerais com Mg e/ou Fe tendem a ser cloritizados, enquanto os com K, Ca e/ou Na ilitizados (Worden & Morad, 2000).

Com o progresso da diagênese, a albitização é o processo diagenético que normalmente caracterizaria a mesodiagênese profunda. Isto ocorre, pois, a substituição de feldspato por albita comumente ocorre em temperaturas superiores a 100 – 130° C (Worden & Morad, 2000). No processo de albitização em K-feldspatos, há liberação de K e SiO₂ na reação, o que favorece a geração de mais ilita e crescimento de quartzo (Worden & Morad, 2000).

Todavia, a temperatura máxima obtida pelo modelo de soterramento da área de estudo não ultrapassa o valor de 105°C, temperatura a qual permanece num curto período de tempo (menos de 3 Ma). Portanto, o Membro Siderópolis teria alcançado uma profundidade e temperatura que o enquadraria no campo da mesodiagênese rasa no Juro-Cretáceo (**Fig. 34**).

Assim sendo, a discrepância é nítida ao comparar as informação de temperatura do modelo, com os constituintes mesodiagenéticos presentes, e suas respectivas temperaturas consideradas adequadas pela literatura para sua formação.

De Ros *et al.*, (2000) ao estudar os arenitos Siluro-Devonianos da Formação Furnas na Bacia do Paraná, associaram a heterogênea precipitação da ilita e do quartzo com a circulação de fluidos quentes, estes por sua vez, relacionados ao soerguimento e magmatismo do arco de Ponta Grossa. Essa relação é comprovada pela idade entre 138-102 Ma obtida pela datação das ilitas através do método K/ Ar (Dos Santos & Bonhomme, 1991 *apud* De Ros *et al.*, 2000). Na Formação Rio Bonito, as ilitas obtiveram a idade de 124 Ma, equivalente a fase final do magmatismo, através do método ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Sant'Anna *et al.* 2008), e entre 140 e 130 Ma através do método K/Ar por Sant'Anna *et al.* (2006).

Além disso, o trabalho de Córdova-González *et al.* (2016) sobre as camadas de carvão e suas rochas sedimentares encaixantes da Formação Rio Bonito na jazida de Santa Terezinha, relacionaram o aparecimento de cloritas como produto do efeito térmico de intrusivas na unidade estratigráfica.

Porém, sabe-se que o efeito térmico das intrusivas é dissipado a distâncias relativamente pequenas (próximo a da espessura da soleira, Araújo *et al.*, 1996). Ainda, a ocorrência das cloritas na área de estudo se dá de forma abundante e independente da ocorrência de intrusivas. Portanto, dentre as propostas dos trabalhos acima citados, a de De Ros *et al.*, (2000) que relaciona a circulação de fluidos quentes seria a mais adequada.

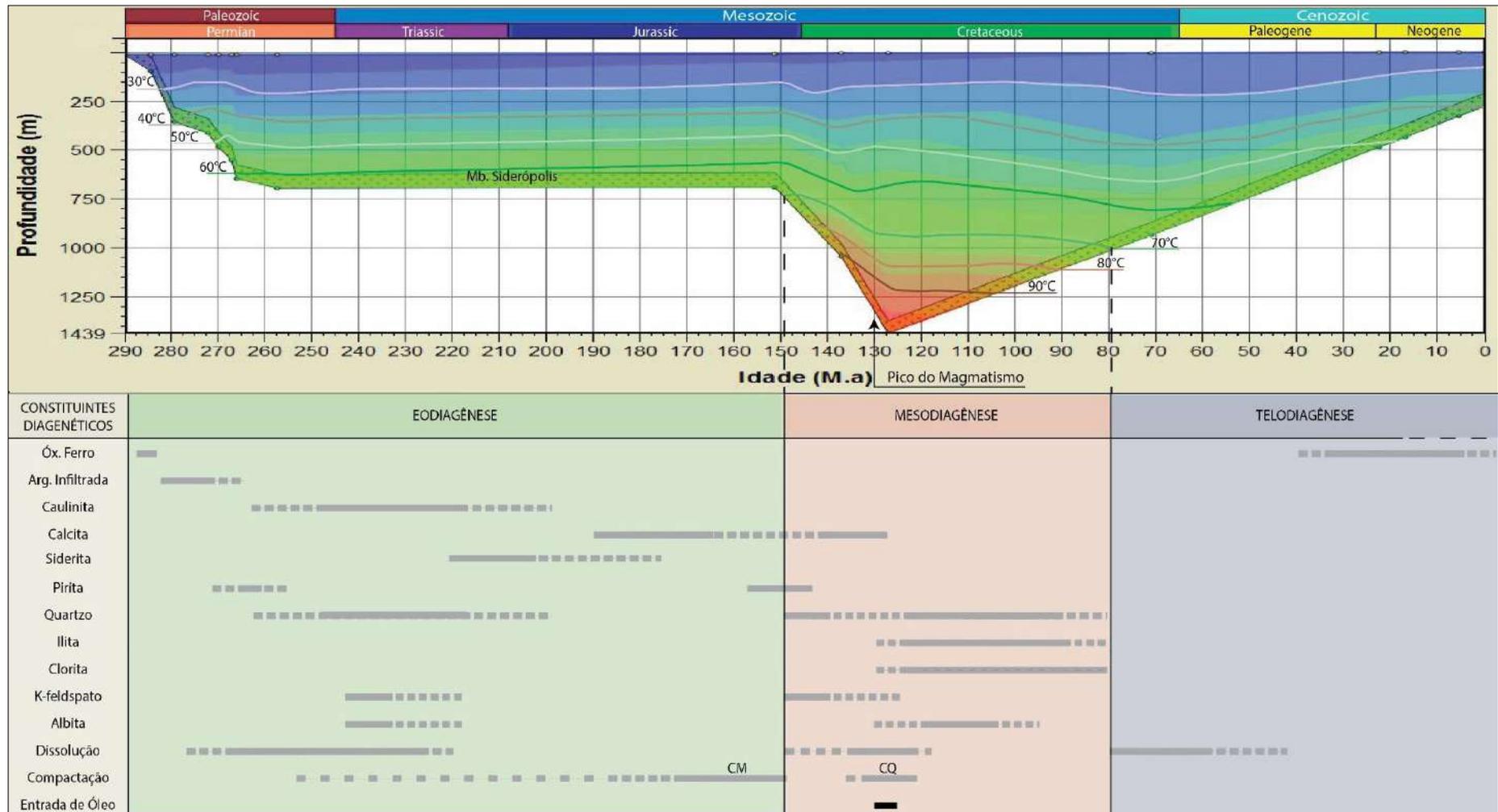
Desta forma, a precipitação relativamente precoce e rasa de albita, assim como as cimentações assíduas de clorita, illita e crescimentos de quartzo na área de estudo, também podem ter sido influenciadas pela circulação de fluidos quentes relacionados ao magmatismo do Serra Geral.

Ainda, deve-se cogitar na possibilidade do favorecimento da precipitação precoce de albita pela composição química do fluido intersticial. Como ocorre em diversos arenitos associados a sedimentos lagunares (Turner & Fichman, 1991; Hubert *et al.*, 1992; Neil *et al.*, 1995; Wolela & Gierlowski-Kordesch, 2007).

Por fim, com a exposição dos arenitos do Membro Siderópolis a fluidos superficiais, através de seu soerguimento e falhamentos, as rochas analisadas apresentam constituintes diagenéticos característicos da telodiagênese.

A fase telodiagenética é demarcada pelo processo de dissolução (evidenciada pela feição de corrosão no contorno dos grãos de quartzo), oxidação de constituintes mesodiagenéticos, além de cimentação e substituição de minerais detríticos por óxidos/hidróxidos de ferro (**Fig.34**).

Figura 34 – Relação dos constituintes diagenéticos encontrados em lâmina com a estimativa da história térmica e de soterramento com variação de temperatura em relação à profundidade do Membro Siderópolis.



7.7 Resultados da Petrofísica Básica

Os resultados das análises petrofísicas realizadas em 55 amostras, realizadas no laboratório de petrofísica básica do CENPES, estão listadas na **tabela 3** e correlacionados na **figura 35**. Nesta figura, os dados de porosidade e permeabilidade de cada poço encontram-se dispostos em duas seções, uma de direção NW-SE (retângulo amarelo) e outra SW-NE (retângulo azul), como indicado no mapa de localização.

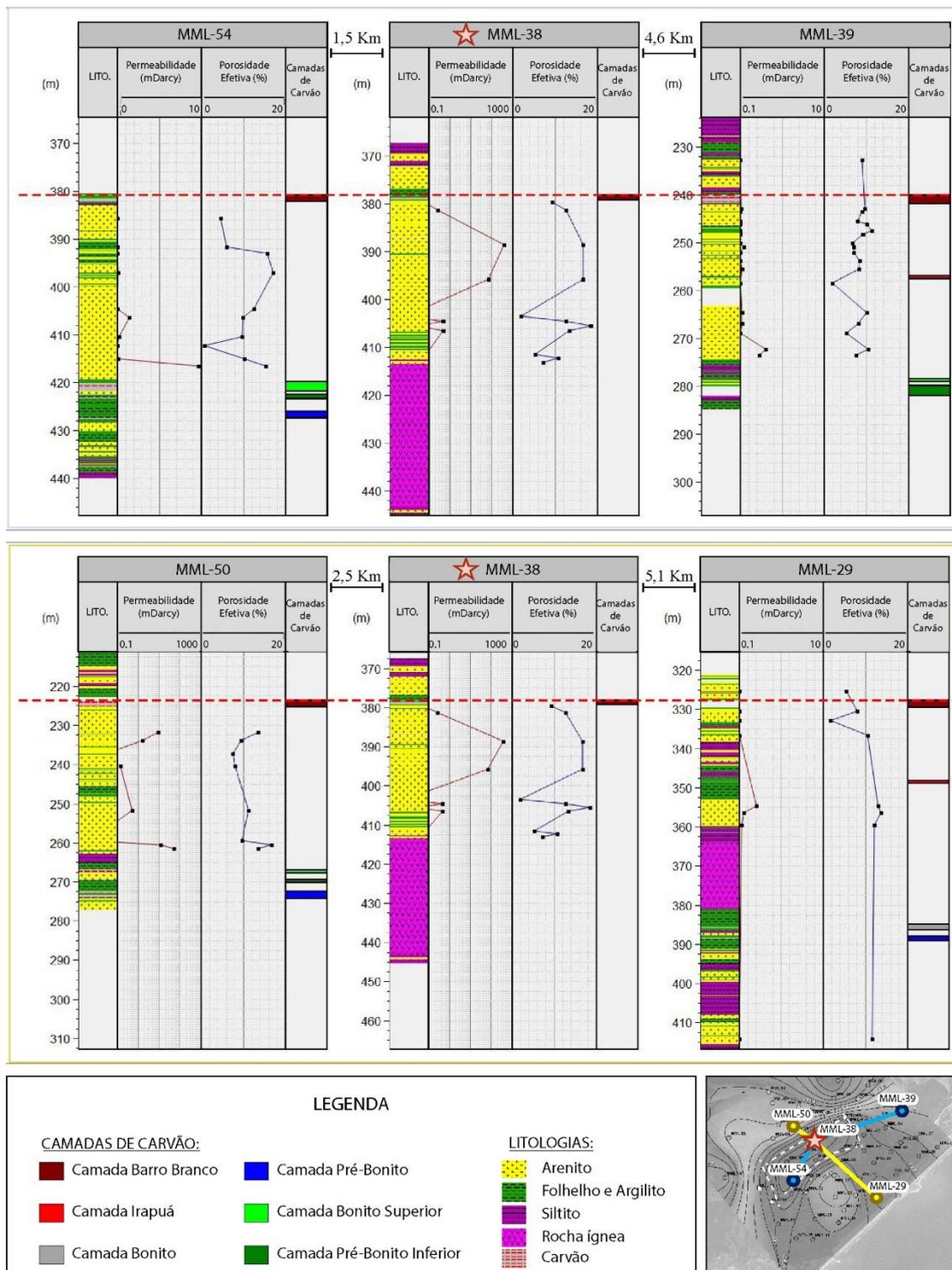
Ainda, é importante ressaltar que a permeabilidade medida neste trabalho corresponde a vertical e, justamente por ser perpendicular às camadas e estratificações, seus valores tendem a ser os menores se comparados com a permeabilidade horizontal.

Das seções, percebe-se a nítida heterogeneidade lateral do intervalo estudado. O poço que apresenta ocorrência de óleo (MML-38) é justamente o que apresenta as maiores porosidades (máximo de 18% e média de 14%) e permeabilidades (máximo de 398 mDarcy).

Os demais poços apesar de manterem as porosidades relativamente regulares e até, próximas ao do MML-38 (ao redor de 10%), apresentaram baixos valores de permeabilidade.

Comparando-se o intervalo analisado entre os poços, as mais baixas permeabilidades estão associadas à ocorrência de uma maior intercalação de finos. As intercalações com carvão, folhelhos, argilitos e siltitos costumam gerar grande influência nas propriedades permoporosas de reservatórios próximos. Pois elas atuam como barreiras a passagem de fluidos, propiciando assim que o mesmo permaneça mais tempo no reservatório. Além disso, sua diagênese serve como fonte de fluidos enriquecidos em elementos, o que também acentua o desenvolvimento diagenético dos arenitos associados.

Figura 35 - Resultado de petrofísica básica dos poços estudados, apresentando a camada de carvão Branco como datum.



Fonte: A autora, 2018.

7.8 Petrofácies

Petrofácies pode ser definida pela combinação de atributos que determinam a qualidade do reservatório, subentende-se porosidade e permeabilidade. Alguns dos fatores que controlam essas propriedades são: processos e produtos diagenéticos, tipos e distribuição poral, estruturas deposicionais, textura e composição da rocha. A aplicação do conceito de petrofácies é útil e eficiente para predição da qualidade do reservatório durante a exploração (De Ros & Goldberg, 2007).

Diversos trabalhos desde a década de 70 procuraram definir petrofácies, seja relacionando-a a termos de composição detrítica associada a padrões de proveniência, ou através das principais características petrográficas, ou até, apenas pelas suas características petrofísicas de laboratório e de perfis. O trabalho de De Ros & Goldberg (2007) redefiniu o conceito de petrofácies como ferramenta que possibilita reconhecimento sistemático das principais características petrográficas, as quais são controladoras dos atributos petrofísicos e do comportamento geofísico da rocha.

Assim, foi adotada para este trabalho a metodologia de De Ros & Goldberg (2007) para definição das petrofácies. Onde inicialmente foi feita análise petrográfica quantitativa das amostras coletadas da unidade estudada. Posteriormente, as amostras foram separadas em grupos de acordo com os principais atributos considerados significativamente impactantes para a porosidade e permeabilidade da rocha.

Essas características foram essencialmente granulométrica e tipo de contato entre grãos, como atributo primário, e de processos e seus produtos diagenéticos considerados mais importantes, como secundário. Em seguida, os grupos preliminares de petrofácies foram verificados através dos dados de contagem petrográfica e de petrofísica de laboratório. Uma vez que as amostras constituintes de uma mesma petrofácies, devem apresentar um comportamento petrofísico parecido. Ainda, os valores limítrofes de cada petrofácies foram definidos.

Portanto, quatro petrofácies foram reconhecidas no Membro Siderópolis, baseando-se no tipo de contato entre grãos predominante, no tipo de poro e na cimentação. O resultado da petrofísica e da contagem petrográfica está exposto nos gráficos feitos para cada poço, no Apêndice I, e com os valores completos na tabela do Apêndice II, e resumidos na **tabela 10**.

Tabela 10 - Resumo dos parâmetros petrográficos e petrofísicos para cada petrofácies.

Descrição:	Petrofácies A			Petrofácies B			Petrofácies C			Petrofácies D		
	Média	Máximo	Mínimo									
Quartzo Detrítico	43.98	58.33	29.66	38.20	51.66	23.34	29.08	37.66	16.99	46.64	64.00	29.99
Feldspato Detrítico Original	20.63	29.34	11.36	24.64	33.65	20.00	21.82	34.32	13.99	22.21	32.66	8.67
Feldspato Detrítico Atual	5.88	11.67	0.00	3.78	10.00	0.00	6.92	13.33	0.33	6.47	18.33	0.00
Quartzo em fragmento de rocha	7.29	21.67	0.00	8.31	22.00	0.00	14.42	29.00	3.33	3.52	21.00	0.00
Feldspato em fragmento de rocha	0.13	1.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fragmento de Rocha Dickison	1.47	2.41	0.33	2.06	5.33	0.00	2.33	7.33	0.33	0.90	5.00	0.00
Fragmento de Rocha Folk	8.89	24.34	1.33	10.39	23.00	1.33	16.75	36.33	3.66	4.43	22.33	0.00
Mica Original	0.21	0.67	0.00	0.03	0.33	0.00	0.08	0.33	0.00	1.17	5.00	0.00
Min Pesados	0.00	0.00	0.00	0.06	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	2.00	0.00
Intraclasto Lamoso Original	0.33	2.67	0.00	1.08	8.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.82	3.33	0.00
Permeabilidade Absoluta (mD)	62.53	398.10	0.06	0.52	2.04	0.01	12.46	49.71	0.00	0.24	3.03	0.00
Porosidade Efetiva (%)	14.04	16.80	9.00	11.93	18.50	7.30	7.74	13.59	0.78	8.35	17.03	1.92
Cimento de Calcita	0.54	2.00	0.00	2.75	11.00	0.00	23.00	46.67	10.33	0.67	3.00	0.00
Poros Intergranular (Petrografia)	7.38	10.00	5.00	1.75	4.00	0.00	0.50	2.00	0.00	1.57	5.67	0.00
Poros Ampliado (Petrografia)	0.96	2.33	0.00	0.22	0.67	0.00	0.08	0.33	0.00	0.85	2.67	0.00
Poros Intragranular (Petrografia)	3.92	8.00	0.33	7.30	11.33	4.67	3.83	9.67	0.00	3.40	8.00	0.00
Poros Total (Petrografia)	12.26	16.00	8.34	9.30	12.66	6.00	4.42	11.67	0.00	6.03	9.67	0.00
Argila Infiltrada	2.09	4.00	0.00	2.67	8.67	0.00	0.92	3.67	0.00	2.19	9.67	0.00
Clorita / Ilita	1.42	5.33	0.00	5.44	15.00	0.00	1.33	5.33	0.00	3.52	11.00	0.00
Caulinita	0.17	0.69	0.00	0.33	2.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	2.33	0.00
Total Argilas	3.51	8.00	0.33	8.11	15.00	3.00	2.25	5.33	0.00	5.68	14.00	1.00
Cresc. Quartzo	11.22	14.33	7.34	9.22	15.66	1.00	4.50	7.66	2.33	11.86	23.00	3.67
Intraclasto Lamoso Original	0.33	2.67	0.00	1.08	8.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85	3.33	0.00
Volume Intergranular	29.08	40.32	22.33	35.58	46.67	22.66	35.91	51.00	28.99	27.84	42.33	12.32
Volume de Cimento	18.29	24.66	11.33	26.27	36.01	15.33	31.50	51.00	20.33	22.97	32.99	9.65
Tam. Grão Min	0.36	0.50	0.20	0.43	0.85	0.25	0.54	1.00	0.25	0.22	0.45	0.07
Tam. Grão Máx	0.92	1.26	0.35	1.02	2.00	0.35	0.99	2.02	0.35	0.48	1.10	0.15
Tam. Grão Méd	0.64	0.85	0.31	0.73	1.33	0.30	0.76	1.51	0.30	0.35	0.75	0.12
Contato entre grãos	P-R			P-R			P-R			Co-Cvx		

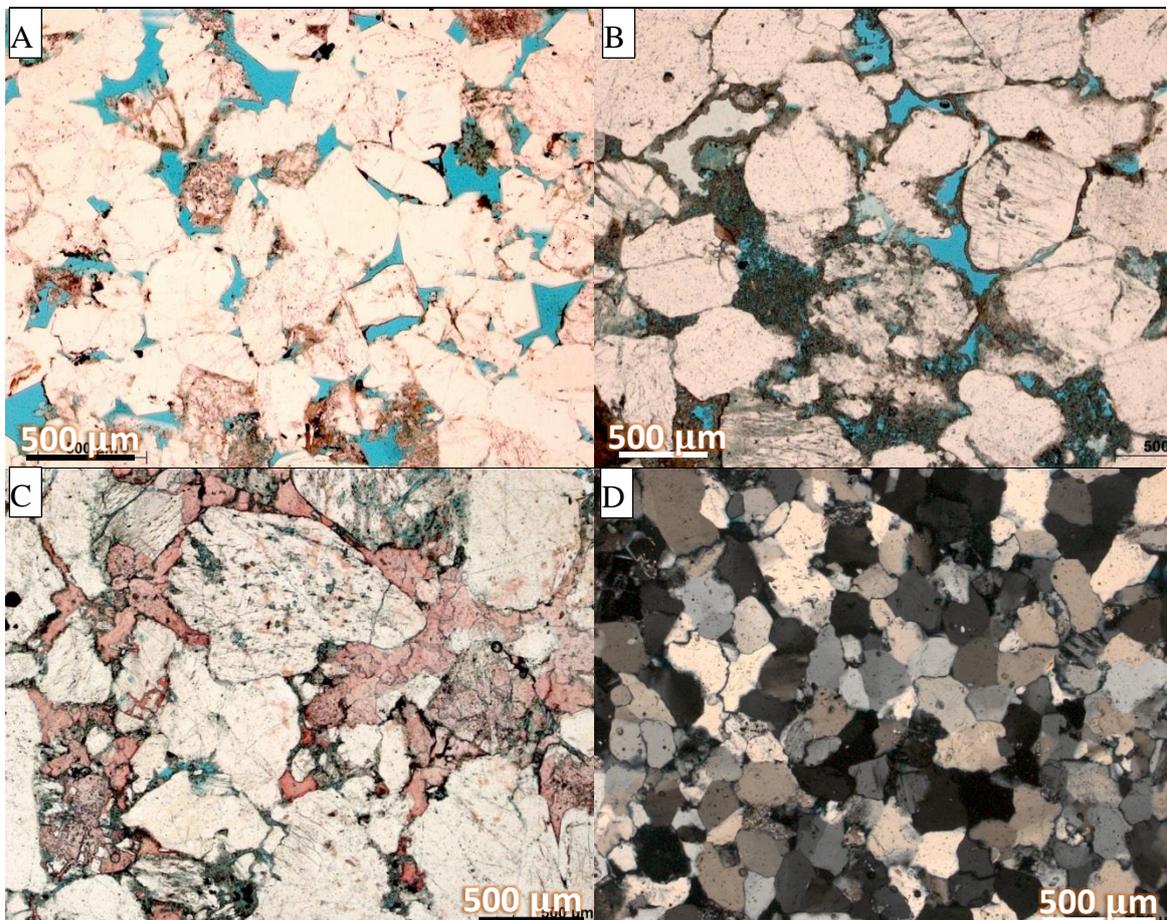
Legenda: P-R - equivale ao contato pontual a reto; Co-Cvx - ao contato côncavo-convexo.

Fonte: A autora, 2018.

A petrofácies A é formada por arenitos médios a grossos, localmente muito grosso, moderadamente selecionados (**Fig. 36 A**). Compreende a melhor porção de reservatório, por apresentar boa porosidade (Med. 14%, Min. 9% e Máx. 16,8) e por alcançar os maiores valores de permeabilidade (Máx. 398,1 mD, Med. 62,5 mD). A porosidade é majoritariamente secundária intergranular (Med. 7,38%, Min. 5% e Máx. 10%) e comumente poligonal devido a sua redução por crescimentos sintaxiais de quartzo. Também há desenvolvimento de porosidade secundária pela dissolução dos feldspatos (Med. 3,9%, Min. 0,33% e Máx. 8,0%). Predominam contatos pontuais a retos onde aparentemente cimentação de quartzo e carbonato sustentou o arcabouço. O constituinte diagenético predominante no volume intergranular é o crescimento de quartzo (Med. 11,2%, Min. 7,3% e Máx. 14,3%) e, subordinadamente, argilominerais

de illita e clorita (Med. 3,5 %, Min. 0,3% e Máx. 8%) que comumente encontram-se substituindo argilas infiltradas, porém quando precipitadas no poro, coincidem com os menores valores de permeabilidade (Min. 0,06 mD).

Figura 36 - Fotos representativas de cada petrofácies.



Legenda: (A) Foto representativa da Petrofácies A; (B) Foto representativa da Petrofácies B; (C) Foto representativa da Petrofácies C. Cimento calcítico macrocristalino de coloração avermelhada devido ao tingimento pela aplicação alizarina; (D) Foto representativa da Petrofácies D.

Fonte: A autora, 2018.

A petrofácies B é composta por arenitos médios a grossos, localmente conglomeráticos, moderadamente selecionados e essencialmente litoarenitos a litoarenitos feldspáticos (**Fig.36 B**). Apesar de apresentarem boa porosidade (Med. 11,9 %, Min. 7,3% e Máx. 18,5%) e contato entre grãos predominantemente pontuais a retos, sua permeabilidade é praticamente inexistente (Med. 0,5 mD, Min. 0,008 mD e Máx. 2,04%). Isto ocorre devido a maior contribuição de argilominerais, essencialmente illita e clorita, na cimentação (Med. 8,1 %, Min. 3% e Máx. 15%) e, por vezes, presença de intraclastos lamosos com formação de pseudomatriz (Med. 1,08 %, Min. 0% e Máx.

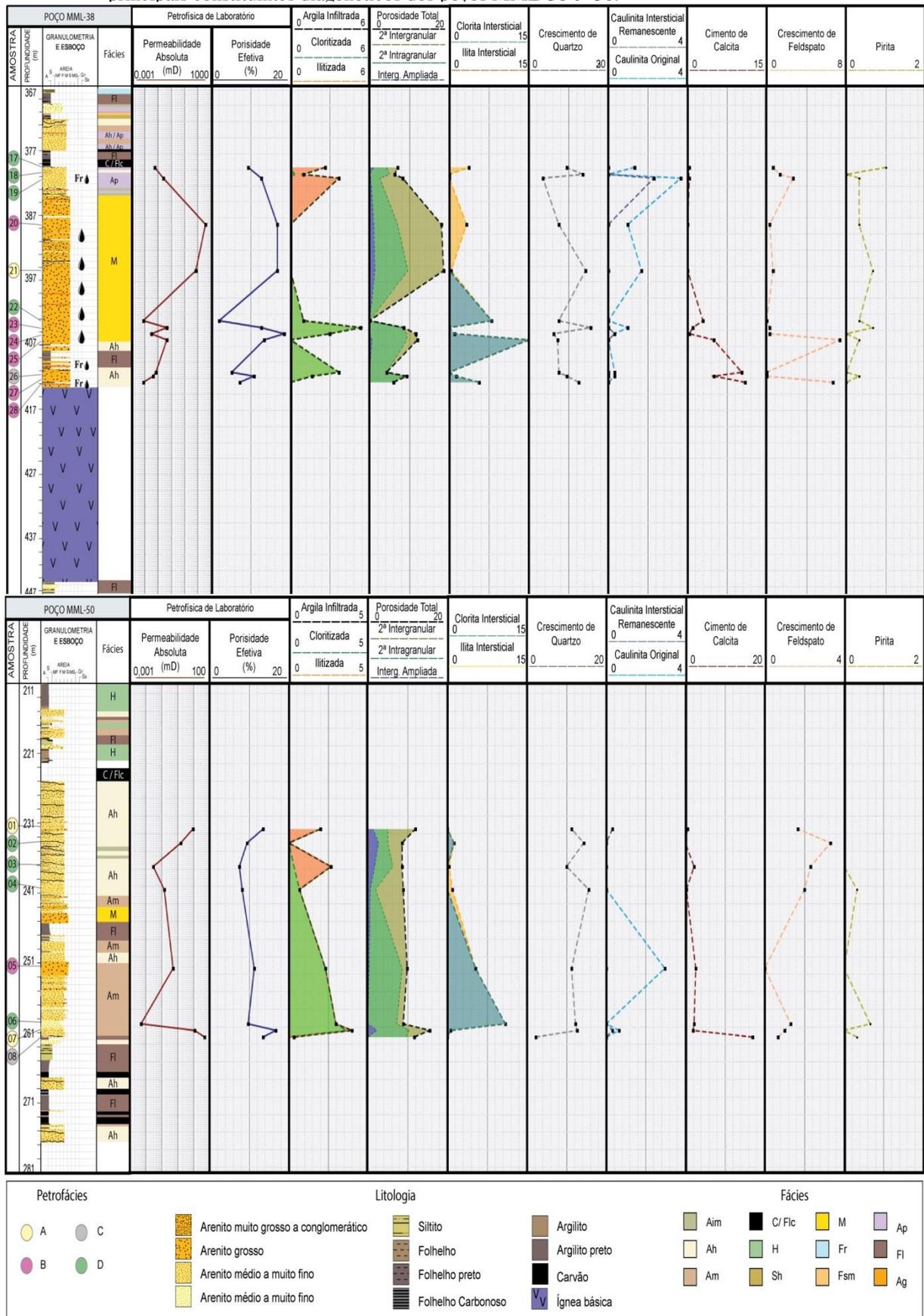
8%). Assim, a petrofácies B possui o predomínio de porosidade secundária intragranular (Med. 7,3 %, Min. 4,7% e Máx. 11,33%) em relação a intergranular (Med. 1,8 %, Min. 0% e Máx. 4,0%). O fato de haver maior proporção de argilominerais no espaço intergranular, levando ao predomínio de poros mais isolados provenientes da dissolução dos feldspatos, aparentemente reflete nos valores baixos de permeabilidade.

A petrofácies C é caracterizada por arenitos desde moderadamente a muito bem selecionados, com granulometria variando de grossa a muito grossa, pontualmente conglomerática, com contatos entre grãos pontuais a retos. A porosidade primária é praticamente obliterada pelo cimento de calcita pré-compactacional microcristalino a macrocristalino, **Fig.36 C**, (Med. 23 %, Min. 10,3% e Máx. 46%). Prevalendo assim, embora em valores baixos, porosidade secundária intragranular (Med. 3,8 %, Min. 0% e Máx. 9,7%).

Já a petrofácies D compreende a maioria das amostras analisadas e corresponde a arenitos bem a moderadamente selecionados, com granulometria variando de fina a média (**Fig.36 D**). Diferentemente das demais petrofácies, esta apresenta contatos entre grãos côncavo-convexos e, por vezes, suturados. Há maior contribuição de crescimentos de quartzo (Med. 11,9 %, Min. 3,7% e Máx. 23%), embora também ocorra significativa precipitação dos argilominerais illita e clorita (Med. 5,7 %, Min. 1% e Máx. 14%). A porosidade secundária intragranular é preponderante (Med. 4 %, Min. 0% e Máx. 8%), embora em algumas amostras ainda prevaleça a porosidade intergranular (Med. 3,4 %, Min. 0% e Máx. 8,0%) devido a sustentação do arcabouço pelo crescimento de quartzo e menor proporção de argilominerais (illita e clorita) preenchendo o volume intergranular.

Um resumo dos resultados obtidos pela petrofísica de laboratório, assim como o percentual dos principais constituintes diagenéticos adquiridos pela contagem petrográfica foi feito para cada poço, e encontram-se exemplificados na **Figura 37**. A figura mostra os resultados para os poços MML-38 (o que teve ocorrência de óleo) e MML-50. O resumo para os demais poços encontram-se no Apêndice I.

Figura 37 – Resumo dos resultados obtidos pela petrofísica de laboratório e pela contagem petrográfica dos principais constituintes diagenéticos dos poços MML-38 e -50.



Legenda: Os resultados dos demais poços encontram-se no Apêndice I.
 Fonte: A autora, 2018.

Com relação aos dados petrofísicos, é perceptível a heterogeneidade da porosidade tanto vertical, quanto lateral, ao compará-la com outros poços. Tal variação também é perceptível no tipo de poro. Com relação à permeabilidade, nota-se que os maiores valores obtidos (vide poço MML-38, **Fig.37**) estão associados aos maiores valores de porosidade intergranular e aos menores de argilominerais intersticiais (sejam estas argilas infiltradas ou precipitações de clorita e ilita).

Como já esperado, a caulinita apresenta as maiores concentrações próxima às camadas de carvão. Quando há ilitas, seja precipitando no poro ou substituindo a argila infiltrada, ela ocorre preferencialmente na porção superior da unidade estudada. Já a clorita, quando não em todo poço, predomina na porção basal (**Fig.37**).

Corroborando com as propriedades petrofísicas e com o percentual de constituintes diagenéticos, as petrofácies identificadas também ocorrem de forma errática pelos poços e, aparentemente não apresentam continuidade lateral. Inclusive, ao associar as seções estratigráficas com a distribuição das petrofácies é perceptível que esta heterogeneidade teve inicialmente uma influência deposicional, visto que a área de estudo apresenta uma variedade faciológica significativa. Ainda, comparando as petrofácies com as seções estratigráficas, nota-se a relação do ambiente de *upper shoreface* com as petrofácies A e B. Petrofácies estas que correspondem aos melhores reservatórios, sendo a petrofácies A a de melhor qualidade. Além disto, percebe-se que as melhores condições de reservatório dos arenitos depositados em ambiente de *upper shoreface* estão vinculadas à presença e predominância da fácies M (arenito mosqueado). Quando verticalmente contínua, a fácies M apresenta os melhores valores permoporosos, situação a qual corresponde exatamente ao intervalo com ocorrência de óleo do poço MML-38. Porém, quando a fácies M encontra-se menos desenvolvida e com intercalações, as propriedades permoporosas não se mantem, piorando a qualidade do reservatório.

A fim de avaliar e comparar a importância da cimentação e compactação na redução do volume poroso, seus percentuais para cada amostra foram plotados no gráfico de Ehrenberg (1989).

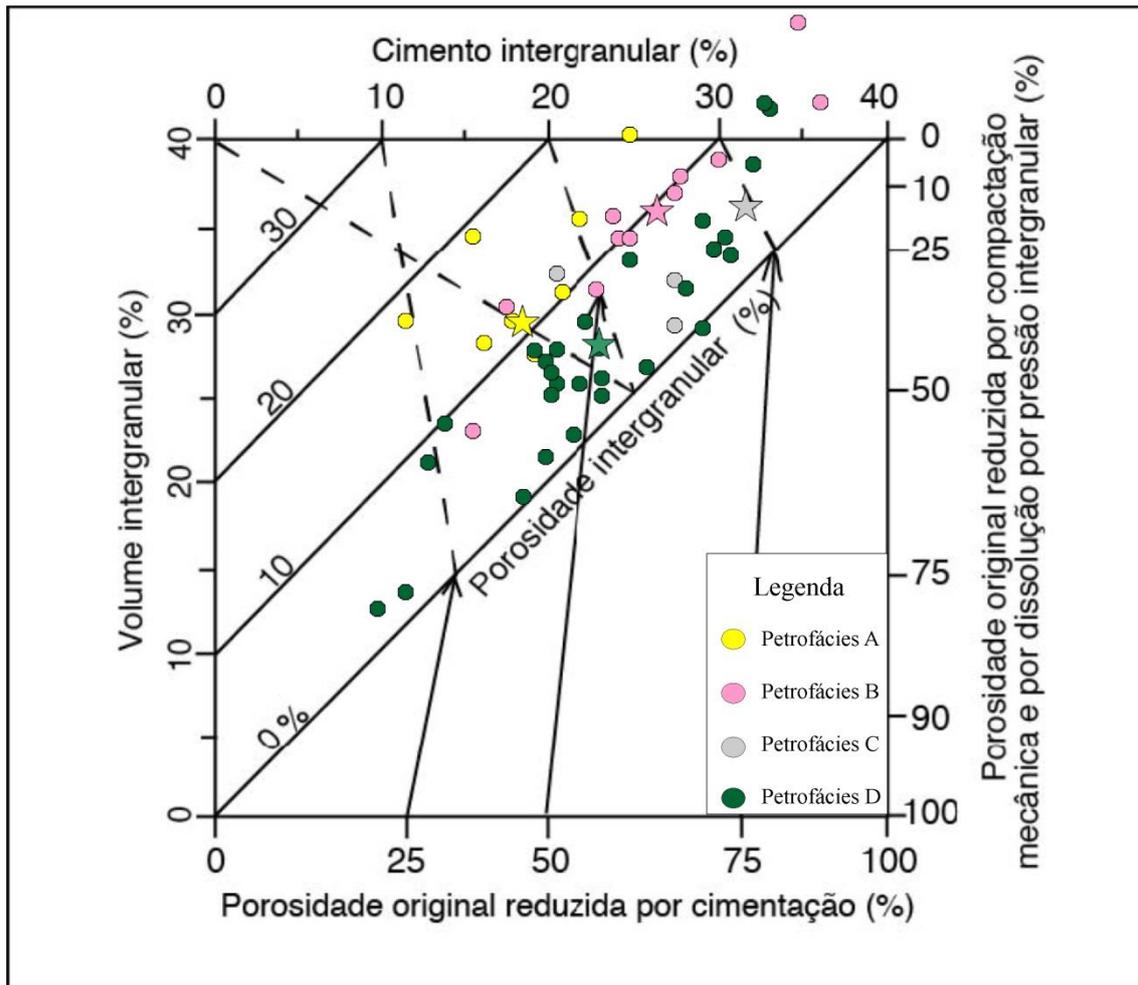
O diagrama de percentual de cimento versus volume intergranular dos arenitos do Membro Siderópolis (Ehrenberg, 1989) demonstra que a maioria das amostras se concentra na porção superior do diagrama, indicando que a redução do volume intergranular foi, em grande parte, devido à cimentação, embora o processo de compactação também tenha exercido um papel significativo. Ainda, as amostras com

maior volume intergranular também são as que apresentam maior volume de cimento (**Fig. 38**). Neste caso, possivelmente a cimentação precoce (crescimento de quartzo, cimentação de caulinita e carbonato) foi um fator limitante para o desenvolvimento da compactação. Algumas amostras ultrapassam o volume intergranular de 40%, o que provavelmente ocorre devido aos eventos de dissolução que não só retomaram como também ampliaram o espaço poroso intergranular.

As amostras foram classificadas no diagrama segundo a petrofácies pertencente, permitindo visualizar que dentre elas, a petrofácies A (cor amarela) é a que apresenta as maiores porosidades intergranulares, enquanto que a petrofácies D (verde) às menores.

Para cada petrofácies foi plotado um valor médio, no formato de estrela. O valor médio da petrofácies A sugere que a compactação e a cimentação tiveram papéis igualmente importantes na redução da porosidade (~37,5% da porosidade original reduzida por cimentação e mesmo valor para a compactação), situação esta parecida à observada com os valores médios da petrofácies B (~47% de redução da porosidade por cimentação e ~40% por compactação). Em contrapartida, as petrofácies B e C apresentam maior contribuição do processo de cimentação do que o de compactação para a redução de sua porosidade (para a petrofácies B ~25% de redução por cimentação e ~17% por compactação, para a petrofácies C ~30% de redução pela cimentação e ~15% para a compactação).

Figura 38 – Diagrama de Houseknecht para comparar a importância da cimentação e da compactação na perda de porosidade para os arenitos do Membro Siderópolis.



Fonte: Houseknecht, 1987.

CONCLUSÕES

A evolução diagenética dos arenitos do Membro Siderópolis é composta pelos três estágios diagenéticos. Os principais constituintes eodiagenético são: argila infiltrada, caulinita, crescimento de quartzo, siderita e calcita microcristalina. A mesodiagênese é composta por calcita poiquilotópica, crescimentos de feldspato e quartzo, além de illita, clorita e albita. Já os óxidos/ hidróxidos de ferro compõem a fase telodiagenética.

Apesar de suas limitações, a aplicação da técnica de *backstripping* para realização do modelo de soterramento possibilitou, de forma condizente, estimar a taxa de subsidência e o comportamento do Membro Siderópolis desde sua deposição. Destacando-se duas fases de subsidência correspondentes as Sequências Gondwana I e II. Na primeira fase, ressalta a diminuição da taxa de subsidência na época da Formação Irati, correspondendo ao momento de menor subsidência entre as sequências. Em contrapartida, a Sequência Gondwana II é caracterizada por elevadas taxas de subsidência relacionadas às Formações Botucatu e Serra Geral. Nesta época o Membro Siderópolis alcançou sua maior profundidade na área de estudo (1439m). O modelo evidencia dois grandes hiatos. Um separando as sequências Gondwana I e III num intervalo de mais de 100 Ma. Enquanto o segundo, caracterizado pelo momento de maior soerguimento da história da região (aproximadamente 1150 metros) a partir do Cretáceo.

Relacionando a história de soterramento e térmica com a diagênese, nota-se que o Membro Siderópolis permaneceu no campo da eodiagênese na maior parte de seu tempo (140 Ma). Fato este que pode ter acentuado a atuação dos processos diagenéticos, principalmente os de dissolução e caulinitização dos feldspatos, por propiciar maior tempo de percolação de água meteórica associada à presença de camadas de carvão.

O membro Siderópolis atingiu estágio mesodiagenéticos durante o Juro-Cretáceo, quando a subsidência alcançou suas maiores taxas decorrentes do magmatismo da Bacia. A temperatura e a profundidade máximas obtidas (105°C e 1439 m) pela história de soterramento enquadram a unidade no campo da mesodiagênese rasa. Tal situação, não condiz com os constituintes mesodiagenéticos identificados, dentre os quais, alguns são considerados mais abundantes na mesodiagênese profunda (albitização).

Desta forma, considerou-se que a precipitação relativamente precoce e rasa de albita, assim como as cimentações frequentes de clorita, ilita e crescimentos de quartzo na área de estudo, foram influenciadas pela circulação de fluidos quentes relacionados ao magmatismo do Serra Geral, assim como proposto para precipitação heterogênea de ilita e quartzo nos arenitos da Formação Furnas por De Ros *et al.* (2000).

A cimentação eodiagenética foi importante para os arenitos do Membro Siderópolis, pois ao cimentar os poros intergranulares reduziu o processo de compactação pela subsidência, possibilitando posteriormente ganho de porosidade pela sua dissolução. Em contrapartida, a compactação juntamente com a precipitação dos constituintes mesodiagenéticos subsequentes a dissolução, preencheram, ou até obstruíram os poros gerados a partir desta dissolução. Prevalecendo assim poros isolados, prejudicando a permeabilidade.

Através dos dados petrográficos e petrofísicos foi possível agrupar o Membro Siderópolis em quatro petrofácies como sumarizado na tabela abaixo (**Tab. 11**).

Tabela 11 - Resumo das características de cada petrofácies do Membro Siderópolis.

Petrofácies	Principais Características				Petrofísica	
	Granulometria	Tipo de Porosidade Predominante	Predomínio de Contato entre grãos	Cimentação Predominante	Porosidade	Permeabilidade
A	Média a grossa, eventualmente muito grossa	Porosidade secundária intergranular	Pontual a reto	Cimentação por quartzo	Med. 14%	Med. 62,5 mD
B	Média a grossa, localmente conglomerática	Porosidade secundária intergranular	Pontual a reto	Cimentação de argilominerais	Med. 11,9 %	Med. 0,5 mD
C	Grossa a muito grossa, pontualmente conglomerática	Porosidade secundária intragranular	Pontual a reto	Cimentação carbonática	Med. 7.74 %	Med. 12.46 mD
D	Fina a média	Porosidade secundária intragranular	Côncavo-convexo, por vezes suturado	Crescimento de quartzo e cimentação de argilominerais	Med. 8.34 %	Med. 0,5 mD

Fonte: A autora, 2018.

O mapa de contorno estrutural da lapa da camada Barro Branco permitiu identificar o rebaixamento estrutural do poço com ocorrência de óleo (MML-38), ressaltando dois sistemas principais de falhamentos na região, um com trend NW-SE e outro com NE-SW, os quais aparentemente são as feições estruturais mais importantes

na área de estudo. Essas falhas são evidentes nas seções geológicas litoestratigráficas, apresentando rejeitos expressivos de até 150 metros.

Nos poços descritos foram determinadas 13 fácies as quais compõem 6 associações de fácies. Das associações, as interpretações ambientais levam a caracterizar o intervalo sedimentar analisado como costeiro associado à laguna-ilha barreira.

Pelas seções cronoestratigráficas foi possível compreender melhor a evolução deposicional do Membro Siderópolis, a qual aparentemente ocorreu num período de tectônica quiescente. O intervalo abrange duas camadas de carvão principais (Barro Branco e Bonito), e duas secundárias (Irapuá e Pré-Bonito).

Ainda pelas seções cronoestratigráfica, foi possível identificar um ciclo transgressivo-regressivo completo. No pulso transgressivo, há o desenvolvimento e avanço dos depósitos de barreira sobre os lagunares, que deslocam-se para a porção mais proximal das seções (NE e SE).

Delimitando o pulso transgressivo, há eventos regressivos caracterizados pelo empilhamento progradacional do pacote sedimentar. Justamente nesses períodos de avanço dos depósitos sedimentares proximais sobre os mais distais, ocorre o registro dos depósitos lagunares em todos os poços e a formação das principais camadas de carvão.

Pelas seções cronoestratigráficas juntamente com os mapas paleogeográficos, é possível inferir que o avanço do mar e reposicionamento da linha de costa ocorreu de noroeste para sudeste, no posicionamento atual da área de estudo. Em suma, considerado por muitos com bom potencial para reservatório, os arenitos do Membro Siderópolis requerem maior cuidado em sua caracterização, como demonstrado na área de estudo. Pois a variedade faciológica, atrelada a zonas com elevado teor remanescente de cimentação carbonática, níveis de intensa concentração de argilominerais autigênicos, e intensa cimentação de quartzo e feldspato, geram grande heterogeneidade e compartimentação, tornando a distribuição da porosidade e permeabilidade bastante diversa no reservatório.

De todo modo, dentre os arenitos estudados do Membro Siderópolis, os pertencentes ao ambiente de *upper shoreface* são os que apresentam o melhor potencial para reservatório, principalmente, quando há o predomínio da fácies mosqueada. A fácies mosqueada é composta por arenitos com granulometria essencialmente grossa, os quais, quando verticalmente contínuos, apresentam os melhores valores permoporosos.

Quando a fácies M é menos desenvolvida e, com intercalações, as propriedades permoporosas não se mantem, piorando a qualidade do reservatório.

REFERÊNCIAS

- AMERICAN PETROLEUM INSTITUTE. Recommended practices for core analysis, second edition. *Recommended Practice RP40*. American Petroleum Institute, New York, p.220, 1998.
- ABOARRAGE, A. M. & LOPES, R. C. Projeto borda leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica. Relatório final. Porto Alegre. *CPRM*. Volume 1, 40p, 1986.
- ALMEIDA F.F.M. DE. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. *Inst. Pesq. Tecnol. Est. S. Paulo (IPT)*, São Paulo, 187 pp. (Rel. 14.091). 1980.
- ALVES, R.G., ADE, M.V.B. Sequence stratigraphy and organic petrography applied to the study of Candiota Coalfield, RS, South Brazil. *International Journal of Coal Geology*, v.30, p.231–248, 1996.
- APPI, C. J.; ROSTIROLLA, S. P. Modelagem da anisotropia em sistemas fraturados a partir de estudos de alta resolução na Bacia do Paraná, Brasil. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 125-147, nov. 2003/maio 2004.
- ARAÚJO L.M.; TRIGÜIS J.A.; CERQUEIRA J.B. Avaliação do efeito térmico das intrusivas ígneas nas rochas geradoras da Formação Irati – Membro Assistência. *Petrobras/E&P/NEXPAR*. 2 v. 139p, 1996.
- ARAÚJO, L. M.; TRIGÜIS, J. A.; CERQUEIRA, J. R.; FREITAS, L. C. S. The atypical Permian Petroleum System of the Paraná Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geologist*, Tulsa, Okla, Memoir 73, p. 377-402, 2000.
- ASMUS HE & PORTO R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, v.26, Belém, Anais... Belém, SBG, 2: 67-90, 1972.
- BEGOSSI, R. & DELLA FÁVERA, J. C. Catastrophic floods as a possible cause of organic matter accumulation giving rise to coal, Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, v. 52, p. 83-89, 2002.
- BERNADES-DE-OLIVEIRA, M. E. C.; MUNE, S. E.; GARCIA, M. J.; IANNUZZI, R.; GUERRA-SOMMER, M.; et al. The artinskian Siderópolis Member macroflora, Rio Bonito Formation and its stratigraphical correlation with other early Permian macrofloras of Paraná Basin, Brazil. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v.16, n.4, p. 65-85, Dez. 2016.
- BERNER, R. A. A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.51, p. 359-365, 1981.

BJORLYKKE, K.; RAMM, M.; SAIGAL, G. C. Sandstone diagenesis and porosity modification during basing evolution. *Geologische Rundschau*, v.18, n.1, p. 243-268, 1989.

BOCARDI, L. B.; ROSTIROLLA, S. P.; ESELY, F. F.; FRANÇA, A. B. Diagênese, contexto deposicional e história de soterramento da Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, vol.39, n.3, p.465-478, set 2009.

BRITO NEVES, B. B. Teorias e modelos em geotectônica introdução ao problema. Boletim IG-USP. *Série Didática*, Brasil, n. 1, p. 1-73, maio 1985. ISSN 2316-896X. Disponível em: <<https://www.revistas.usp.br/bigsd/article/view/45345/48957>>.

BUATOIS, L. A.; NETTO, R. G.; MÁNGANO, M. G. Ichnology of Permian Marginal-To Shallow-Marine Coal-Bearing Successions: Rio Bonito and Palermo Formations, Paraná Basin, Brazil. In: MacEachern, J. A.; Bann, K. L.; Gingras, M. K.; Pemberton, S. G. (Ed). *Society for Sedimentary Geology (SEPM)*, vol. 52, 2009.

CASTRO, J. C.; WEINSCHÜTZ, L. C.; CASTRO, M. R. Estratigrafia de seqüências das formações Taciba e Rio Bonito (Membro Triunfo) na região de Mafra/SC, leste da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociência Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 27-42, nov. 2004/maio 2005.

CHOQUETE, P. W. & PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 54, n.2, p. 207-250, fev. 1970.

CLIFTON, H. E. A reexamination of facies for clastic shorelines. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G (Eds). *Facies Models Revisited*. SEPM Society for Sedimentary Geology, p. 293-338, 2006.

CORDANI, Umberto G.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; Porto, R., Thomaz Filho, A.; Cunha, F. M. B. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência. Técnica. Petróleo. Seção: exploração de petróleo*, Rio de Janeiro, n. 15, p. 1-70, 1984.

CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Republicação). *Boletim de Geociência Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p. 133-204, nov. 2008/maio 2009.

CÓRDOVA-GONZÁLEZ, A.; ROISENBERG, A.; KALKREUTH, W. Influência térmica de intrusões de diabásio nas camadas de carvão e rochas sedimentares encaixantes da jazida Santa Terezinha (Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná), Brasil. *Pesquisas em Geociências*, v. 43, n. 3, p. 271-288, set/dez 2016.

- CORRÊA DA SILVA, A. C. The rank evaluation of South Brazilian Gondwana coals on the basis of different chemical and physical parameters. *International Journal of Coal Geology*, v.13, p.21-39, 1989.
- DE ROS, L. F. & GOLDBERG, K. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction. *AAPG, Annual Convention and Exhibition*, Long Beach, CA, Ab. 2007.
- DE ROS, L. F.; MORAD, S./ BROMAN, C.; CÉSERO, P.; GOMEZ-GRAS, D. Influence of uplift and magmatism on distribution of quartz and illite cementation: evidence from Siluro-Devonian sandstones of the Paraná Basin, Brazil. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, v. 29, p. 231-252, 2000
- DE ROS, L.F.; GOLDBERG, K.; ABEL, M.; VICTORETTI, F.; MASTELLA, L.; CASTRO, E. Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE ® System. In: *AAPG, Annual Convention and Exhibition*, Long Beach, CA, Abril 2007.
- DE ROS, L. F. Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no campo de Sesmaria Bacia do Recôncavo, Brasil. 185p. Tese de Mestrado, Escola de Minas, UFOP, Ouro Preto, 1985.
- DE ROS, L.F. Petrologia das rochas siliciclásticas. Apostila, UFRGS, Porto Alegre, 96p, 2017.
- DELLA FÁVERA, J. C.; CHAVES, H. A. F., PEREIRA, E; MEDEIROS, M. A. M.; FILHO CÂMARA, L. M. Geologia da área de Candiota. Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul. *1º Curso de Projetos de Análise de Bacias*, 1992.
- DELLA FÁVERA, J. C.; CHAVES, H. A. F., PEREIRA, E; MEDEIROS, M. A. M.; FILHO CÂMARA, L. M. Evolução geológica da sequência permiana da região de Candiota – RS – Brasil. *Publicações Acta Geologia Leopoldensia*, v. 39, ed. 1, p. 235 – 246, 1994.
- DELLA FÁVERA, J. C. Estratificação cruzada hummocky no carvão do Sul do Brasil. 3º CRONOPAR, *Boletim de Resumos*, Barra do Garças, MT, 1997.
- DICKINSON, W. R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (Ed.). *Provenance of arenites*. NATO-ASI Series C. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, Netherlands, p. 333-361, 1985.
- DICKINSON, W. R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.40. n. 2, p. 695-707, jun 1970.
- EHRENBERG, S. N. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: discussion; compactation and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California: discussion. *The*

American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, n.10, p. 1274-1276, 1989.

EYLES, N. & CLARK, B. M. Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada. *Geology*, v.14, p. 679-682, Ago. 1986.

FIGUEIREDO, M. F. & GABAGLIA, G. P. R. Sistema classificatório aplicado às bacias brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo v.16, n. 4, p. 351-369, 1986.

FOLK, R. L. 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin, TX: Hemphill, 107p.

FISHMAN, N. S.; TURNER, C. E.; BROWNFIELD, I. K.. Authigenic Albite in a Jurassic Alkaline, Saline Lake Deposit, Colorado Plateau – Evidence for Early Diagenetic Origin. Washington, D.C.: United States Government Printing Office, 1995.

FRANÇA, A. B. & CALDAS A. F. F. D. Diferenciação e evolução dos sistemas deltaicos na parte superior do Grupo Tubarão, Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v.13, p. 56-68, 1983.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 3, n. 1, p. 17-28, 1989.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Stratigraphy and Reservoir Potential of Glacial Deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.75, n. 1, P. 62-85, jan 1991.

FRANÇA, A.B. Porosidade secundária nos arenitos das Formações Rio Bonito e Itararé e sua possível implicação na exploração de petróleo na Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v.14, n.1, p.35-46, 1984.

FRANÇA, A. B., E. J. MILANI, R. L. SCHNEIDER, O. LÓPEZ P., J. LÓPEZ M., R. SUÁREZ S., H. Santa Ana, F. WIENS, O. FERREIRO, E. A. ROSSELLO, et al., Phanerozoic correlation in southern South America, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, Petroleum basins of South America: *AAPG Memoir*. n.62, p. 129-161, 1995.

FREITAS, R. C.; ROSTIROLLA, S. P.; FERREIRA, F. F. J. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 71-93, nov. 2005/maio 2006.

FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOR, M. V.; VIANNA, R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v.12, n. 4, p. 590-611, 1982.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, v.8, n.1, p. 65-77, 1995.

GARIBALDI, A. Deposição, diagênese e potencial de reservatório das rochas sedimentares não-carbonáticas da seção rifte da bacia de Campos. 125p. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 2014.

GILCHFIST, A.R. & SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwards. *Nature*, v.346, p.739-742, 1990.

GOMES, A. J. L. Avaliação de recursos geotermiais da Bacia do Paraná. *Tese de Doutorado*. 187p. Programa de pós-graduação em geofísica, Observatório Nacional/MCT, Rio de Janeiro, 2009.

GONÇALVES, L. Caracterização petrofísica de rochas-reservatório em função da variação da pressão de confinamento. *Trabalho de Conclusão de Curso*. 71p. UFRJ/IGeo – Departamento de Geologia, 2012.

GORDON Jr., M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Notas Preliminares e Estudos*, Rio de Janeiro, v.38, p. 1-20, 1947.

GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M; SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; KETZER, J. M.; FORMOSO, M. L. L. Radiometric age determination of tonsteins and stratigraphic constraints for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, v.74, n.1, mar. 2008.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E. J.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. From Collision to Extension: The roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: MOHRIAK, W.; TAIWANI, M (Ed). *Atlantic and Continental Margins*. Washington, DC: American Geophysical Union, 2000. Cap. 1, p.1-32.

HOLZ, M.; KALKREUTH, W. Sequence stratigraphy and coal petrology applied to the Early Permian coal-bearing Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. In: J. C. Pashin and R. A. Gastaldo (ed). *Sequence stratigraphy, paleoclimate, and tectonics of coal-bearing strata*. 5ª ed. *AAPG Studies in Geology*, 2004. v. 51, p. 147– 167.

HOLZ, M.; VIEIRA, P. E.; KALKREUTH, W. The early permian coal-bearing succession of the Paraná basin in southernmost Brazil: Depositional Model and Sequence Stratigraphy. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, n.3, p. 424-426, set. 2000.

HOLZ, M., KALKREUTH, W., BANERJEE, I. Sequence stratigraphy of paralic coal-bearing strata: an overview. *International Journal of Coal Geology*, Amsterdam, v.48 (3/4), p.1–33, 2002.

HOLZ, M.; FRANÇA, A. B.; SOUZA, P. A., IANNUZZI, R.; ROHN, R. A stratigraphic chart of the late carboniferous/permanian succession of the eastern border of the Paraná basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, v.29, p. 381-399, 2010.

HOLZ, M. The eo-permanian coal seams of the Paraná basin in southernmost Brazil: An analysis of the depositional conditions using sequence stratigraphy concepts. *International Journal of Coal Geology*, v.36, p.141-163, 1998.

HOLZ, M. Early Permian sequence stratigraphy and the palaeogeographic evolution of the Parana Basin in southernmost Brazil. *Journal of African Earth Science*, v. 29, p. 51–61, 1999.

HOLZ, M. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system—an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 162: 305-331, 2003.

HOUSEKNECHT, D.W. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *Am. Ass.of Petrol. Geol., Bull.*, 71:633-642, 1987.

HUBERT, J. F.; FESHBACH-MERINEY, P. E.; SMITH, M. A. The Triassic-Jurassic Hartford rift basin, Connecticut and Massachusetts: Evolution, sandstone diagenesis, and hydrocarbon history. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 76, N. 11, p. 1710-1734, Nov. 1992.

IJIMA, A. & MATSUMOTO, R. Berthierine and chamosite in coal measures of Japan. *Clays and Clay Minerals*, v. 30, n. 4, p. 264-274, 1982.

JAHREN, J. S. & AAGAARD, P. Compositional variations in diagenetic chlorites and illites, and relationships with formation-water chemistry. *Clay Minerals*, v. 24, p. 157-170, 1989.

KALKREUTH, W.; HOLZ, M.; MEXIAS, A.; BALBINOT, M. LEVANDOWSKI, J. et al. Depositional setting, petrology and chemistry of permian coals from the Paraná basin: 2. south Catarina coalfield, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, v.84, p.213-236, 2010.

KATNER, M. & SIEVER, R. Low temperature feldspars in sedimentary rocks. *American Journal of Science*, v. 279, p. 435-479, ab. 1979.

KETZER J. M., HOLZ M. MORAD S. Sequence stratigraphic controls on the origin and distribution of diagenetic alterations in paralic sandstones: evidence from the Rio

Bonito Formation (early Permian), Southern Brazil. *Sedimentology*, Al-Aasm I.S., V.50, P.855-877, 2003.

KETZER, J. M. 2002. Diagenesis and Sequence Stratigraphy an integrated approach to constrain evolution of reservoir quality in sandstones. 30p. *Tese de Doutorado*. Department of Earth Sciences, Uppsala University, 2002.

KREBS, A. S. J.; GRAZIA, C. A.; AMARAL, J. E.; CASÉ, M. G.; OLIVEIRA, R. L.; SILVA, V. R. Projeto carvão na área da mina 2 - SC. Relatório técnico 1314, DNPM/CPRM, Porto Alegre, 1983.

KREBS, A. S. J.; GRAZIA, C. A.; AMARAL, J. E.; CASÉ, M. G.; OLIVEIRA, R. L.; SILVA, V. R. Projeto carvão na área da mina 3 - SC. Relatório técnico 1313, DNPM/CPRM, Porto Alegre, 1983.

LAVINA, E. L. C. & LOPES, R. C. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula-Coutiana*, Porto Alegre, vol.1, p. 51-103.

LAVINA, E.L.C.; NOWATZKI, C.H.; SANTOS, M.A.A.; LEÃO, H.Z. Ambientes de sedimentação do Super-Grupo Tubarão na região de Cachoeira do Sul, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, vol.9, n.21, p.5-76.

LOPES, R. C.; LAVINA, E. L. Arcabouço Aloestratigráfico para o Intervalo Rio Bonito - Palermo (Eopermiano) entre Butiá e São Sepé, RS. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1995, Porto Alegre. *Boletim de Resumos Expandidos do Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná*. 1995. v.1. p.51 – 56.

LOPES, R.C. Arcabouço aloestratigráfico para o intervalo Rio Bonito - Palermo (Eopermiano da Bacia do Paraná) entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul. 254p. *Dissertação de Mestrado em Geologia Sedimentar*, Universidade do Vale do Rio do Sinos. Unisinos, Porto Alegre, 1995.

LOPES, R. da C., PAIM, P.S.G., LAVINA, E.L.. Modelo de reservatório em arenitos litorâneos: ilha de barreira permiana na Formação Rio Bonito (Minas do Leão). In: Paim P.S.G., Faccini U.F. & Netto R.G. (eds.) *Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares: estudo de casos*. São Leopoldo, Unisinos, p. 59-77, 2003a.

LOPES, R. C.; LAVINA, E. L.; PAUM, P. S. G.; GOLDBERG, K. Controle estratigráfico e deposicional na gênese dos carvões da região do Rio Jacuí (RS). In: PAIM, P. S. G., FACCINE, U. F.; NETTO, R. G. (eds). *Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares: Estudos de casos*, UNISIOS. p. 187-206, 2003b.

- LOUTFI, I. S.; PEREIRA, E.; RODRIGUES, R.; CARDOZO, C. L. Controle tectonoestratigráfico dos processos de geração, migração e trapeamento do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, na região carbonífera de Santa Catarina. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 271-290, maio/nov. 2010.
- LOUTFI, I. S. Caracterização geológica da ocorrência de óleo na Formação Rio Bonito associada a um modelo não convencional de geração. 146p. *Tese de Mestrado*. Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2011.
- MATSUMOTO, R. & IJIMA, A. Origin and diagenetic evolution of Ca-Mg-Fe carbonates in some coalfields of Japan. *Sedimentology*, v. 28, p. 239-259, 1981.
- MIALL A. D. (ed.). Fluvial Sedimentology. Calgary. ISBN 0 920230 03 2. Geological Magazine, *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 5, 859p, 1978.
- MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias Paleozóicas No Domínio Sul-Occidental Do Gondwana E Os Ciclos De Subsidência Da Bacia Do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, 1998.
- MILANI, E. J.; ARAÚJO, L. M.; Parte IV – Recursos Minerais, Industriais e Energéticos Capítulo X - Recursos Minerais Energéticos: Petróleo. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Editora UnB, Brasília, 2003.
- MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozoicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28, n. 4, p. 473-484, dez. 1998.
- MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. An outline of the geology and petroleum Systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, v. 22 n.3, 1999.
- MILANI, E. J.; WOLFF, S.; FRANÇA, A. B.; CUNHA, P. R. C., ARAÚJO, L. M.; MARQUES, A. Potencial Petrolífero e Prospectividade da Bacia do Paraná - Uma visão atual. *DEPEX/ NEXPAR/ SEINT*, Relatório 01-90, Curitiba, Março de 1990.
- MILANI, E. J.; KINOSHITA, E. M.; ARAÚJO, L. M.; CUNHA, P. R. C. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas da calha central. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 21-34, 1990.
- MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A.; Sequences and Stratigraphic Hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG USP, Série Científica*, n. 29, 1998.
- MILANI, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V.; GAMBOA, L. A. P. Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados e Perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 18, n.3, 2000.

- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; MEDEIROS, R. A. Roteiros Geológicos Rochas Geradoras e Rochas-Reservatório da Bacia do Paraná, Faixa Oriental de Afloramentos, Estado do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 1, p. 135-162, nov. 2006/maio 2007.
- MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B.; Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 8, p. 69–82, 1994.
- MILANI, E. J.; ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; DAEMON, R. F. A Sequência Ordovício-Siluriana da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 9(2/4), p.301-320, 1995.
- MILANI, E. J. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná Basin, Brazil. In: M. J. De Wit & I. D. Ransome (ed.). *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern África*. Balkema, p.101-108, 1992.
- MILANI, E. J. Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. 255 p. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 1997.
- MILANI, E. J. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (ed). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Editora CIGO/UFRGS. p. 275 – 302, 2000.
- MILANI, E. J. Estratigrafia da Bacia do Paraná - Algumas Considerações Metodológicas. *I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias ILEA/UFRGS*, Porto Alegre. Maio/2003.
- MILANI, E. J. Considerações sobre a estratigrafia do Fanerozóico no Brasil. *II Reunião Brasileira de Estratigrafia – SBG*, Porto Alegre. 15 e 16 de Janeiro de 2004.
- MILANI, E. J. Comentários Sobre a e a Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso Neto, A.; Bartorelli, C. D. R.; BRITO NEVES, C. (Orgs). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca. P.265-279, Cap XV, 2004a.
- MORAD, S., Bergan, M., Knarud, R. & Nystuen, J.P. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 411–425, 1990.
- MORAD, S., KETZER, J.M., DE ROS, L.F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, v.47, p.1-27, 2000.

MORAD, S., KETZER, J.M., DE ROS, L.F. Linking diagenesis to sequence stratigraphy: an integrated tool for understanding and predicting reservoir quality distribution. In: Morad, S., Ketzer, J. M., DE ROS, L. F. (Eds) *Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy*, IAS Special Publication 45. Chichester, UK, International Association of Sedimentologists, Wiley-Blackwell, p.1-36, 2012.

MORAES, M. A. S. & DE ROS, L. F. Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, n. 6, p. 809-819, nov. 1990.

NEUGEBAUER H.J. An integrated dynamic-thermal approach to basin development. In: Welte DH (Ed) *Basin analysis and reservoir studies*. Forschungszentrum Jilich GmbH, Jilich, Cap.4, p. 1-8, 1994.

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MUHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v.12, n.3, p. 291-346, 1969.

NUNN, J. A. Free thermal convection beneath intracratonic basins: thermal and subsidence effects. *Basin Research*, v.6, p. 115-130, 1994.

OLIVEIRA, L. O. A. Aspectos da evolução termomecânica da bacia do Paraná no Brasil. *Tese de mestrado*. Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas. Departamento de Geologia, 179p.

PEREIRA, E. CARNEIRO, C. D. R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F. F. M. Evolução das Sinéclises Paleozoicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: Yociteru Hasui, Celso Dal Ré Carneiro, Fernando Flávio Marques de Almeida, Andrea Bartorelli (org). *Geologia do Brasil*. cap 16, p. 374 – 394, 2012.

POELCHAU, H. S. BAKER, D. R.; HANTSCHER, TH.; HORSFIELD, B.; WYGRALA, B. Basin simulation and the design of the conceptual basin model. In: WELTE, D. H.; HORSFIELD, B.; BAKER, D. R. (Eds). *Petroleum and Basin Evolution: Insights from Petroleum Geochemistry, Geology and Basin Modeling*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Cap1, p. 3-701 1997.

READING, H. G. Facies. In H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments and facies* (2nd Ed). Oxford: Blackwell Scientific Publishing. p. 4-19, 1986.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; ROSLER, O. Late paleozoic faunal and floral successions in the Paraná Basin, southeastern Brazil. *Boletim IG*, Instituto de Geociências, USP, v.9, p. 1-16, 1978.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; BASEI, M. A.; NUTMAN, A. P.; KLEIMAN, L. E.; VARELA, R. et al. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the

- Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, v. 19, p. 509-523, 2011.
- SANT'ANNA, L.G.; CLAUER, N.; CORDANI, U.G.; RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V.F.; LIEWIG, N. Origin and migration timing of hydrothermal fluids in sedimentary rocks of the Paraná Basin, South America. *Chemical Geology*, v.230, p. 1-21, 2006.
- SANT'ANNA, L. G./ CORDANI, U. G.; VASCONCELOS, P.; RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F.; MACINI, L. H.; ONOE, A. T. Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de argilominerais illíticos diagenéticos associados ao vulcanismo Serra Geral. *IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Foz do Iguaçu, PR, 2008.
- SCHMIDT, V. & MCDONALD, D. A. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: Scholle, P.A. & Schluger, P.R, (ed). *Aspects of diagenesis*. SEPM, Tulsa, OK, p.175-207, 1979.
- SCHNEIDER R.L.; MUHLMANN H.; TOMMASI E.; MEDEIROS R. A; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *Congresso Brasileiro De Geologia*, 28, Porto Alegre. Anais..., Porto Alegre: SBG, v.1, p. 41 – 65, 1974.
- STAUB, J. R. & COHEN, A. D. Kaolinite-enrichment beneath coals: A modern analog, snuggedy swamp, South Carolina. *Journal of Sedimentary*, v.48, n.1, p. 203-210, mar. 1978.
- STECKLER, M. S. & WATTS, A. B. Subsidence of the atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, v.41, p. 1-13, 1978.
- SUGUIO, K. *Geologia Sedimentar*. Edgard Blücher, 400p, 2003.
- TRZASKOS, B.; ROSTIROLLA, S. P.; BOCARDI, L. B. Bandas de deformação em arenitos permocarboníferos da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 1, p. 27-43, nov. 2006/maio 2007.
- TURNER, C. E. & FISHMAN, N. S. Jurassic lake T'oo'dichi': A large alkaline, saline lake, Morrison Formation, eastern Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 538-558, ab. 1991.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 333-348, 1994.
- URIEN, C.M.; ZAMBRANO, J.J.; YRIGOYEN, M.R. Petroleum basins of South America – an overview. In: A. J. Tankard; R. Suárez Soruco; H. J. Welsink (eds.) *Petroleum basins of South America*. Tulsa: *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 62, p.63-78, 1995.

VAN DIJK, D. E.; HOBDAV, D. K.; TANKARD, A. J. Permo-Triassic lacustrine deposits in the Eastern Karoo Basin, Natal, South Africa. *Spec. Publs int. Ass. Sediment*, v.2, p. 225-239, 1978.

VAN KEER, I.; MUCHEZ, PH.; VIAENE, W. Clay mineralogical variations and evolutions in sandstone sequences near a coal seam and shales in the Westphalian of the Campine Basin (NE Belgium). *Clays Minerals*, v. 33, p. 159-169, 1998.

WHITE, W. R. Associações Faciológicas da Fm. Rio Bonito, Bacia do Paraná. Curitiba: Petrobras. E&P. *NEXPAR*, 1908, v.1. Relatório técnico.

WOLELA, A. M. & KORDESCH, E. H. Diagenetic history of fluvial and lacustrine sandstones of the Hartford Basin (Triassic-Jurassic), Newark Supergroup, USA. *Sedimentary Geology*, v. 197, p. 99-126, 2007.

WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. Sandstone Diagenesis: the evolution of sand to stone, in sandstone diagenesis: Recent and Ancient (Eds S. D. Burley and R. H. Worden), Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. *International Association of Sedimentologists*. 2003.

WORDEN, R. H. & MORAD, S. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment*, v.29, p. 1-20, 2000.

ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., ZANOTTO, O.A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *SBG, Simp. Sul Bras. Geol.*, 3, Atas, v.1, p. 441-477, 1987.

ZÁLAN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; SANTOS NETO, E.V., CERQUEIRA, J.R., MARQUES, A. The Parana Basin, Brazil. *Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins*, Cap. 33, p. 681-708, 1990.

ZÁLAN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. VIEIRA, M.; I. S.; APPI, C. J.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G. P.; Milani, E. J. (cord), *Origem e evolução de bacias sedimentares*, Rio de Janeiro, Petrobrás, 2ª Ed., p. 135–168, 1990

ZANOTTO, O. A. Erosão pós-Cretáceo na Bacia do Paraná, com base em dados de reflectância da vitrinita. Simpósio Sul-Brasileiro de geologia, 5, Curitiba. *Boletim de Resumos*, Paraná, 58p.

ZIEGLER, A. M.; ESHEL, G.; REES, P. M.; ROTHFUS, T. A.; ROWLEY, D. B.; SUNDERLIN, D. Tracing the tropics across land and sea: Permian to present. *Lethaia*, v.36, p. 227-254, 2003.