



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILISOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

GUILHERME ESTEVAM DA COSTA

**FÁCIES SEDIMENTARES E COMPOSIÇÃO DE FOLHELHOS
DA FORMAÇÃO IRATI (EOPERMIANO) DA BACIA DO
PARANÁ NA REGIÃO DE BOM RETIRO, LESTE DE SANTA
CATARINA**

Florianópolis
2015

Guilherme Estevam da Costa

**FÁCIES SEDIMENTARES E COMPOSIÇÃO DE FOLHELHOS
DA FORMAÇÃO IRATI (EOPERMIANO) DA BACIA DO
PARANÁ NA REGIÃO DE BOM RETIRO, LESTE DE SANTA
CATARINA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Geociências da UFSC, Universidade Federal de Santa Catarina, como parte dos requisitos para obtenção do grau de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marivaldo S. Nascimento.

Florianópolis
2015

Guilherme Estevam da Costa


ESTE TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO **FÁCIES SEDIMENTARES, COMPOSIÇÃO DE FOLHELHOS DA FORMAÇÃO IRATI (EOPERMIANO) DA BACIA DO PARANÁ NA REGIÃO DE BOM RETIRO, LESTE DE SANTA CATARINA** FOI JULGADO ADEQUADO PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE BACHAREL EM GEOLOGIA, E APROVADO EM SUA FORMA FINAL PELO CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA (UFSC).

Florianópolis, 09 de dezembro de 2015.



Dr. Juan Antonio Altamirano Flores
Coordenador do Curso de Geologia
Universidade Federal de Santa Catarina

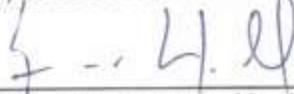
Banca Examinadora:



Dr. Marivaldo S. Nascimento - Orientador
Universidade Federal de Santa Catarina



Dr. Cândido Veloso Moura - Membro
Instituto de Geociências/UFPA



Dr. Breno Leitão Waichel - Membro
Universidade Federal de Santa Catarina



MSc. Michel Silva Costa - Membro
PPGEOL/UFPR

Florianópolis – SC
Dezembro/2015

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Joaquim e Sirlei, que sempre me apoiaram em todas as etapas da minha vida e que nunca mediram esforços para que tudo desse certo. Agradeço também ao meu irmão, futuro Dr. Vinicius, na qual me espelho muito, e a todos meus familiares que sempre tiveram muito carinho por mim.

Ao meu orientador, Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, pelas oportunidades oferecidas e por acreditar no meu potencial, disponibilizando do seu tempo para o bom andamento dos trabalhos. Sem dúvida um exemplo de pesquisador. Meus sinceros agradecimentos.

A todos os professores do curso de Geologia da UFSC, que compartilharam seus valiosos conhecimentos. E aos demais funcionários que propiciam o bom andamento da universidade.

Agradeço a Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), pelo qual tive o privilégio de estudar e a Universidade Federal do Paraná (UFPR), em especial ao LAMIR (Laboratório de Análise de Minerais e Rochas) por todo suporte laboratorial.

Ao meu grande amigo Matheus Battisti, pela parceria desde o primeiro dia de aula. Companheiro em todos os momentos, sempre me ajudando nos estudos e compartilhando boas risadas. Um irmão que levarei para vida toda.

A todos os amigos da Geologia, especialmente da turma 2011-1: Toledo, Cesinha, Alex, Rauflin, Gustavo, Douglas, Vitor, Ramon, Pedro, Igor, Renato, Milena, Bela, Gabi, Clau, Marciéli, Ingrid, Maiara, Jessica. Foi muito bom conhecer cada um de vocês e dividir estes cinco anos. Espero reencontrá-los sempre.

Aos colegas do Grupo de Análise de Bacias (ANBA).

Muito obrigado aos membros da banca pela avaliação desse trabalho e a PETROBRAS, que por meio do PFRH-PB240/UFSC viabilizaram o auxílio financeiro, fundamental para o desenvolvimento desta pesquisa.

*“Eu guardei muitas coisas em minhas mãos,
e perdi todas; mas todas que coloquei nas
mãos de Deus, essas eu ainda possuo”.*

Martin Luther King

RESUMO

A Formação Irati é uma unidade litoestratigráfica de grande importância da Supersequência Gondwana I e compreende essencialmente folhelhos, sendo considerada rocha geradora do sistema petrolífero Irati-Rio Bonito/Pirambóia. Este trabalho apresenta dados litofaciológicos, petrográficos e geoquímicos dos folhelhos da Formação Irati expostos na BR-282 entre as cidades de Bom Retiro e Alfredo Wagner, centro-leste de Santa Catarina. Três litofácies foram definidas mediante o estudo dos afloramentos: **litofácies Sm** - arenito fino maciço, resultado do transporte por regimes de fluxos hiperconcentrados; **litofácies Sh** - arenito fino com laminação plano-paralela, ocasionado por regime de fluxo superior em leitos planos; **litofácies Fl** – pelito laminado, resultado do processo de deposição por suspensão e tração associada. A análise petrográfica (MEV/EDS) revela constituintes detríticos caracterizados por quartzo, feldspato potássico e biotita, que sugerem fontes potenciais de granitóides. Os minerais autigênicos indicam evidências de processos da eodiagênese e mesodiagênese que incluem: fraturamento de grãos por compactação mecânica, precipitação de pirita framboidal, esmectização de feldspato, ilitização da esmectita, cloritização da esmectita, precipitação de quartzo autigênico, formação de concreções carbonática e cristalização de barita. Os teores de elementos maiores foram plotados no diagrama A-CN-K, e analisados com base no Índice de Alteração Química (CIA). Os valores de CIA para os folhelhos variam entre 71,61 e 74,23. A análise aponta para o intemperismo de rochas ricas em feldspato, granitos e granodioritos, segundo a tendência evidenciada no diagrama A-CN-K.

Palavras-chave: Formação Irati. Folhelhos. Bacia do Paraná. Diagênese. Geoquímica.

ABSTRACT

The Irati Formation is one of the most important lithostratigraphic units of the Gondwana I supersequence. This formation is composed of shales, which have considered as source-rocks of the Irati–Rio Bonito/Pirambóia petroleum system. This work presents lithofaciological, petrographic and geochemical data of the Irati Formation black shales on the BR282 road, between Bom Retiro and Alfredo Wagner cities, east of Santa Catarina. Based on outcrop analysis three different lithofacies were defined: **Lithofacies Sm** – composed of massive fine-grained sandstone from hyperconcentrated flows; **Lithofacies Sh** – fine-grained sandstone with parallel lamination from upper flow regime; **Lithofacies Fl** – laminated mudstones from suspension deposition as well as traction processes. Petrographic analysis (SEM/EDS) evidence the main detrital constituents in the shales: quartz, K-feldspar and biotite, which suggest source of granitic rocks. Authigenic minerals denote eodiagenesis to mesodiagenesis processes, including mechanical fracturing, framboidal pyrite, alteration of feldspar to smectite, alteration of smectite to illite and chlorite, as well as precipitation of authigenic quartz, carbonate concretions and barite crystallization. According to A-CN-K diagram and Chemical Index of Alterations (CIA) the shales has low weathering degree and the source rocks as granites and granodiorites.

Key-words: Irati Formation. Shales. Paraná Basin. Diagenesis. Geochemical.

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1:** A) LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO PARANÁ NO TERRITÓRIO BRASILEIRO. B) DETALHE DA REGIÃO DE ESTUDO (POLÍGONO) NO ESTADO DE SANTA CATARINA. C) MAPA GEOLÓGICO E LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS. BASE DE DADOS GEOBANK/CPRM... 13
- FIGURA 2:** EQUIPAMENTO UTILIZADO NO ESTUDO DOS MINERAIS DETRÍTICOS E DIAGENÉTICOS DOS FOLHELHOS: A) AMOSTRAS RETIRADAS DA ESTUFA E CONDICIONADAS EM SACOS PLÁSTICOS PARA ANÁLISE; B) EQUIPAMENTO PARA METALIZAÇÃO A VÁCUO COM OURO DAS AMOSTRAS; C) MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA UTILIZADO NA PESQUISA (LAMIR/UFPR). 18
- FIGURA 3:** EQUIPAMENTO DE FLUORESCÊNCIA RAIOS-X (AXIOS) UTILIZADO NA ANÁLISE DAS AMOSTRAS (LAMIR/UFPR). 19
- FIGURA 4:** CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE ESTUDO. A) AS UNIDADES GEOTECTÔNICAS DO BRASIL COM A LOCALIZAÇÃO DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA E REGIÃO PRÓXIMA A ÁREA DE ESTUDO. MODIFICADO DE ALMEIDA *ET AL* (1977). B) UNIDADES GEOLÓGICAS PRÓXIMAS À ÁREA DE ESTUDO, LESTE DE SANTA CATARINA. 20
- FIGURA 5:** MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO PARANÁ, MOSTRANDO SUA LOCALIZAÇÃO NO CONTINENTE SUL-AMERICANO E A DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS SUPERSEQUÊNCIAS PROPOSTAS POR MILANI (1997). FONTE: MILANI (2004). 23
- FIGURA 6:** CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ COM DESTAQUE PARA A SUPERSEQUÊNCIA GONDWANA I. MODIFICADO DE MILANI *ET AL.* 2007.**ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.**
- FIGURA 7:** ARCABOUÇO TECTÔNICO DA BACIA DO PARANÁ, COM ÊNFASE PARA AS ESTRUTURAS DE ORIENTAÇÃO NE-SW E DESTACANDO O CONJUNTO DE ALTOS E BAIXOS ESTRUTURAIIS QUE DEFINE A PROVÍNCIA DENOMINADA DE "RIFTE CENTRAL" PROPOSTO POR MARQUES *ET AL.*, 1993. 27
- FIGURA 8:** OS PROCESSOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS NO AMBIENTE MARINHO. FONTE: DECIFRANDO A TERRA (MODIFICADO). 31
- FIGURA 9:** DIAGRAMA DE PRESSÃO E TEMPERATURA MOSTRANDO O LIMITE ENTRE A DIAGÊNESE E O METAMORFISMO. O GRADIENTE GEOTÉRMICO DE 10°C/KM É CARACTERÍSTICO DE AMBIENTES DE CRÁTON ESTÁVEL, ENQUANTO QUE O DE 30°C/KM REPRESENTAM AMBIENTES DE RIFTE. MODIFICADO DE BURLEY & WORDEN (2003). 34
- FIGURA 10:** FLUXOGRAMA REPRESENTANDO AS RELAÇÕES ENTRE OS REGIMES DIAGENÉTICOS. MODIFICADO DE BURLEY & WORDEN (2003). 34
- FIGURA 11:** DIAGRAMA ILUSTRANDO AS ALTERAÇÕES DOS ARGILOMINERAIS COM O AUMENTO DA PROFUNDIDADE DE SOTERRAMENTO. MODIFICADO DE TUCKER (2011). 36
- FIGURA 12:** SEÇÕES COLUNARES ELABORADAS NOS AFLORAMENTOS BP15 E BP18 COM A POSIÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS (MEV E GEOQUÍMICA) E IMAGENS DAS ESTRUTURAS

DEPOSICIONAIS E DIAGENÉTICAS. NOTAR AS CONCREÇÕES CARBONÁTICAS (DIAGENÉTICAS) ENCONTRADAS NOS FOLHELHOS, ÀS VEZES ASSOCIADOS COM BARITA (SETA).....	38
FIGURA 13: VISTA PANORÂMICA DO AFLORAMENTO BP-15, PRÓXIMO À CIDADE DE BOM RETIRO (CORTE DA BR 282), COM INTERPRETAÇÃO PARA ILUSTRAR CAMADAS E SUA GEOMETRIA.	39
FIGURA 14: COMPOSIÇÃO ENTRE FOTO DO AFLORAMENTO BP-18 PARA ILUSTRAR A RELAÇÃO ENTRE OS ESTRATOS SEDIMENTARES E AS SOLEIRAS.....	40
FIGURA 15: FOTOMICROGRAFIAS (MEV) E EDS DOS CONSTITUINTES DETRÍTICOS DAS FÁCIES FL, AFLORAMENTO BP-15. A) VISÃO GERAL DO ARCABOUÇO DA ROCHA E ESPECTRO DA ESMECTITA (ES). B) GRÃOS DE FELDSPATO POTÁSSICO (Kf), COM SINAIS DE ALTERAÇÃO NAS BORDAS E ESPECTRO. C) FRAGMENTO DE MATÉRIA ORGÂNICA (OR) COM FORMATO IRREGULAR SEU RESPECTIVO ESPECTRO. D) MATERIAL ORGÂNICO ALONGADO ENTRE AS LAMINAÇÕES E ESPECTRO DA ILITA (IL).	42
FIGURA 16: FOTOMICROGRAFIAS (MEV) E EDS DOS CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS DAS FÁCIES FL, AFLORAMENTO BP-15. A) AGREGADOS DE CRISTAIS DE ILITA/ESMECTITA (IL/ES). B) CRISTAIS DE CLORITA (CL)COMPONDOAGREGADOS EM FORMA DE ROSETA E SUA RESPOSTA ESPECTRAL. C) CRISTAIS DE QUARTZO AUTIGÊNICO (QA). D) PIRITA FRAMBOIDAL E SEU ESPECTRO. E) CRISTAL DE PIRITA CÚBICA.....	43
FIGURA 17: FOTOMICROGRAFIAS MEV/EDS DOS CONSTITUINTES DETRÍTICOS DAS ROCHAS DO AFLORAMENTO BP-18: A) GRÃO DE BIOTITA (BT) DOBRADA EM MEIO A LAMINAÇÃO DA ROCHA E SUA RESPECTIVA RESPOSTA ESPECTRAL. B) QUARTZO DETRÍTICO (QD) SUB-ARREDONDADOS. C) GRÃO DE QUARTZO (Qd) COM FRATURA CONCHOIDAL. D) GRÃOS DE FELDSPATO POTÁSSICO (Kf) COM CLIVAGEM APARENTE. E) FRAGMENTO DE MATÉRIA ORGÂNICA (OR) ALONGADO ENTRE AS LAMINAÇÕES.	46
FIGURA 18: FOTOMICROGRAFIAS MEV/EDS DOS CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS DAS ROCHAS DO AFLORAMENTO BP-18: A) CRISTAIS DE ESMECTITA (ES) NA FORMA DE LAMELAS COM ILITA (IL) NAS BORDAS. B) PIRITA FRAMBOIDAL E CÚBICA. C) CRISTAIS DE DOLOMITA (Do) DISPERSOS ENTRE OS ARGILOMINERAIS, E DOIS CRISTAIS DE SIDERITA (SD) AGRUPADOS. D) AGREGADOS DE CRISTAIS DE BARITA (Ba) FORMANDO ROSETAS.....	47
FIGURA 19: SEQUÊNCIA DIAGENÉTICA PARA OS FOLHELHOS DA FORMAÇÃO IRATI ESTUDADOS... 52	52
FIGURA 20: CAMINHO HIPOTÉTICO PARA A FORMAÇÃO DE PIRITA EUÉDRICA VIA FRAMBOIDAL. SAWTOWICZ (1993).....	54
FIGURA 21: DIAGRAMA A (AL ₂ O ₃) - CN (CAO+NA ₂ O) – K (K ₂ O) DOS FOLHELHOS DA FORMAÇÃO IRATI. O CAMPO DESTACADO EM ROSA REPRESENTA A VARIAÇÃO DOS VALORES DE CIA, ENQUANTO AS SETAS RETRATAM O TREND DE INTEMPERISMO DE GABROS, ANDESITOS, GRANODIORITOS E GRANITOS. MODIFICADO DE (MCLENNAN ET AL., 2003).....	56

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1: SUMÁRIO DAS LITOFÁCIES37

QUADRO 2: COMPOSIÇÃO GEOQUÍMICA DOS FOLHELHO ANALISADOS.....48

SUMÁRIO

SUMÁRIO	11
1. INTRODUÇÃO	12
2. OBJETIVOS	14
2.1. PRINCIPAIS	14
2.2. ESPECÍFICOS	14
3. MATERIAIS E MÉTODOS	15
3.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	15
3.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO	15
3.3. ANÁLISE FACIOLÓGICA	15
3.4. ANÁLISE PETROGRÁFICA	16
3.5. ANÁLISE GEOQUÍMICA POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X	19
4. CONTEXTO GEOLÓGICO	20
4.1. EMBASAMENTO	20
4.2. BACIA DO PARANÁ	22
4.3. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	22
4.4. ARCABOUÇO ESTRUTURAL	26
4.5. FORMAÇÃO IRATI	28
5. REFERENCIAL TEÓRICO	30
5.1. AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO DOS FOLHELHOS	30
5.2. COMPOSIÇÃO MINERAL DOS FOLHELHOS	31
5.3. DIAGÊNESE	33
6. RESULTADOS	37
6.1. FÁCIES SEDIMENTARES	37
6.1.1. LITOFÁCIES FI	39
6.1.2. LITOFÁCEIS SH	40
6.1.3. LITOFÁCEIS SM	40
6.2. MINERALOGIA DOS FOLHELHOS	41
6.2.1. FOLHELHOS DO AFLORAMENTO BP-15	41
6.2.2. FOLHELHOS DO AFLORAMENTO BP-18	44
6.3. GEOQUÍMICA	48
7. DISCUSSÃO	50
7.1. AMBIENTE DEPOSICIONAL	50
7.2. COMPOSIÇÃO MINERAL E DIAGÊNESE DOS FOLHELHOS	51
7.2.1. DESENVOLVIMENTO DAS PIRITAS FRAMBOIDAIS	53
7.3. AVALIAÇÃO DO GRAU DE INTEMPERISMO	54
8. CONCLUSÕES	58
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59

1. INTRODUÇÃO

A Formação Irati (White, 1908) é uma unidade litoestratigráfica permiana da Bacia do Paraná composta de folhelhos negros (MO ~ 23%) e rochas carbonáticas associadas (Milani *et al.*, 2007). Esta formação pertence à Supersequência Gondwana I (Milani, 1997) e apresenta espessura máxima que pode alcançar 80 m (Northfleet *et al.*, 1969). A Formação Irati foi depositada durante três ciclos de 4ª ordem de variação do nível do mar, em condições de mar restrito (Araújo *et al.*, 2001) e, assim como em outras unidades da Bacia do Paraná, encontra-se intrudidas por soleiras de composição básica e idade pós-triássica (Gomes, 1959), cujas espessuras variam de poucos metros a até cerca de 200 m (Petri & Fúlfaro, 1983).

A importância destas soleiras nesta unidade sedimentar está no fato de que o efeito termal tem influência na maturação da matéria orgânica, como registrado em outros trabalhos (Araújo *et al.*, 2000), e, conseqüentemente, na migração de fluidos (Sant'Anna *et al.*, 2006), funcionar como trapas para hidrocarbonetos (Wanderley Filho *et al.*, 2006).

A Formação Irati é considerada rocha geradora do sistema petrolífero Irati-Rio Bonito/Pirambóia e, por isso, tornou-se objeto de vários estudos no ramo da geologia do petróleo (Souza *et al.*, 2008). Na borda leste do Estado de Santa Catarina, ocorrem extensas exposições desta formação com ampla continuidade vertical e lateral que permitem estudos estratigráficos e petrológicos de detalhe.

As exposições investigadas ocorrem na região de Bom Retiro, leste de Santa Catarina (Figura 1). O acesso aos afloramentos pode ser feito pela BR-282, que estão localizados, aproximadamente, um quilômetro da cidade de Bom Retiro.

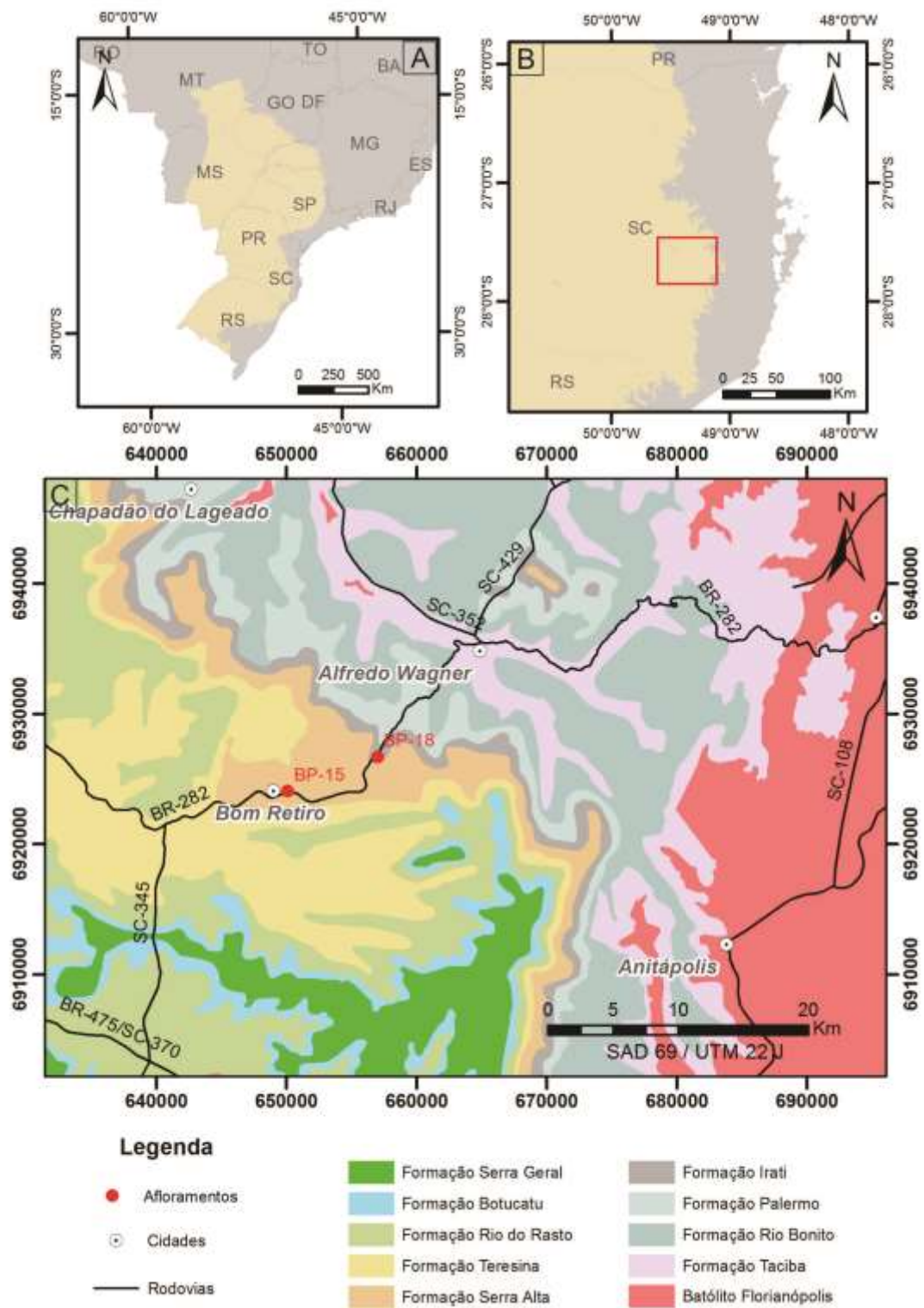


Figura 1: A) Localização da Bacia do Paraná no território brasileiro. B) Detalhe da região de estudo (polígono) no Estado de Santa Catarina. C) Mapa geológico e localização dos afloramentos estudados. Base de dados GEOBANK/CPRM.

2. OBJETIVOS

2.1. PRINCIPAIS

Este trabalho teve como finalidade: (i) caracterizar as fácies sedimentares da Formação Irati na região de Bom Retiro; ii) investigar a composição dos folhelhos em níveis estratigráficos associados e não associados a soleiras vulcânicas; (iii) avaliar o intemperismo dos folhelhos.

2.2. ESPECÍFICOS

(i) determinar a composição mineral dos folhelhos por meio da caracterização dos constituintes detríticos e diagenéticos; (ii) identificar os constituintes e feições diagenéticas nos folhelhos; (iii) determinar a composição geoquímica.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

A pesquisa bibliográfica foi desenvolvida durante todo período de execução do trabalho e se fundamentou na consulta de livros, artigos científicos, dissertações e teses, visando uma revisão conceitual acerca da evolução dos conhecimentos geológicos da Bacia do Paraná, com ênfase na Formação Irati. Além disso, foram pesquisados trabalhos a respeito dos fundamentos teóricos e práticos sobre análise faciológica e petrográfica, geoquímica, bem como abordagens sobre a caracterização de folhelhos. O acesso ao conteúdo bibliográfico foi realizado por meio dos Portais de Periódicos CAPES, *ScienceDirect*, boletins da PETROBRAS, além do acervo da Biblioteca Central da UFSC e do Grupo de Análise de Bacias da UFSC.

3.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Foram realizadas duas etapas de campo para o levantamento dos dados. A primeira etapa, realizada nos dias 17 e 18 de janeiro de 2014, teve como objetivo o reconhecimento da área de estudo e dos afloramentos, e também a elaboração dos perfis estratigráficos levando em consideração aspectos sedimentológicos e estratigráficos. Na segunda etapa, realizada no dia 30 de maio de 2015, foram coletadas amostras de folhelhos, arenitos e rochas vulcânicas (*sills*), devidamente posicionadas nos perfis. Ainda em campo, foi realizada uma revisão dos dados adquiridos anteriormente, permitindo assim correções pontuais nos perfis, com acréscimo de novas estruturas.

3.3. ANÁLISE FACIOLÓGICA

Diversas técnicas são aplicadas para se obter uma análise faciológica, tais como o levantamento de perfis colunares, descrição de fácies e associações de fácies para então interpretar o sistema deposicional. O perfil colunar é a representação gráfica de uma sucessão vertical de fácies, integrando dados sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, paleontológicos e de paleocorrentes. No perfil colunar, as fácies são representadas na forma de blocos, e empilhadas sobre um plano cartesiano, de modo que o eixo das abscissas (horizontal) indica a

granulometria da rocha e, o eixo das ordenadas (vertical) indica a espessura das camadas.

Para descrição de fácies, foram adotados os procedimentos usuais para análise faciológica descritos por Walker e James (1992). Os autores definem fácies como sendo uma combinação de atributos litológicos, texturais, biológicos e estruturais, capaz de ressaltar as peculiaridades do corpo rochoso, e que o difere em relação às rochas adjacentes, tanto verticalmente, como horizontalmente. O termo “*litofácies*” (Mendes, 1984) será empregado neste estudo, o qual se baseia apenas em feições litológicas, estruturais e texturais, apresentando uma conotação estratigráfica. As litofácies foram codificadas de acordo com a nomenclatura proposta por Miall (1996), sendo que a primeira letra é maiúscula e indica a granulometria predominante (e.g. S= *sand*) enquanto que, a segunda letra é minúscula e representa a estrutura ou textura (e.g. m=*massive*). As seções colunares foram levantadas com o auxílio de uma trena para medir a espessura das camadas. Estas se apresentavam levemente basculadas em um dos afloramentos, definindo assim o sentido de caminhamento do perfil, que começou pela camada mais basal e seguiu na direção de mergulho das camadas. Para a vetorização dos perfis foi utilizado o software *Corel Draw X6*.

3.4. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Inicialmente as amostras de folhelhos foram fragmentadas em pequenos pedaços de aproximadamente 1cm³ com auxílio de um gral e pistilo de cerâmica. As amostras foram colocadas em Placas de Petri devidamente identificadas e então conduzidas à estufa localizada no Laboratório de Sedimentologia (LABSED) da Universidade Federal de Santa Catarina, permanecendo por 48 horas a uma temperatura de 35°C. Após a retirada da estufa, as amostras foram armazenadas em sacos plásticos individuais. A etapa seguinte de preparação ocorreu no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) na Universidade Federal do Paraná, onde 17 amostras foram selecionadas de modo a abranger base, porção intermediária e topo dos perfis levantados. Utilizando um gral e pistilo de ágata, as amostras foram novamente reduzidas, desta vez a poucos milímetros (aproximadamente 5mm). Sobre as lâminas delgadas foram aplicadas fita adesiva dupla face de modo a fixar as amostras. As mesmas foram metalizadas com ouro e

paládio pelo metalizador DENTON VACUUM DESK V com auxílio do aparelho ADIXEN PASCAL 2005 SD, responsável por criar vácuo no equipamento. Após serem metalizadas, as amostras foram submetidas à análise no microscópio eletrônico de varredura, modelo JEOL JSM – 6010LA, com objetivo de reconhecer os aspectos texturais e feições diagenéticas nos argilominerais. A aquisição das imagens geradas pelo MEV foi realizada através do software *In Touch Scape* versão 1.0.5. Alguns aspectos da preparação das amostras e os equipamentos podem ser vistos na Figura 2.

O princípio de funcionamento de um microscópio eletrônico de varredura consiste em utilizar um feixe de elétrons de pequeno diâmetro para explorar a superfície da amostra, ponto a ponto, por linhas sucessivas e transmitir o sinal do detector a uma tela catódica cuja varredura está perfeitamente sincronizada com aquela do feixe incidente. Por um sistema de bobinas de deflexão, o feixe pode ser guiado de modo a varrer a superfície da amostra segundo uma malha retangular. O sinal de imagem resulta da interação do feixe incidente com a superfície da amostra. O sinal recolhido pelo detector é utilizado para modular o brilho do monitor, permitindo a observação. Quando o feixe primário incide na amostra, parte dos elétrons difunde-se e constitui um volume de interação, assim, os elétrons e ondas eletromagnéticas produzidas são utilizadas para formar as imagens ou para efetuar análises físico-químicas (Dedavid; Gomes; Machado, 2007). Dentre os sinais emitidos, os mais utilizados para obtenção da imagem são originários dos elétrons secundários (*“secondary electron”*) e também dos elétrons retroespalhados (*“backscattering electron”*), sendo que ambos os métodos foram aplicados no presente trabalho.

Os elétrons secundários resultam da interação do feixe eletrônico com o material da amostra. Estes elétrons resultantes possuem baixa energia (<50eV), e formarão imagens com alta resolução (3-5 nm). Por sua vez, os elétrons retroespalhados apresentam energia que varia entre 50eV até valor da energia do elétron primário. O sinal de elétrons retro-espalhados resulta das interações ocorridas mais para o interior da amostra e proveniente de uma região do volume de interação abrangendo um diâmetro maior do que o diâmetro do feixe primário (Dedavid; Gomes; Machado, 2007).

As imagens adquiridas são suplementadas por análises de espectrometria por dispersão de energia (EDS). Este método consiste na resposta característica de cada elemento químico à emissão do feixe de elétrons, capaz de arrancar elétrons das camadas menos energéticas dos átomos (mais próximas ao núcleo) e fazer com que esta lacuna seja ocupada por um elétron mais energético (mais distante do núcleo). A sobra de energia no trânsito destas partículas é emitida na forma de fótons na faixa dos raios-X com comprimentos de onda específicos para cada elemento químico, possibilitando assim, a sua identificação. O método EDS permitiu a análise semiquantitativa dos elementos (Gesicki, 2007).

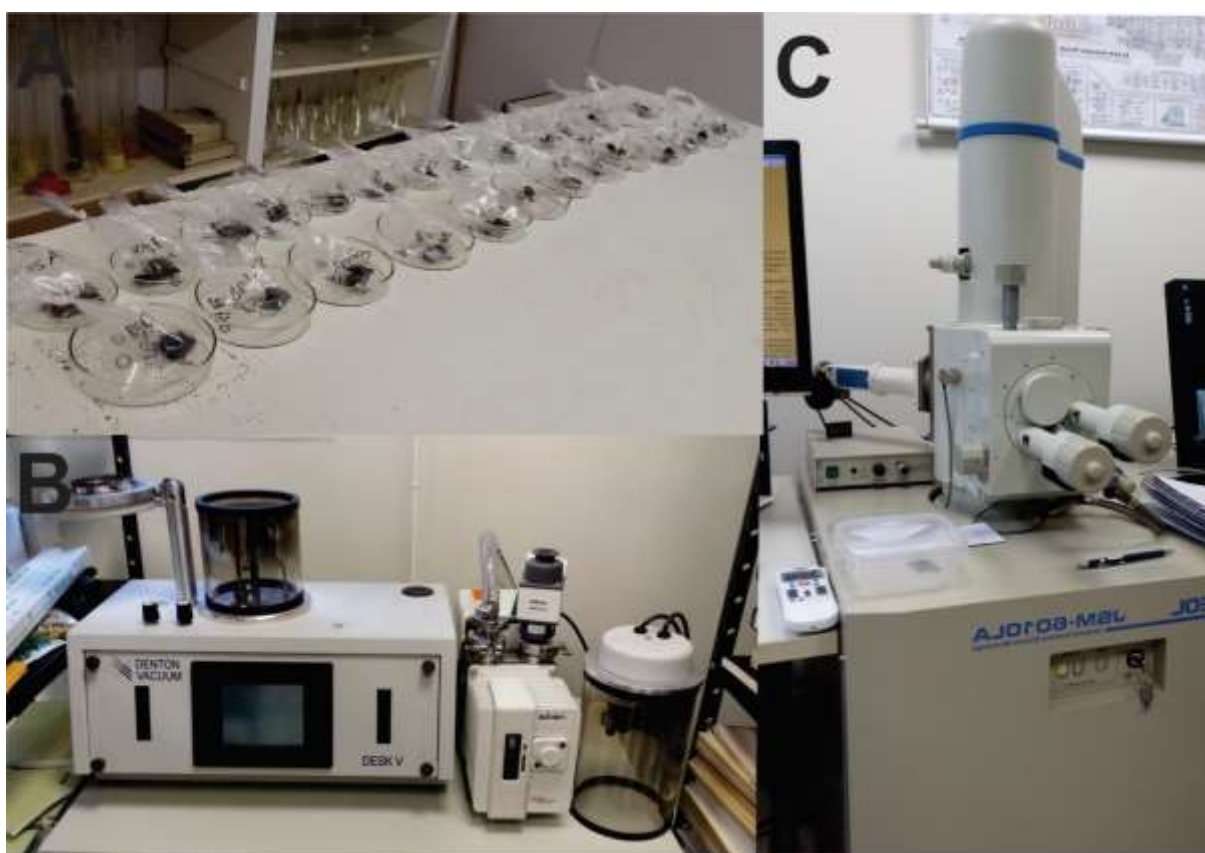


Figura 2: Equipamento utilizado no estudo dos minerais detríticos e diagenéticos dos folhelhos: A) amostras retiradas da estufa e condicionadas em sacos plásticos para análise; B) equipamento para metalização a vácuo com ouro das amostras; C) microscópio eletrônico de varredura utilizado na pesquisa (LAMIR/UFPR).

3.5. ANÁLISE GEOQUÍMICA POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X

Foram destinadas para esta análise quatro amostras de folhelho de cada afloramento, selecionadas de modo a abranger base, porção mediana e topo dos perfis. As amostras foram enviadas ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) na Universidade Federal do Paraná, onde os técnicos responsáveis realizaram todo o procedimento de preparação das amostras para a técnica chamada Pastilha Prensada, que consiste na secagem, quarteamento e moagem das amostras. Em seguida foram confeccionadas as pastilhas prensadas (7,0 gramas de amostra + 1,4 gramas de cera orgânica) e realizado o ensaio de perda ao fogo a 1.000° C por 2 horas. A última etapa consistiu na análise semiquantitativa dos elementos maiores (10 óxidos) utilizando o espectrômetro de fluorescência de Raios-X da marca PANalytical, modelo *Axios Max* (Figura 3) e também o software *SuperQ 5l*.



Figura 3: Equipamento de fluorescência raios-X (*Axios*) utilizado na análise das amostras (fonte: LAMIR/UFPR).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DO EMBASAMENTO

A Bacia do Paraná está instalada sobre o Cráton Paranapanema e adjacente a Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977, 1981; Fúlfaro, 1974), na região leste, estendendo-se por cerca de 3.000 km ao longo da costa brasileira, desde o sul da Bahia até o Uruguai (Figura 4). Em seu substrato predominam rochas arqueanas a proterozóicas que compreendem: complexos granito-gnáissicos, rochas metavulcanosedimentares, granitóides e sucessões sedimentares. A Província Mantiqueira originou-se pela colisão dos crátons Rio de La Plata e Congo durante o Evento Pan Africano-Brasiliano, gerando assim um cinturão orogênico no Supercontinente Gondwana (Almeida *et al.*, 1977, 1981).

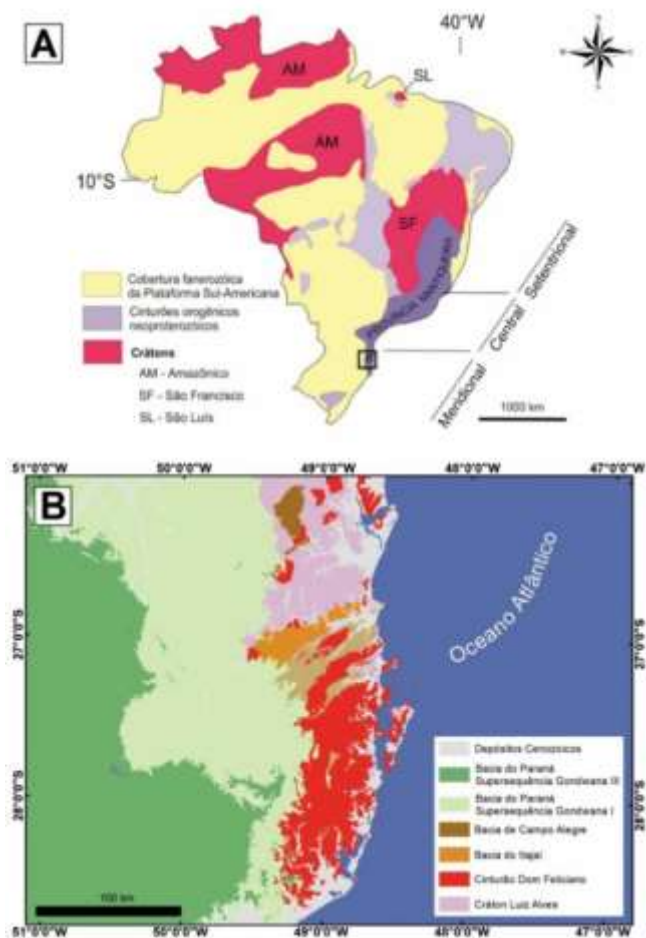


Figura 4: Contexto geológico da região de estudo. A) As unidades geotectônicas do Brasil com a localização da Província Mantiqueira e região próxima a área de estudo. Modificado de Almeida *et al* (1977). B) Unidades geológicas próximas à área de estudo, leste de Santa Catarina (fonte: CPRM).

Almeida (1981) dividiu a Província Mantiqueira em três domínios tectônicos: setentrional, central e meridional. O Domínio Setentrional é composto pelo Cinturão Araçuai enquanto que o Domínio Central compreende os Cinturões Ribeira, Brasília e Apiaí. No Domínio Meridional estão inclusos o Cinturão São Gabriel e o Cinturão Dom Feliciano, que por sua vez está adjacente à área de estudo.

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) (Silva & Dias, 1981), pertence ao Cinturão Dom Feliciano, e está disposto espacialmente segundo uma faixa alongada de direção N45°E com cerca de 75 km de extensão e 45 km de largura, delimitado a sudeste pela Zona de Cisalhamento Major Gercino e a noroeste pela Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó, sendo que ambas estruturas apresentam disposição subvertical, movimentação direcional dextral e alta deformação dúctil (Campos, 2011). Segundo este autor, o CMB é composto por sequências metavulcano-sedimentares que foram deformadas e metamorfizadas sob condições variáveis entre a fácies xisto verde inferior a anfíbolito superior. Basei (1990) dividiu o CMB em três unidades litoestratigráficas, sendo estas da base para o topo: Sequência Botuverá, Sequência Ribeirão do Agrião e Sequência Rio da Areia. Nas sequências basais identificam-se maiores porções de rochas metapsamíticas e metapelíticas com aumento gradativo de pacotes metapelíticos e metacarbonáticos (Basei, 1990).

Pertencente ao Cinturão Dom Feliciano (~650 Ma), a Bacia do Itajaí está localizada no nordeste do Estado de Santa Catarina, e tem origem relacionada à colisão do Cráton Luís Alves (Mantesso-Neto *et al.*, 2004). Seu limite norte é dado pela Zona de Cisalhamento Blumenau, e a sul pela Zona de Cisalhamento Perimbó, e sua área está estimada em 1.100 m² e com espessura de até 4.000 m (Teixeira *et al.*, 2004). Litologicamente, seu arcabouço é constituído por arcóseos, subarcóseos, litoarenitos, grauvacas, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (Costa, 2014).

Também chamado de Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979), o Cráton Luís Alves (Kaul, 1980;1984) é uma unidade geotectônica composta por rochas metamórficas de alto grau, das fácies anfíbolito e granulito, com idades arqueanas. Com aproximadamente 250 km, esta unidade prolonga-se pelos estados de Santa Catarina e Paraná e constitui-se no embasamento do Orógeno Dom Feliciano (Kaul, 1980; 1984). A litologia predominante inclui gnaisses quartzo-feldspáticos com teor relativamente baixo de minerais máficos, além de milonitos, gnaisses blastomiloníticos, corpos ultramáficos lenticulares, gnaisses

calciossilicáticos, kingizitos, anortositos, quartzitos e localmente formações ferríferas bandadas (Hartmann *et al.*, 1979). Durante o fim do Neoproterozóico (Ediacariano), houve a deposição e preservação de sedimentos e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas gerando bacias vulcano-sedimentares tardi-orogênicas sobre esta unidade geotectônica, dentre as quais está a Bacia do Itajaí e a Bacia de Campo Alegre (Hartmann *et al.*, 1979).

4.2. BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar do continente sul-americano que inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, totalizando uma área que se aproxima de 1.500.000 Km² (Milani *et al.*, 2007). Sua geometria em planta apresenta forma elíptica, tendo o eixo maior de orientação aproximadamente N-S (Pereira *et al.*, 2012). A borda leste da bacia encontra-se intensamente modelada pela erosão em função do soerguimento crustal associado à abertura do Atlântico Sul durante o Mesozóico (Milani *et al.*, 2007), enquanto que o flanco oeste é marcado por uma feição estrutural positiva, de direção norte-sul, que evidencia um *bulge* flexural associado à sobrecarga litosférica atribuída à ação do cinturão orogênico andino sobre o continente (Shiraiwa, 1994). O embasamento é composto por rochas magmáticas e metamórficas relacionadas ao Ciclo Brasileiro (700-450 Ma) (Almeida e Hasui, 1984).

4.3. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná compreende um pacote sedimentar-magmático com uma espessura total máxima em torno dos sete mil metros, coincidindo geograficamente o depocentro estrutural da sinéclise com a região da calha do rio que lhe empresta o nome (Milani, 1997).

Milani (1997) reconheceu no registro estratigráfico da Bacia do Paraná (Figura 5) seis unidades de segunda ordem ou Supersequências (Vail *et al.* 1977), na forma de pacotes rochosos materializando cada um deles em intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e delimitados por superfícies de discordância de caráter interregional: Rio Ivaí (Ordoviciano- Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

As três primeiras supersequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, ao passo que as demais correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas.

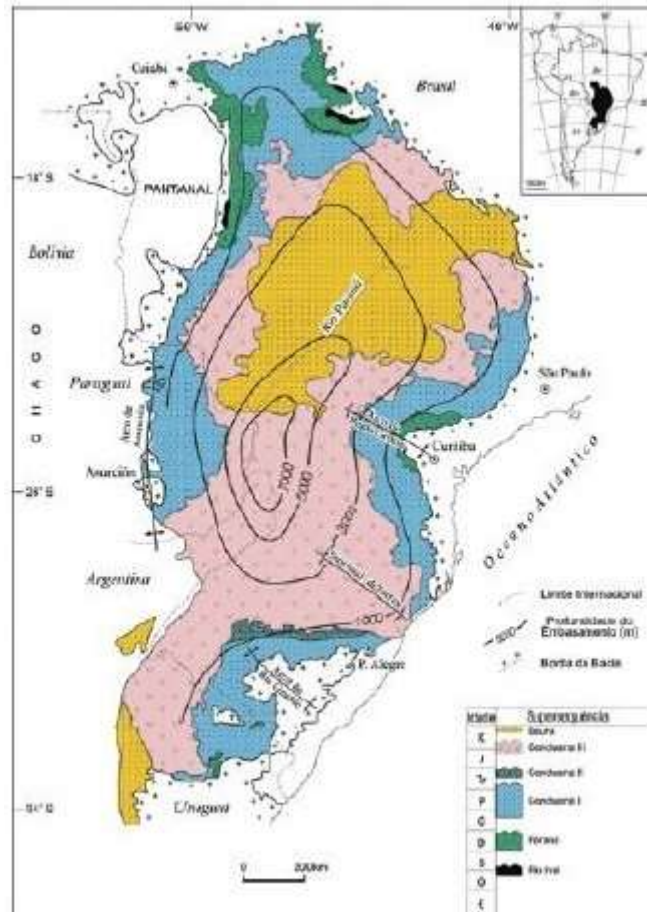


Figura 5: Mapa geológico da Bacia do Paraná, mostrando sua localização no continente Sul-Americano e a distribuição espacial das supersequências propostas por Milani (1997). Fonte: Milani (2004).

A **Supersequência Rio Ivaí** marca o início da sedimentação na Bacia do Paraná. Sua acumulação foi possível devido à reativação das zonas de fraqueza do embasamento sob o regime compressional, originando assim espaço à acomodação da primeira unidade da bacia, formada por rochas ordovicianas e silurianas delimitadas por falhas NE-SW. Esta supersequência é representada pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria. O topo desse pacote é marcado por uma

discordância neo-siluriana que evidencia exposição subaérea, significativa erosão e consequente criação de um expressivo peneplano (Milani *et al.*, 2007).

A **Supersequência Paraná** acumulou-se durante um novo evento de subsidência ocorrido no Devoniano, sendo caracterizado por uma notável uniformidade faciológica em sua ampla área de ocorrência, representado pelas formações Furnas e Ponta Grossa. A Formação Furnas é constituída de arenitos quartzosos brancos, caulínicos, médio a grossos, tabulares e com estratificações cruzadas diversas. A Formação Ponta Grossa compreende folhelhos, com aproximadamente 100 metros de espessura, intercalados por lentes de arenito fino. No topo desta sucessão ocorrem folhelhos negros de até 20 metros de espessura que apresentam potencial gerador de hidrocarbonetos gasosos (Milani *et al.*, 2007).

A **Supersequência Gondwana I**, Carbonífera–Eotriássica, engloba o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, exibindo em subsuperfície uma espessura total máxima da ordem de 2.500m. Seus pacotes sedimentares caracterizam individualmente o Grupo Itararé e Formação Aquidauana, Grupo Guatá, Grupo Passa Dois e Formações Pirambóia e Sanga do Cabral (Milani *et al.*, 2007). De acordo com a interpretação de Milani (1997), a supersequência compreende uma parte basal transgressiva, correspondente ao Grupo Itararé e ao Grupo Guatá. O primeiro, composto pelas formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana, são constituídos por depósitos sedimentares de origem glácio-marinha. O Grupo Guatá é formado por rochas de ambiente deltaico, marinho e litorâneo da Formação Rio Bonito e marinho da Formação Palermo, com a superfície de inundação máxima na sua parte intermediária. A parte superior, regressiva, está registrada nas rochas marinhas e transicionais do Grupo Passa Dois (Formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Rio do Rasto), registrando, ao seu final, o início da instalação de clima desértico na bacia. Na área em que o trabalho foi desenvolvido aflora a Formação Irati, que por sua vez está inserida na Supersequência Gondwana I (Figura 6).



Figura 6. Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná, com destaque para a Formação Irati (fonte: Milani 197).

A **Supersequência Gondwana II**, de idade Meso a Neotriássica, apresenta certa restrição geográfica, localizada apenas nas regiões gaúchas e uruguaias da bacia. Insere-se no contexto regional de distensão generalizada na porção sul do paleocontinente Gondwana e apresenta sucessões sedimentares depositadas em bacias do tipo gráben, materializadas na formação Santa Maria. Com o decorrer do Mesozóico, as condições de erosão em ampla escala prosseguiriam, sendo responsável assim pela formação da discordância Neojurássica, que se instalou anteriormente à deposição da supersequência **Gondwana III** (Neojurássico-Eocretáceo). Esta supersequência é composta pelas formações Botucatu e Serra Geral. A primeira apresenta vestígios da ocorrência de um grandioso deserto no megacontinente Gondwana, o “deserto Botucatu”, dando origem a imensos campos de dunas, preservados em espessos pacotes de arenitos. A segunda é constituída por rochas vulcânicas associadas ao magmatismo decorrente da abertura do Atlântico Sul, marcando o fim dos eventos de sedimentação extensiva no interior do megacontinente (Milani *et al.*, 2007).

Devido ao acúmulo do espesso pacote vulcânico da Formação Serra Geral, um novo processo de ajuste isostático da porção litosférica foi necessário, promovendo assim uma depressão aonde, no Neocretáceo, viria a se acumular o último pacote rochoso da bacia do Paraná, a **Supersequência Bauru**. Constituída pelos grupos cronocorrelatos Caiuá e Bauru, é fruto da deposição de sedimentos provenientes da alteração e erosão de rochas paleozóicas e pré-cambrianas expostas na borda basculada da bacia (Milani *et al.*, 2007).

4.4. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Diversos autores abordaram esta temática de forma a estabelecer um marco tectônico responsável pela subsidência e posterior acomodação das unidades sedimentares. Fúlfaro *et al.* (1982) reconheceram aulacógenos no embasamento, orientados segundo a direção NW-SE, e atribuíram estas estruturas como sendo precursoras da sedimentação cratônica. Por sua vez, Zalán *et al.* (1990) consideram que a Bacia do Paraná foi completamente desenvolvida sobre a crosta continental e que sua estruturação está relacionada com o fim do Ciclo Brasileiro. Os lineamentos encontram-se distribuídos em três direções principais. O primeiro com direção NW-SE, que formam extensas zonas de falhas, responsáveis pela delimitação dos depocentros formados durante a evolução da bacia. O outro conjunto, com direção NE-SW, é representado por zonas de fraqueza reativadas durante a evolução da bacia, estando intimamente relacionados com o arcabouço tectônico das faixas móveis Ribeira e Dom Feliciano. Um terceiro grupo de estruturas com direção E-W é o menos compreendido. Os autores acreditam que estes lineamentos datam do triássico e estejam relacionados com o desenvolvimento do Atlântico Sul. Já Soares (1991) é contrário a existência de um rifte precursor, apresentando argumentos propondo que a origem seria atribuída a um mecanismo de flexura litosférica com abatimento de blocos, permitindo a acomodação dos sedimentos mais antigos da bacia.

Entretanto, segundo Milani (1997), a sobrecarga tectônica gerou uma flexura litosférica, que se propagou continente adentro a partir da calha de antepaís, tornando-se um importante mecanismo de subsidência durante a evolução da bacia. Para o autor, há uma relação entre os ciclos de criação de espaço de acomodação na área intracratônica e os grandes episódios orogênicos ocorridos na borda continental. Assim, a implantação da bacia se deu na forma de depressões alongadas na direção NE-SW, segundo a trama do substrato pré-cambriano, que foi reativado devido a esforços compressoriais originados na borda do continente pela Orogenia Oclóyica (Ramos *et al.* 1986), ocorrida no Neo-Ordoviciano.

A estruturação da Bacia do Paraná apresenta relativa complexidade, de modo que para origem de suas principais estruturas são atribuídos diferentes mecanismos de geração. De modo geral, a estruturação da bacia é caracterizada por lineamentos que podem ser agrupados em três direções principais: NW-SE, NE-SW e E-W. Os dois primeiros grupos são mais antigos e retratam zonas de fraquezas que comumente eram reativadas durante a evolução da bacia, já os lineamentos E-W estariam relacionados com a abertura do Atlântico Sul, porém estas estruturas ainda são pouco compreendidas. A Figura 7 enfoca as principais estruturas de direção NE-SW.



Figura 6: Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, com ênfase para as estruturas de orientação NE-SW e destacando o conjunto de altos e baixos estruturais que define a província denominada de "rifte central" proposto por Marques *et al.*, 1993.

4.5. FORMAÇÃO IRATI

A Formação Irati apresenta ocorrência generalizada na Bacia do Paraná e depositou-se sobre uma área de aproximadamente 1.000.000Km², abrangendo, no Brasil, os estados de Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Hachiro, 1996). Santos et al. (2006), com base no método de datação U-Pb SHRIMP em zircões presentes em cinzas vulcânicas intercaladas, obteve a idade de 278.4 Ma para a base da Formação Irati (Artinskiano médio a superior). Unidade basal do Grupo Passa Dois, os folhelhos betuminosos da Formação Irati correspondem ao máximo da transgressão marinha que ocorreu dentro da Sequência Permo-Carbonífera da bacia, representando um extenso mar epicontinental (Zálan *et al.* 1990).

A Formação Irati encontra-se dividida nos membros Taquaral (pacote inferior), e Assistência (pacote superior) (Barbosa e Almeida, 1948; Barbosa e Gomes, 1958). O contato inferior da Formação Irati ocorre entre o Membro Taquaral e a Formação Palermo, e o contato superior ocorre entre o Membro Assistência e a Formação Serra Alta (PR, SC e RS) e também com a Formação Corumbataí (SP, GO e MT), sendo todos contatos concordantes (Schneider *et al.*, 1974). Entretanto, no estado de São Paulo, o Membro Taquaral apresenta também contato inferior com a Formação Tatuí, sendo neste caso discordante (Holz *et al.*, 2010).

Algumas diferenças faciológicas são observadas ao longo de toda a extensão da Formação Irati. Em São Paulo, norte do Paraná e Santa Catarina, ocorre uma sucessão de camadas de folhelhos betuminosos, não betuminosos, calcários e dolomitos. No Rio Grande do Sul e sul do Paraná, a unidade é composta por duas camadas distintas de folhelhos betuminosos separadas por pelitos (argilitos, folhelhos cinza escuro e siltitos cinza) e calcários (Pádula, 1968).

O Membro Taquaral possui variação de 10 a 20 m de espessura, e consistem argilitos, folhelhos cinza escuro a cinza claro e siltitos cinza, com laminação plano-paralela, única estrutura observada (Schneider *et al.*, 1974). Estes folhelhos são não-betuminosos, e por vezes estão intercalados com lentes de carbonato e nódulos de sílex (Hachiro, 1996). A assembleia fossilífera é composta

por troncos silicificados, ostracodes, palinórfos, espículas de esponjas, crustáceos do gênero *Clarkecaris* e restos de peixes (Marconato, 2001)

O Membro Assistência tem espessuras da ordem de 30 m, e compreende folhelhos cinza escuros, e folhelhos negros betuminosos associados a calcários, por vezes dolomíticos. A laminação paralela é a única estrutura sedimentar presente nos folhelhos. Nos calcários ocorrem localmente marcas de onda, laminação cruzada e convoluta, oolitos, brechas intraformacionais e laminação algálica. Os répteis *Mesosaurus brasiliensis* e *Stereosternum tumidum* são os fósseis característicos desta unidade, além de restos de peixes e vegetais, carapaças de crustáceos e palinórfos (Schneider *et al.*, 1974). São encontrados também troncos silicificados, foraminíferos arenáceos, ostracodes e braquiópodes (Marconato, 2001).

5. REFERENCIAL TEÓRICO

5.1. AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO DE FOLHELHOS

O ambiente de sedimentação é a parte da superfície terrestre onde se acumulam, ou se acumularam sedimentos cujas características físicas, estruturais, mineralógicas e químicas são resultantes de processos tectônicos, climáticos, eustáticos e biológicos. Além destes processos, o ambiente deposicional dos folhelhos é influenciado pela profundidade e salinidade da água e sistema de correntes. Os folhelhos podem ser depositados em praticamente qualquer ambiente, em especial planícies de inundação, região costeira de baixa energia, lagos, deltas, plataformas marinhas e bacias de fundo oceânico (Tucker, 2003).

Segundo Boggs (2009) a ampla distribuição dos folhelhos no espaço e no tempo sugere que ambientes que favorecem a deposição de sedimentos finos são comuns e que eles recorreram ao longo do tempo. A presença de folhelhos em uma sucessão estratigráfica sugere deposição em um paleoambiente com água calmas, sendo que seções mais espessas de folhelhos tendem a ocorrer em sucessões sedimentares que foram depositadas em ambientes de sedimentação marinha. Folhelhos depositados em ambientes não marinhos tendem a formar camadas com menor extensão vertical e lateral. O aporte sedimentar no ambiente deposicional marinho pode ocorrer por diferentes processos (Figura 8).

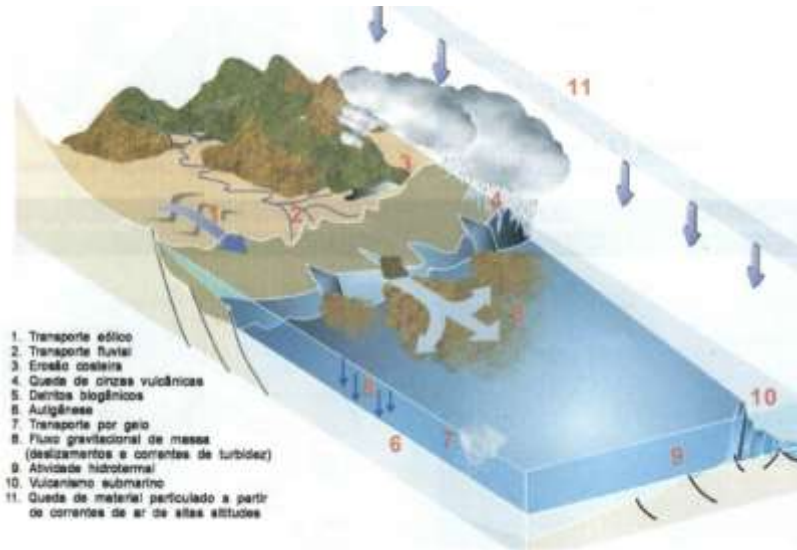


Figura 7: Os processos de transporte e deposição de sedimentos no ambiente marinho. Fonte: Decifrando a Terra (modificado).

5.2. COMPOSIÇÃO MINERAL DOS FOLHELHOS

Um grupo particularmente importante de rochas argilosas constitui aquelas ricas em matéria orgânica – são os denominados folhelhos negros, pelitos carbonosos e betuminosos, que tipicamente contêm cerca de 3 a 10 % de carbono orgânico (Tucker 2001). Em muitos ambientes deposicionais a matéria orgânica é decomposta e consumida na superfície sedimentar, mas se a taxa de produtividade de matéria orgânica for alta, então a mesma pode ser preservada. A acumulação de matéria orgânica é favorecida se a circulação da água é limitada até certo ponto, de modo que o oxigênio insuficiente atinge o sedimento de fundo para decompor a matéria orgânica. Isto geralmente acontece em lagos, *fjords*, bacias fechadas (p.e. Mar Negro) e fossas oceânicas. Como resultado pobre circulação de água e restrição, o corpo d'água se torna estratificado e o fundo do lago ou mar torna-se deficiente em oxigênio ou totalmente anóxico. Nestas condições, podem ocorrer onde o fundo do mar encontra-se dentro da zona de circulação mínima de oxigênio, geralmente, em profundidades em torno de 100 a 1000m. Esta zona de baixo oxigênio resulta da decomposição da matéria orgânica por bactérias.

Os folhelhos são compostos principalmente por argilominerais, além de micas, quartzo e feldspatos de tamanho silte. Uma variedade de outros minerais pode ocorrer nestas rochas em quantidades menores, incluindo zeolitas, óxidos de ferro, minerais pesados, carbonatos, sulfatos, sulfetos, além de matéria orgânica,

conferindo tonalidades mais escuras à rocha devido ao aumento do teor de carbono (Tucker, 2003). Nódulos são comumente desenvolvidos em folhelhos e, geralmente são compostos de calcita, dolomita, siderita ou pirita.

De acordo com Tissot & Welte (1984), a maioria das rochas sedimentares depositadas sob condições aquosas contém alguma quantidade de material orgânico. Segundo estes autores a abundância média de carbono orgânico em folhelhos e pelitos variam entre 1,0 e 2,2%. Alguns folhelhos negros apresentam quantidades consideravelmente maiores do que esta média, alcançando concentrações superiores a 10%.

A abundância de matéria orgânica em rochas sedimentares depende de fatores como o ambiente de deposição, tamanho do sedimento, e sua mineralogia. O tamanho dos grãos constitui uns dos parâmetros responsáveis por modificar a composição mineral nos folhelhos. O quartzo tende a ser mais abundante em pelitos e folhelhos de grãos mais grossos, enquanto os argilominerais são mais abundantes em pelitos e folhelhos de granulação mais fina. A composição mineral pode variar também devido ao ambiente tectônico ou ambiente de sedimentação. Devido a tantos fatores diferentes serem capazes de modificar a composição mineral dos folhelhos, torna-se difícil generalizar sua composição média (Boggs, 2009). Devido à abundância em determinados óxidos, os folhelhos recebem nomes específicos. As denominações encontradas em Boggs (2009) são apresentadas a seguir:

Folhelhos ricos em Al_2O_3 estão relacionados principalmente à abundância em argilominerais (caulinita) e aos feldspatos, podendo apresentar conteúdos de alumínio superiores a 20%, sendo então chamados de folhelhos de alto alumínio. Os óxidos de K_2O e MgO representam nos folhelhos em média menos de 5% cada. A abundância de potássio e de magnésio nos folhelhos é particularmente influenciada pela abundância de argilominerais, embora o magnésio possa ser fornecido pela dolomita, e o potássio pelo k-feldspato. Folhelhos com teores superiores a 5% de K_2O são considerados raros e recebem a denominação de folhelhos potássicos. A abundância média dos óxidos de ferro ($Fe_2O_3 + FeO$) nos folhelhos é comumente entre 5 e 10%. O ferro é fornecido por minerais como a hematita, limonita, goethita, além de algumas micas (biotita), argilominerais (esmectita e clorita) e minerais

carbonáticos (siderita e ankerita). Folhelhos contendo mais que 15% de óxidos de ferro são denominados folhelhos ferríferos ou ferruginosos. O óxido de cálcio contido nos folhelhos varia de menos que 1% a quase 10%. O cálcio é derivado dos plagioclásios ricos neste elemento e de minerais carbonáticos, particularmente calcita e dolomita. Folhelhos ricos em CaO são chamados de folhelhos calcários. Óxidos de titânio e fósforo compõem nos folhelhos teores menores a 1% cada. Embora o conteúdo de P₂O₅ seja comumente inferior a 0,2%, alguns folhelhos apresentam um substancial enriquecimento, sendo denominados folhelhos fosfáticos. Quando estes apresentam teores superiores a 20% de P₂O₅ são chamados de fosforitas.

5.3. DIAGÊNESE DOS FOLHELHOS

A diagênese compreende uma gama de processos físicos, biológicos e químicos pós-deposicionais controlados pelo incremento da temperatura e da pressão devido ao progressivo soterramento, bem como pela química da água intersticial nos poros, que levam à litificação da rocha (Burley & Worden, 2003). Estes processos correm sob condições de temperatura e pressão relacionadas com o aumento da profundidade do campo atuante da diagênese (Figura 9). Segundo Morad *et al* (2000), a temperatura é uma função da profundidade durante a história de soterramento da bacia sedimentar, fluxo de calor, condutividade térmica sedimentar e das rochas adjacentes.

A evolução tectônica da bacia e atividade magmática associada exerce grande influência na diagênese. Outra variável não-composicional relevante é a pressão, que sofre incremento com a profundidade de soterramento e também devido ao *stress* tectônico. O progressivo aumento da pressão favorece a compactação mecânica e química, e conseqüente redução da porosidade.

Choquette & Pray (1970) definem os termos eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese como processos diagenéticos que ocorrem em intervalos de tempo e profundidades relativamente definidos. Os três campos da diagênese estão ilustrados na Figura 10.

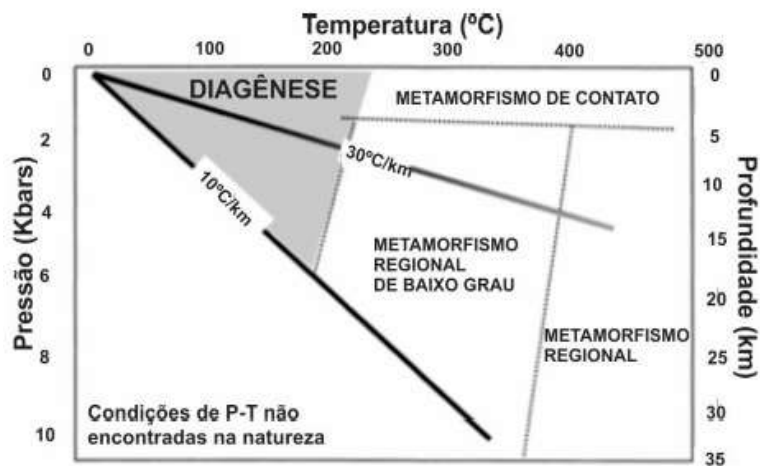


Figura 8: Diagrama de pressão e temperatura mostrando o limite entre a diagênese e o metamorfismo. O gradiente geotérmico de 10°C/Km é característico de ambientes de cráton estável, enquanto que o de 30°C/Km representam ambientes de rifte. Modificado de Burley & Worden (2003).

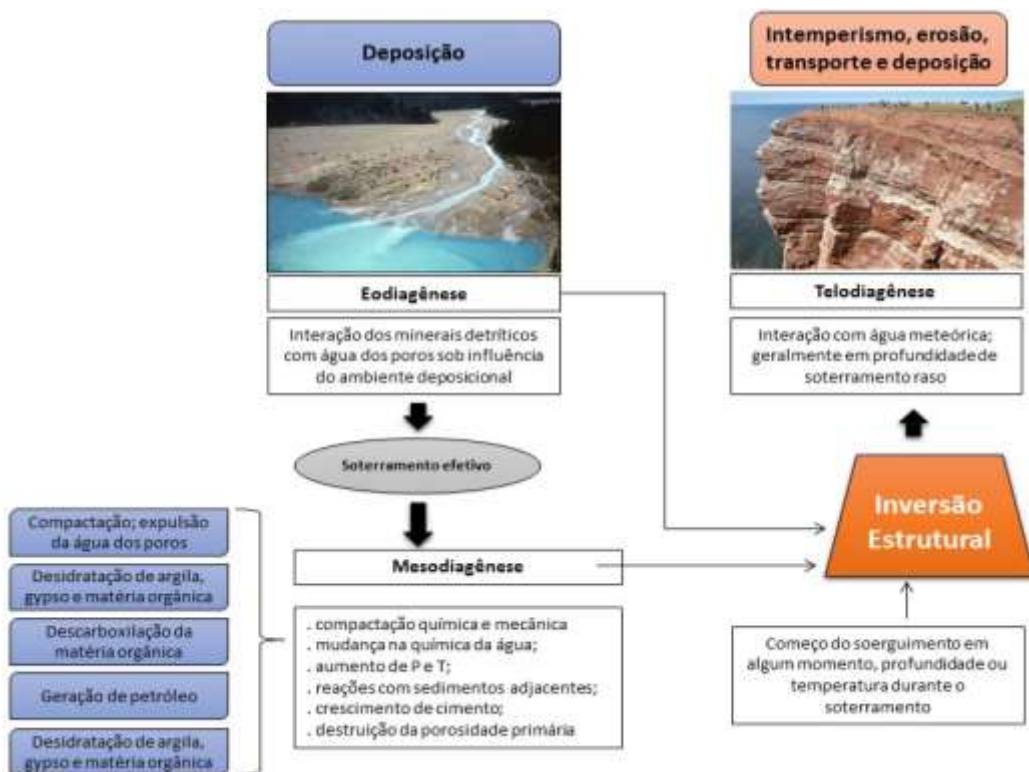


Figura 9: Fluxograma representando as relações entre os regimes diagenéticos. (modificado de Burley & Worden, 2003).

A **eodiagênese** inclui todos os processos que acontecem sob a influência direta de fluidos deposicionais e que ocorrem em profundidades rasas e temperaturas baixas, consideradas entre 30°C e 70°C. (Morad *et al.*, 2000). A **mesodiagênese** é o estágio onde ocorrem reações envolvendo águas de formação quimicamente evoluídas sob condições de soterramento efetivo e temperaturas relativamente mais elevadas, aproximadamente entre 70°C e 200°C (Morad *et al.*, 2000). Em novas condições de P e T, os minerais se tornam instáveis, buscando o equilíbrio e, conseqüentemente, produzindo minerais estáveis nestas novas condições. A **telodiagênese** inclui os processos relacionados ao soerguimento e nova exposição das rochas sedimentares às condições superficiais, ocasionando desestabilização dos minerais formados na mesodiagênese e nova readaptação dos minerais às novas condições (Morad *et al.*, 2000).

Os argilominerais em folhelhos podem ser alterados durante a diagênese precoce ou tardia, e também no início do anquimetamorfismo. O principal processo físico pós-deposicional que afeta os folhelhos como um todo é a compactação. Neste processo, a água é expelida, reduzindo a espessura dos pacotes sedimentares. Em depósitos de lama o volume de água varia de 70 a 90 %. Porém, com a compactação, a maior parte da água é removida, de modo que em profundidades entorno de 1000 m o conteúdo de água reduz a 30%. Grande parte desta água não está livre nos poros, mas contida na estrutura dos argilominerais ou adsorvida. Além disso, a perda de água por compactação requer temperaturas próximas de 100 °C, durante o soterramento a profundidades entre 2 e 4 km (Tucker, 2011). Neste processo, ocorre a desidratação das argilas e, portanto, é acompanhada por mudanças mineralógicas. A principal destas mudanças é a alteração, por exemplo, da esmectita para ilita *via* esmectita-ilita interestratificada. Esta alteração envolve a incorporação de íons K⁺ na estrutura da esmectita e perda de água entre as camadas. O processo de alteração da esmectita está condicionado principalmente à temperatura, sendo na ordem de 70-95 °C e em profundidades de 2-3 km (Tucker, 2011).

No campo do metamorfismo incipiente (anquimetamorfismo), os minerais continuam sendo alterados e substituídos. Embora a esmectita, argilas interestratificadas e caulinita não resistam a este metamorfismo, argilominerais como

Ilita e clorita são formados sobre estas condições. Com o aumento do grau de metamorfismo, de incipiente para baixo grau (fácies xisto verde), há um aumento na cristalização de ilita, entretanto a porcentagem de esmectita-ilita interestratificada diminui com o soterramento (Tucker, 2011). A Figura 11 ilustra as transformações dos argilominerais com o aumento da profundidade de soterramento.

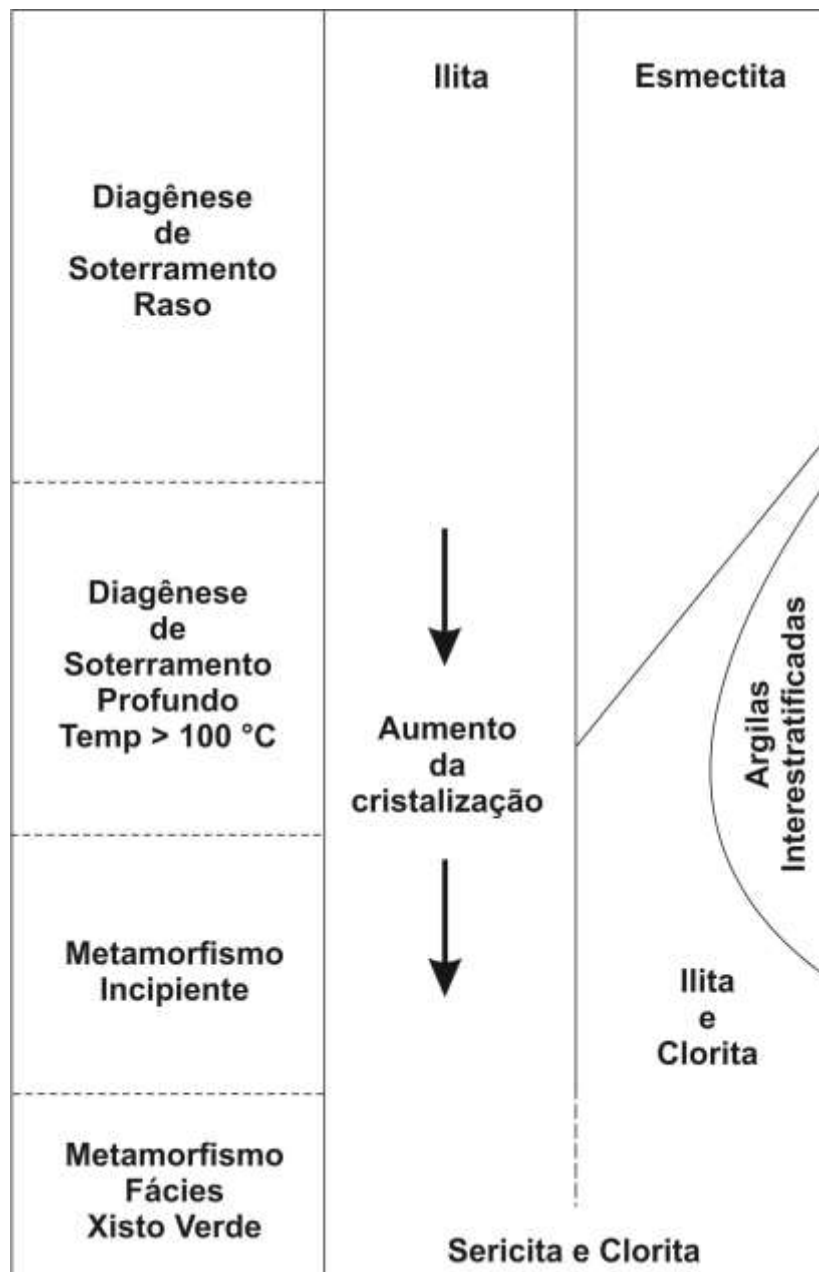


Figura 10: Diagrama ilustrando as alterações dos argilominerais com o aumento da profundidade de soterramento. Adaptada de Tucker (2011).

6. RESULTADOS

6.1. ASPECTOS FACIOLÓGICOS FÁCIES SEDIMENTARES

Fácies sedimentares são atributos físicos, estruturais, composicionais e biológicos que refletem os processos de transporte e acumulação de partículas, e atividades biogênicas contemporâneas nos ambientes sedimentares (Reading & Levell, 1996). Ainda que as fácies sedimentares possam sofrer perturbações consequentes de processos tectônicos, ou do intemperismo, a granulometria, mineralogia, estrutura deposicional e conteúdo fossilífero, podem ser reconhecidas em diversas escalas de estudo.

Os afloramentos apresentam, basicamente, três litofácies sedimentares (Quadro 1) que foram definidas de acordo com suas principais características. Os afloramentos estudados são constituídos por espessos pacotes pelíticos, que por sua vez apresentam variações granulométricas que se destacam no afloramento na forma de distintas camadas, ora mais argilosa ora mais siltosa, além da intercalação com arenitos. Com a finalidade de representar estas sucessões sedimentares, perfis estratigráficos foram elaborados a partir das relações verticais e laterais destas litofácies (Figura 12).

Quadro 1: Sumário dos principais atributos das litofácies identificadas nas sucessões permianas da Formação Irati na região de Bom Retiro, Santa Catarina.

Código	LitofÁCIE	Espessura	Características	Processos
Sh	Arenito com laminação plano-paralela	14 a 43 cm	Camada tabular de arenito fino a médio, moderadamente selecionado, quartzoso e coloração cinza.	Regime de fluxo superior em formas planas de leito.
Sm	Arenito maciço	6 a 15 cm	Camada tabular de arenito médio, moderadamente selecionado e coloração cinza claro.	Regime de fluxos hiperconcentrados.
Fl	Pelito Laminado	2 a 200 cm	Camadas tabulares de pelito laminado a incipiente, de coloração cinza claro a escuro, por vezes com textura <i>blocky</i> .	Deposição por suspensão e tração.

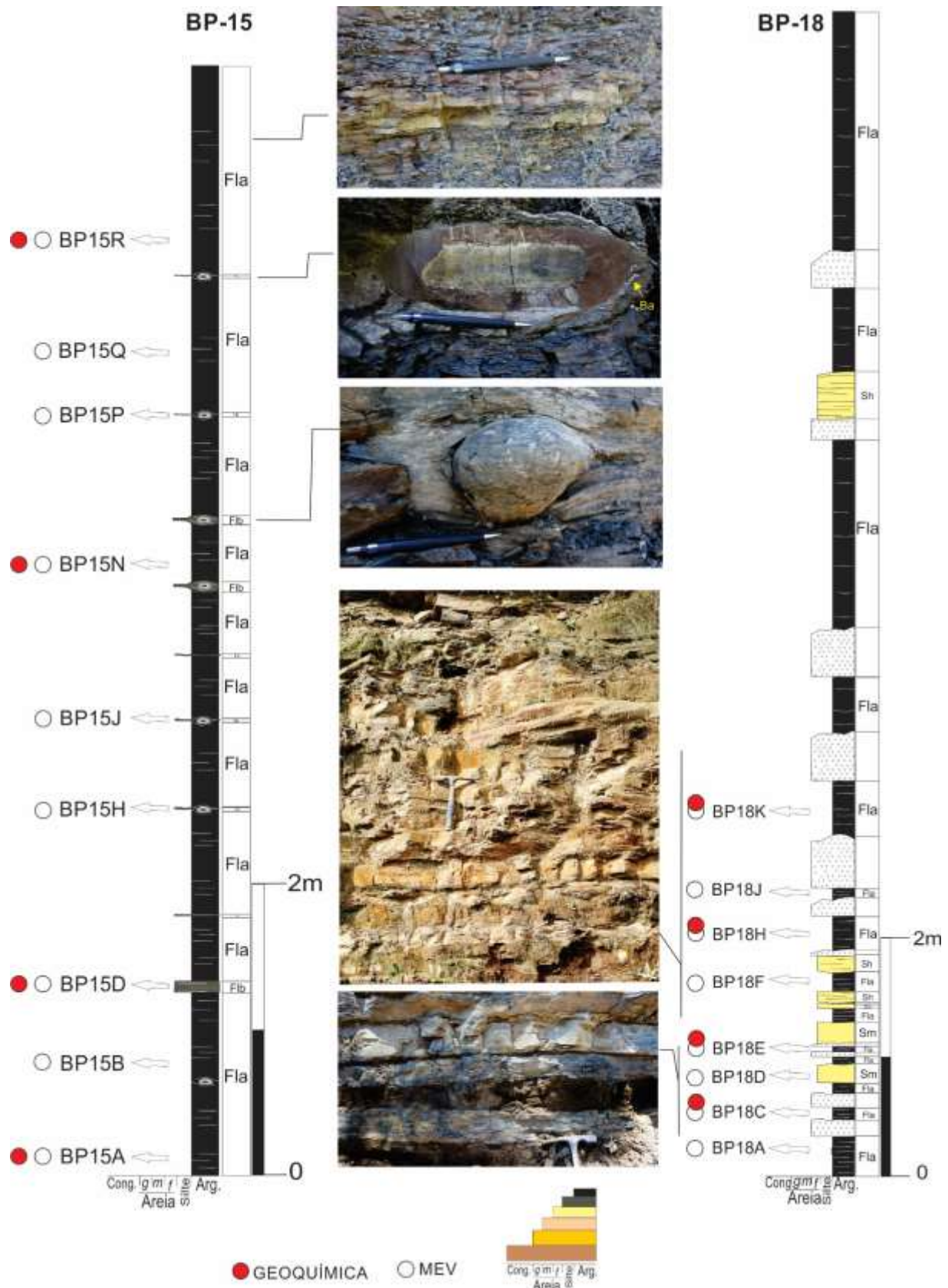


Figura 11: Seções colunares elaboradas nos afloramentos BP15 e BP18 com a posição das amostras analisadas (MEV e Geoquímica) e imagens das estruturas deposicionais e diagenéticas. Notar as concreções carbonáticas desenvolvidas nos folhelhos, às vezes associados com barita (seta).

6.1.1. LITOFÁCIES FI

Litofácies formada por pelitos com laminação plano-paralela, cinza claro a escuro, possui geometria tabular e espessura que varia de 2 a 200 cm. Devido a variações granulométricas, esta litofácies foi subdividida em **Fla** e **F1b** (Figura 12). A litofácies **Fla** é composta predominantemente por pelito e siltito, cinza escuro e por vezes com textura *blocky* (friável) e constitui camadas espessas que ocorres em ambos afloramentos. A litofácies **F1b** é caracterizada por camadas pelíticas mais delgadas com maior quantidade de siltito, quando comparada a litofácies **Fla** e ocorre apenas no afloramento BP-15 (Figura 12). Apresenta pacotes de arenito muito fino (litofácies Sm) e nódulos carbonáticos diagenéticos (Figura 13). O predomínio de pelitos laminados a ampla continuidade lateral dos estratos indica deposição por suspensão e leito ou topografia plana (Miall 1996).



Figura 12: Vista panorâmica do afloramento BP-15, próximo à cidade de Bom Retiro (corte da BR 282), com interpretação para ilustrar camadas e sua geometria.

6.1.2. LITOFÁCIES Sh

Litofácies é composta de arenitos com laminação plano-paralela. Os grãos do arcabouço são moderadamente selecionados, subarredondados e finos. Mineralogicamente, o arenito é quartzoso, sendo cinza esbranquiçado. As camadas são tabulares tendo espessuras que variam entre 14 a 43 cm, com laminação horizontal plano-paralela. Com ocorrência restrita ao afloramento BP-18, a litofácies **Sh** indica deposição durante regime de fluxo superior em formas de leito plano (Miall 1996).

6.1.3. LITOFÁCIES Sm

Litofácies constituída de arenito maciço. Seus grãos apresentam moderado grau de seleção, são sub-arredondados e de granulometria fina. Os arenitos desta litofácies possuem coloração cinza claro, sendo o quartzo seu constituinte mineralógico principal. Suas camadas apresentam geometria tabular e espessuras que variam de 6 a 15 cm. Segundo Miall (1996), a litofácies **Sm** evidencia processos de regime de fluxos hiperconcentrados. Esta litofácies é atestada apenas no afloramento BP-18 (Figura 14).

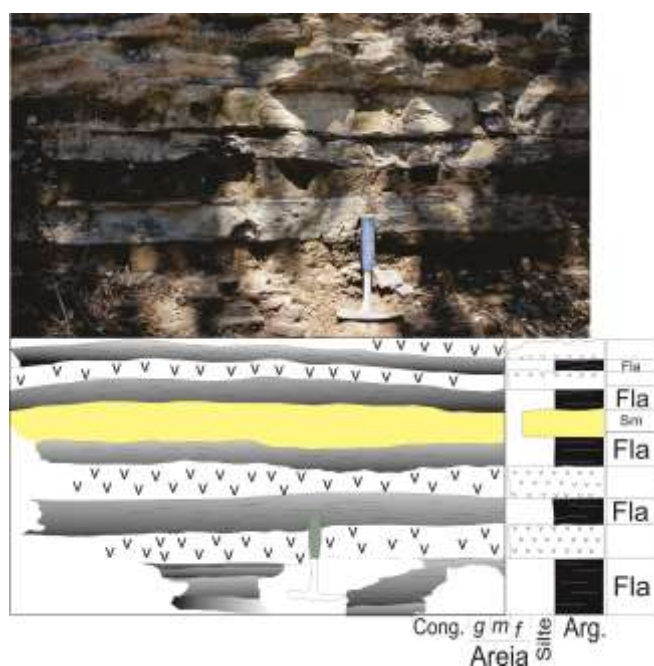


Figura 13: Vista de parte do afloramento BP-18 para mostrar a relação entre os estratos sedimentares e as soleiras.

6.2. MINERALOGIA DOS FOLHELHOS

6.2.1. FOLHELHOS DO AFLORAMENTO BP-15

Aspecto geral: Nas imagens de MEV foi possível observar a estrutura laminada da rocha e também reconhecer seus constituintes minerais através do hábito e das análises por EDS, uma vez que esta técnica permite identificar a composição de forma semiquantitativa em pontos específicos da imagem (Figura 15A). Os folhelhos são constituídos, predominantemente, de argilominerais como illita e esmectita, que ocorrem por vezes interestratificados, além de constituintes detríticos que serão descritos e ilustrados a seguir.

Constituintes detríticos: a identificação dos constituintes detríticos dos folhelhos foi realizada, exclusivamente, sob o microscópio eletrônico/EDS, e incluem feldspato potássico e fragmentos de matéria orgânica (Figura 15). O feldspato potássico (Kf) ocorre como grãos que variam aproximadamente entre 30 a 40 μm , tendo formas subédrica (Figura 15B), planos de clivagem e, às vezes, apresenta alteração nas bordas para argilominerais. A matéria orgânica (Or) consiste em fragmentos que variam entre 30 a 100 μm , com formas irregulares (Figura 15C) e por vezes alongadas concordante a laminação da rocha (Figura 15D).

Constituintes diagenéticos: são os componentes incluem illita/esmectita, clorita, pirita e quartzo autigênico. A *illita/esmectita* (il/Es) ocorre como cristais agregados, dificultando assim a individualização dos argilominerais e também estipular suas dimensões. Apresenta hábito característico na forma de flocos (Figura 16A), estando associada aos grãos de feldspato, especialmente nas clivagens e bordas, e aos cristais de pirita. A clorita (Cl) consiste em cristais com hábito peculiar na forma de rosetas (Figura 16B), bem formados e que ocorrem junto aos cristais de illita/esmectita. O quartzo autigênico (Qa) compreende cristais irregulares, porém aproximadamente esféricos (Figura 16C) e com diâmetro inferior a 1 μm . Por vezes observa-se a ocorrência de agregados esféricos de pirita framboidal (Figura 16D), e possuem aproximadamente 15 μm de diâmetro. Os cristais euédricos também ocorrem na forma cúbica (Figura 16E), com arestas de aproximadamente 8 μm .

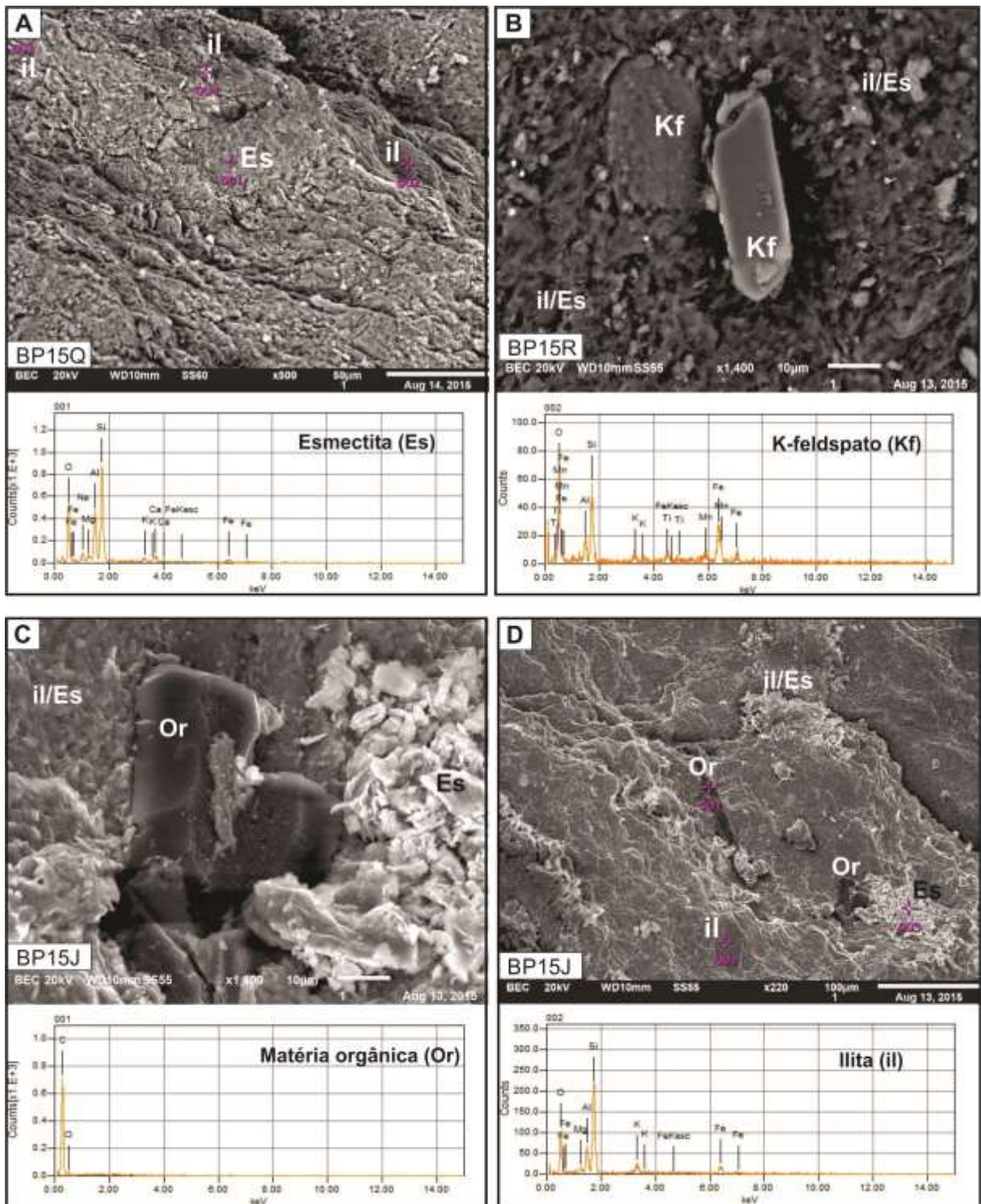


Figura 14: Fotomicrografias (MEV) e EDS dos constituintes detríticos das fácies F1, afloramento BP-15. A) Visão geral do arcabouço da rocha e espectro da esmectita (Es). B) Grãos de feldspato potássico (Kf), com sinais de alteração nas bordas e espectro. C) Fragmento de matéria orgânica (Or) com formato irregular seu respectivo espectro. D) Material orgânico alongado entre as laminações e espectro da Ilita (il).

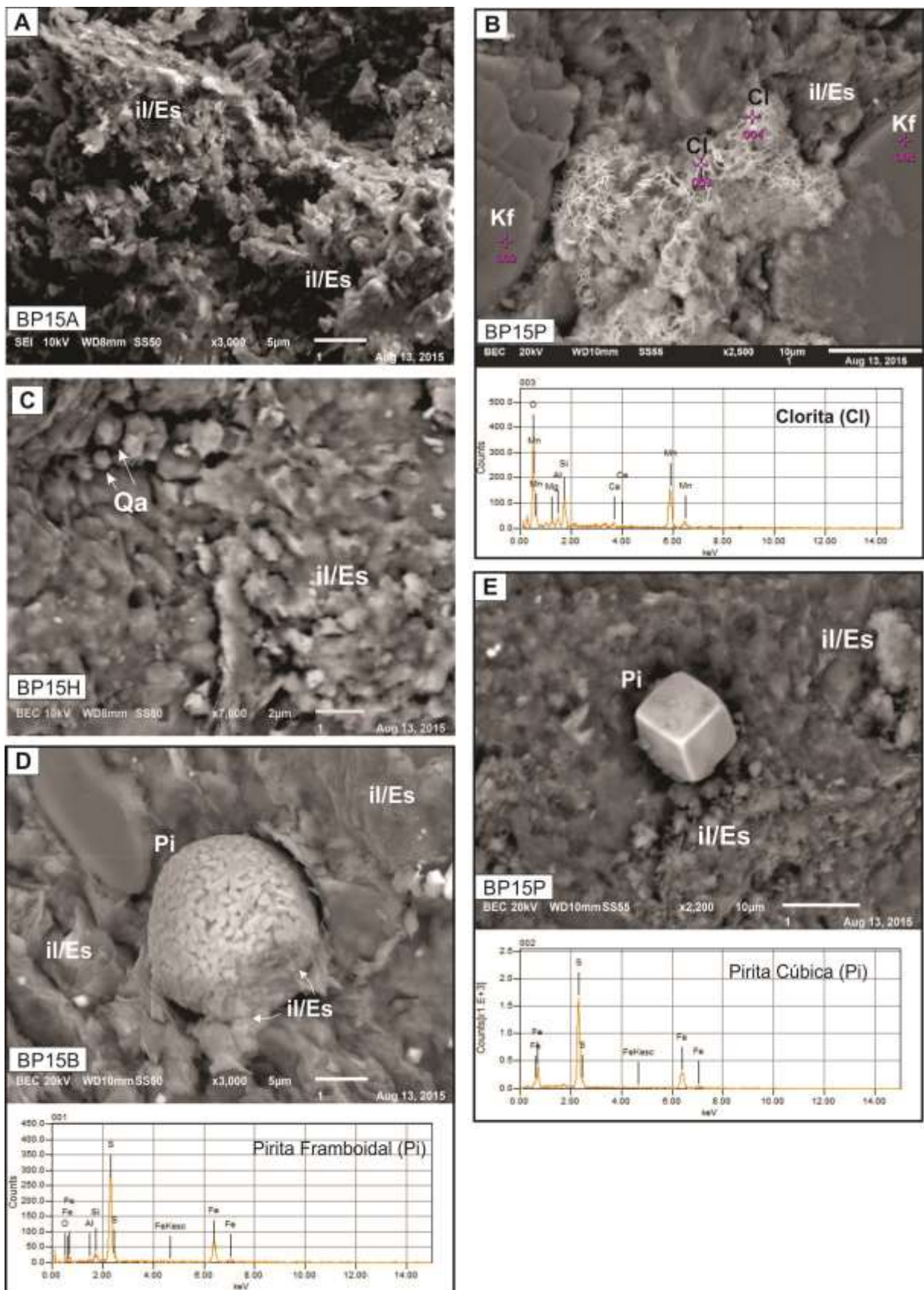


Figura 15: Fotomicrografias (MEV) e EDS dos constituintes diagenéticos das fácies *FI*, afloramento BP-15. A) Agregados de cristais de illita/esmectita (il/Es). B) Cristais de clorita (Cl) compondoagregados em forma de roseta e sua resposta espectral. C) Cristais de quartzo autigênico (Qa). D) Pirita framboidal e seu espectro. E) Cristal de pirita cúbica.

6.2.2. FOLHELHOS DO AFLORAMENTO BP-18

Aspecto geral: A mineralogia predominante é composta pelos argilominerais illita e esmectita, normalmente interestratificados, esporadicamente encontram-se dissociadas. A assembleia mineral é ampla, sendo apresentada a seguir como constituintes detríticos e diagenéticos. Em uma visão geral do arcabouço da rocha, é possível observar concentrações de pirita no formato de vênulas e também disseminadas, ambos concordantes as laminações. Para a identificação dos seguintes minerais foram observados os hábitos cristalinos e também as análises realizadas com auxílio do EDS.

Constituintes detríticos: incluem grãos de quartzo, feldspato potássico, biotita e fragmentos de material orgânico. A biotita (Bt) ocorre como finas lamelas com até 40 μm . Seus grãos apresentam bordas levemente irregulares e dobradas, concordante a laminação da rocha (Figura 17A). O quartzo (Qd) ocorre como grãos que variam entre 20 a 50 μm . Apresentam esfericidade moderada (Figura 17B), formas subédricas, podendo ser sub-arredondadas a sub-angulosas, e em alguns casos é possível identificar fratura conchoidal (Figura 17C). O feldspato potássico (Kf) constitui grãos que variam entre 10 a 40 μm aproximadamente, com esfericidade baixa e formas anédricas a subédricas, sub-arredondadas a sub-angulosas (Figura 17D). Em alguns grãos é possível observar planos de clivagem e fraturas. Os fragmentos de matéria orgânica apresentam geralmente formas alongadas e possuem tamanhos variados entre 100 a 400 μm , estando dispersos no arcabouço de forma concordante a laminação (Figura 17E).

Constituintes diagenéticos: seus constituintes incluem illita/esmectita, pirita, barita, dolomita e siderita. A illita/esmectita (il/Es) ocorre comumente como cristais agregados, mas por vezes é possível sua individualização (Figura 18A). A esmectita ocorre na forma de cristais lamelares com aproximadamente 5 μm . A illita ocorre na forma de lamelas e também como fios na borda dos cristais de esmectita, atribuindo a este argilomineral hábito irregular. A pirita (Pi) compreende cristais euédricos cúbicos e octaédricos dispersos no arcabouço, podendo também se concentrar na forma de agregados framboidais de aproximadamente 10 μm de diâmetro (Figura 18B). A dolomita (Do) consiste em cristais de aproximadamente 3 μm , com formas equidimensionais e sub-arredondadas. Encontram-se dispersos e envolvidos pelos

crístais de ilita/esmectita. A siderita (Sd) compreende crístais de aproximadamente 2 μm , e apresentam formas equidimensionais, arredondadas, ocorrendo de forma agregada circundado pelos crístais de ilita/esmectita (Figura 18C). Esses dois minerais encontram-se apenas na fácies *Sm*. A barita (Ba) ocorre na forma de crístais euédricos na forma de lamelas, constituindo agregados de aproximadamente 2 μm que se assemelham a rosetas (Figura 18D).

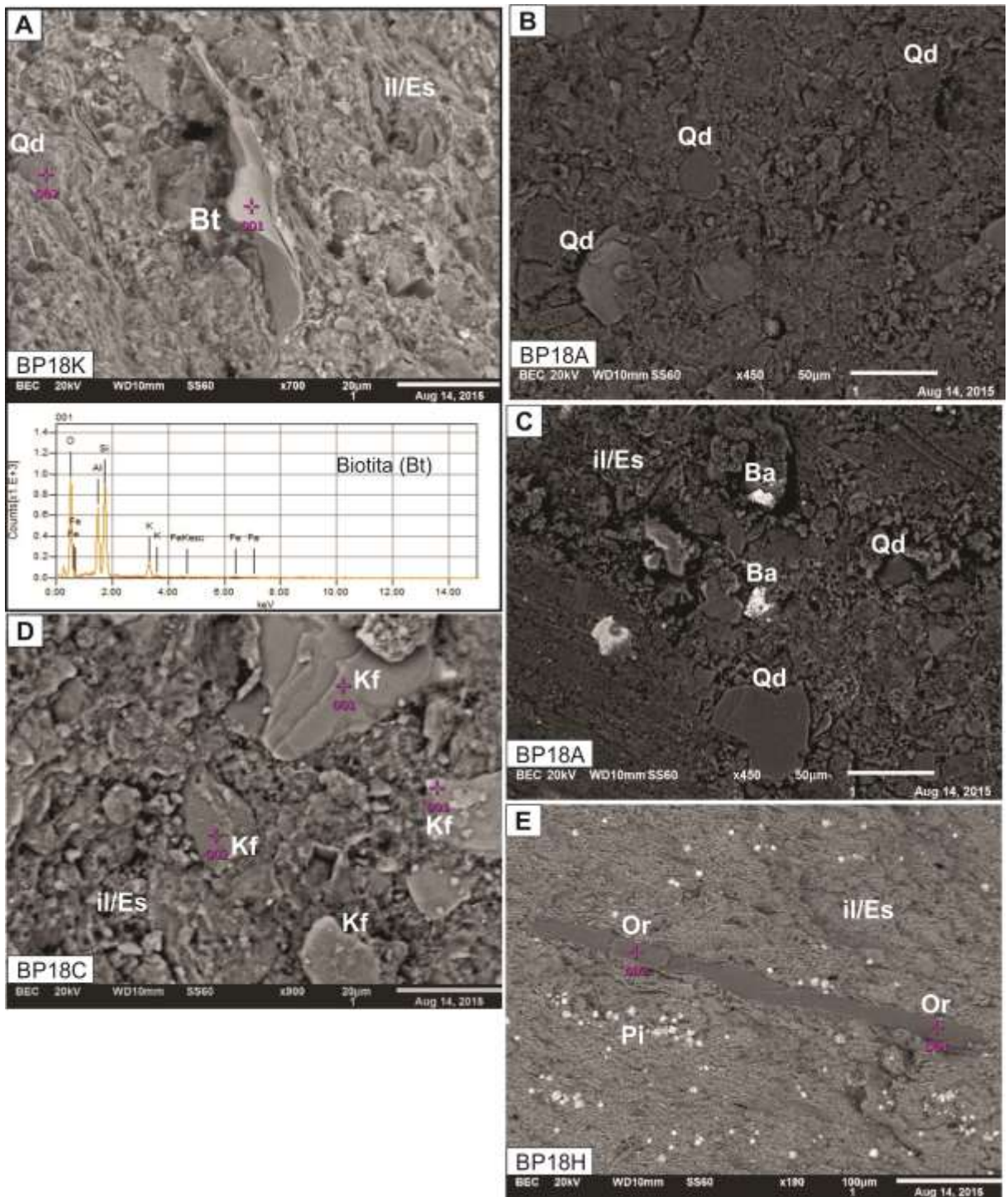


Figura 16: Fotomicrografias MEV/EDS dos constituintes detríticos das rochas do afloramento BP-18: A) Grão de biotita (Bt) dobrada em meio a laminação da rocha e sua respectiva resposta espectral. B) Quartzo detrítico (Qd) sub-arredondados. C) Grão de quartzo (Qd) com fratura conchoidal. D) Grãos de feldspato potássico (Kf) com clivagem aparente. E) Fragmento de matéria orgânica (Or) alongado entre as laminações.

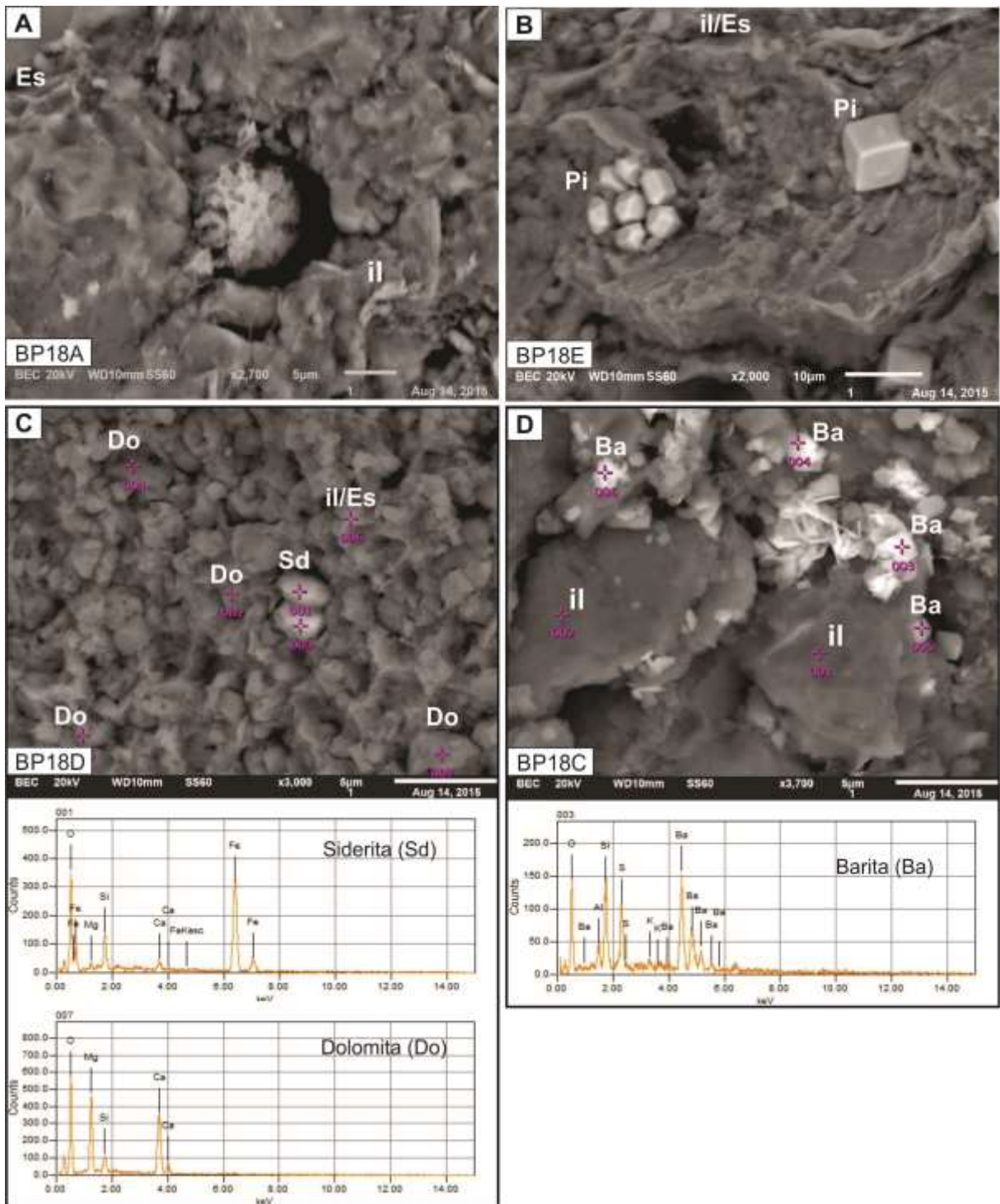


Figura 17: Fotomicrografias MEV/EDS dos constituintes diagenéticos das rochas do afloramento BP-18: A) Cristais de esmectita (ES) na forma de lamelas com ilita (il) nas bordas. B) Pirita framboidal e cúbica. C) Cristais de dolomita (Do) dispersos entre os argilominerais, e dois cristais de siderita (Sd) agrupados. D) Agregados de cristais de barita (Ba) formando rosetas.

6.3. DADOS GEOQUÍMICOS DOS FOLHELHOS

A composição química das rochas sedimentares siliciclásticas é utilizada na análise de proveniência (McLennan *et al.*, 1993). Embora o intemperismo e a diagênese promovam mudanças mineralógicas, os dados geoquímicos têm comprovada eficácia na análise de proveniência, ambiente tectônico, investigação paleoclimática e história diagenética (Weltje e Eynatten, 2004; McLennan 2003; Nesbitt, 2003). Os dados geoquímicos dos folhelhos da Formação Irati para óxidos maiores utilizando, obtidos em oito amostras de folhelhos encontram-se listados no quadro 2.

Quadro 2: Composição geoquímica dos folhelhos estudados.

Sample	SYMBOL	COLOUR	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PF	Soma
BP-15A	1	2	65.28	15.44	6.05	0.54	2.56	3.58	1.66	0.62	0.03	0.1	3.27	99.15
BP-15D	1	2	61.61	13.32	9.68	1.65	3.68	2,00	1.63	0.48	0.13	0.25	5.08	99.5
BP-15N	1	2	63.33	15.31	7.2	0.82	3.13	3.29	1.62	0.61	0.06	0.14	4.79	100.31
BP-15R	1	2	66.05	14.9	5.54	0.54	2.7	3.59	1.39	0.6	0.04	0.1	4.7	100.15
BP-18C	2	1	63.92	13.19	5.04	0.52	1.68	2.61	1.45	0.6	0.02	0.18	10.41	99.6
BP-18E	2	1	63.9	11.49	6.23	0.22	1.07	2.32	1.54	0.57	0.01	0.14	12.5	99.98
BP-18H	2	1	65.89	10.23	5.39	0.19	0.89	1.98	1.44	0.47	0.01	0.14	13.39	99.99
BP-18K	2	1	62.05	10.24	8.27	0.08	0.9	2.27	1.38	0.51	0.05	0.24	14.46	100.45

No afloramento BP-15, onde não é registrado intrusões ígneas, os folhelhos apresentam teores de SiO₂ em torno de 61 a 65 %, sendo o óxido mais abundante. O Al₂O₃ varia em teor de 15,44 % na base a 14,9 % no topo, com exceção da amostra BP15D que exibe um ligeiro empobrecimento neste elemento (13,31 %). O Fe₂O₃ apresenta teores entre 5 % a 9 %, e não exibe um padrão regular, o que se observa também para o MgO, com teores variando de 2,7 % a 3,68 %. O K₂O apresenta teores regulares, porém, com exceção da amostra BP15D que exibe um ligeiro empobrecimento neste elemento (2,0 %). O Na₂O apresenta teores pouco variáveis que ficam em torno de 1,57 %. Os demais óxidos apresentaram valores inferiores a 2%. O ensaio de perda ao fogo para estas amostras resultou num valor médio de 4%.

No afloramento BP-18, onde ocorrem soleiras de diabásio, os folhelhos apresentam teores de SiO_2 na ordem de 64%, seguido pelo Al_2O_3 que apresenta teores entre 10,23% e 13,19% e um discreto empobrecimento para topo. O Fe_2O_3 exibe a maior amplitude de teores, variando de 5% a 8%. Os teores de K_2O são de aproximadamente 2%, enquanto que os teores de MgO variam em torno de 1%, com exceção da amostra BP18C que apresenta teor de 1,68%. O Na_2O apresenta pouca variação, ao redor de 1,45%. Os demais óxidos apresentam valores inferiores a 1%. O Ensaio de perda ao fogo para estas amostras resultou num valor médio de 12,69%.

7. DISCUSSÃO

7.1. AMBIENTE DEPOSICIONAL

Historicamente, a maioria dos autores considera que a Formação Irati tenha origem marinha (Schneider *et al.*, 1974; Milani, 1997; Holz *et al.*, 2010). A análise de fácies deste trabalho para a Formação Irati torna evidente o predomínio das fácies pelíticas sobre as arenosas. A abundância da *fácies Fl* caracteriza ambiente deposicional calmo, com baixa energia, predominando os processos de suspensão de sedimentos, responsável pela deposição de frações granulométricas muito finas (argila e silte). Os arenitos maciços representam eventos de maior energia, evidenciando processos de fluxos hiperconcentrados, ocasionando transporte e deposição de areias maciças. A geometria tabular das camadas caracteriza deposição em leito plano, apropriado para a formação desta arquitetura deposicional e de laminações plano-paralelas. De acordo com a análise faciológica, os perfis podem ser empilhados de modo que as fácies pelíticas do afloramento BP-15 estejam depositadas sobre as fácies do afloramento BP-18. O reconhecimento de tendências deposicionais caracterizadas por ciclos de granodecrescência ascendente refletem o predomínio de pelitos nas camadas mais superiores.

As informações obtidas através da análise faciológica dos afloramentos estudados corroboram para a determinação do ambiente deposicional marinho raso para a Formação Irati, estando em acordo com diversos autores. Segundo Schneider *et al.* (1974) as características litológicas e sedimentares indicam, para o Membro Taquaral, um ambiente marinho, de águas calmas, abaixo do nível de ação das ondas. Já para o Membro Assistência, os autores sugerem um ambiente marinho de águas rasas. Segundo os autores, restrições na bacia propiciaram condições para a deposição dos folhelhos betuminosos associados a calcários.

Para Milani (1997), a Formação Irati representa um contexto de deposição em um golfo ou em um mar epicontinental com águas hipersalinas, o que também está de acordo com a interpretação de Araújo *et al.*, (2001), que pressupõe a existência de um mar restrito, com comunicação interna plena. Em trabalhos mais recentes, Milani *et al.* (2007) conclui que uma efetiva restrição à circulação de águas culminou por desenvolver um contexto ambiental hipersalino na bacia. Nestas condições, acumularam-se carbonatos e evaporitos na porção norte, e folhelhos betuminosos na porção sul da bacia.

7.2. COMPOSIÇÃO MINERAL E DIAGÊNESE DOS FOLHELHOS

Comparando os dois afloramentos estudados (BP-15 e BP-18) é possível notar particularidades quanto à mineralogia dos folhelhos. A clorita, por exemplo, está presente apenas no afloramento onde não há influência das soleiras (BP-15), e sua ocorrência também é restrita em apenas uma das amostras (BP-15D). No afloramento BP-18 com presença de intrusões ígneas a mineralogia é mais variada, onde são exclusivas dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), siderita (FeCO_3) e barita (BaSO_4). Os minerais detríticos incluem quartzo, k-feldspato e biotita, que correspondem, à primeira vista, a uma assembleia de granitos e granodioritos.

Os minerais autigênicos incluem: illita, esmectita, clorita, pirita, barita, dolomita, siderita e quartzo. A distribuição espacial destes minerais e as feições diagenéticas associadas ajudam a caracterizar a evolução diagenética, e entender a dinâmica das transformações nos campos da eodiagênese e mesodiagênese (Figura 19).

As transformações no campo da **eodiagênese** são muito limitadas, sendo apenas atestada a compactação mecânica, podendo também ser atribuída à formação das piritas framboidais e a ocorrência de carbonatos como a dolomita e a siderita. As condições de formação da pirita framboidal merecem atenção especial e, por isso, será discutida adiante. A compactação mecânica ocorre durante o soterramento em função do aumento da pressão litostática e dos fluidos intersticiais (Gretener, 1976). Neste processo, ocorre a redução do volume da porosidade, expulsão de águas dos poros, rearranjo dos grãos, faturamento intragranulares e esmagamento de grãos dúcteis. As evidências deste processo nos folhelhos analisados incluem: deformação de palhetas mica e fraturamento de quartzo e feldspato. A dolomita e siderita encontram-se disseminadas no arcabouço na forma de pequenos cristais e sua ocorrência é restrita a amostra BP-18D (ver Figura 18C).

FOLHELHO	Processos	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
	Sedimentação	██████████		
	Compactação Mecânica	██████████	██████████	
	Siderita		██████████	
	Dolomita		██████████	
	Pirita	██████████	██████████	
	Esmectização	██████████	██████████	
	Ilitização		██████████	
	Cloritização		██████████	
	Barita		██████████	
Quartzo Autigênico		██████████		

Figura 18: Processos diagenéticos para os folhelhos da Formação Irati estudados.

Os processos **mesogenéticos** ocorrem em profundidades de soterramento profundo, sob temperaturas de 70 a 100°C. Durante o soterramento entorno de 4 a 5 km, formam-se a ilita e clorita. A ilita/esmectita ocorre de forma interestratificada compondo o principal volume da rocha. O processo de ilitização ocorre com temperaturas acima de 70°C, tornando-se mais intensa a temperaturas acima de 130°C (Worden & Morad, 2003). Devido à instabilidade dos argilominerais na mesodiagênese, a esmectita pode ser transformada em ilita. Neste processo, ocorre reação importante com o feldspato potássico, gerando simultaneamente ilita e quartzo autigênico (Figura15C). A clorita é menos abundante, porém indica reações mesodiagenéticas progressivas que se restringem à illitização e/ou cloritização de esmectita (Morad *et al*, 1994). A cloritização de esmectita é um processo de dissolução-reprecipitação, que ocorre de forma progressiva conforme os sedimentos são soterrados. A esmectita também se altera para clorita, conquanto haja abundância de alumínio na composição do arcabouço (Chang *et al.*, 1986). Referente a este estágio mesodiagenético, ocorre quartzo autigênico de forma disseminada nos folhelhos e também barita (sulfato de bário). A barita autigênica ocorre associada com concreções de carbonato de cálcio empobrecidas em ¹³C e com piritas enriquecidas em ³⁴S, fornecendo evidências de redução microbiana de sulfato relacionado ao fluxo de metano biogênico durante o soterramento. (Lash, 2014).

7.2.1. DESENVOLVIMENTO DA PIRITA FRAMBOIDAL E EUÉDRICA

A pirita ocorre com duas morfologias: framboidal e euédrica (Hubert *et al.* (1976), onde a precipitação tem origem relacionada à degradação da matéria orgânica, em condições redutoras do ambiente deposicional.

A pirita framboidal se forma durante processos eogenéticos em soterramento raso, geralmente na porção superior de estratos sedimentares soterrados a poucos metros (Sawtowicz, 1993). As feições texturais, onde os argilominerais envolvem a pirita framboidal sugerem formação concomitante à deposição de lama recém-depositada com consistência pastosa. Duas condições devem ser cumpridas para a formação de pirita framboidal: a disponibilidade de ferro e de enxofre no sistema. Estas condições estão reunidas em diferentes ambientes, especialmente, se ricos em compostos orgânicos. A ocorrência de pirita na forma de agregados framboidais é comum em sedimentos marinhos recentes e em folhelhos negros. Agregados em rochas sedimentares são, geralmente, considerados singenéticos, podendo também ser formados a partir da precipitação na coluna d'água (Degens *et al.*, 1972; Skei, 1988), assim como também pode ter origem eogenética (Love & Amstutz, 1966; Berner, 1970). Estudos em sedimentos modernos mostram, também, que a formação da pirita framboidal é uma consequência da formação da greigita sob condições redutoras, e ocorre na interface redox que separa águas com oxigênio dissolvido daquelas com enxofre dissolvida (Wilkin e Barnes 1997).

Quanto à formação da pirita euédrica, segundo Sawlowicz (1993) existem três hipóteses para a evolução da pirita euédrica a partir de cristais framboidais, como mostra a Figura 20: i) quando microcristais no frambóide são rigorosamente compactados, uma camada de grãos alongados é, por vezes, formada; esta camada seria formada durante a fase principal de cristalização dos frambóides (2A); ii) crescimento contínuo de microcristais nos frambóides produzem amalgamação, de modo que os cubos e/ou octaedros se interpenetrem formando pirita maciça esférica, que por sua vez irá desenvolver piritas euédricas (2B); e iii) quando o padrão geométrico interno é estável e/ou o material que o envolve apresenta plasticidade suficiente para ser deslocado, e o desenvolvimento de um frambóide pode levar diretamente ao crescimento de faces regulares. (2C).

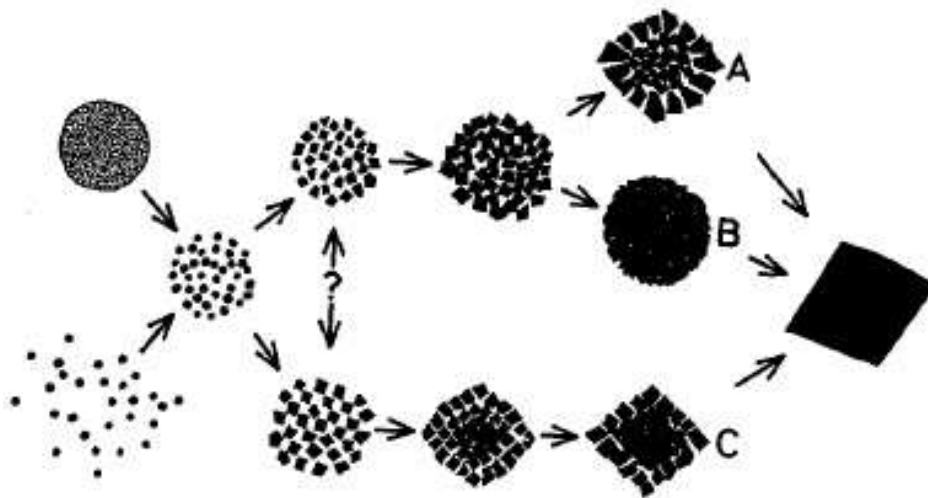


Figura 19: Caminho hipotético para a Formação de pirita euédrica via framboidal (fonte: Sawtowicz (1993)).

7.3. AVALIAÇÃO DO GRAU DE INTEMPERISMO

Segundo McLennan *et al.* (2003) o intemperismo é, talvez, o processo que mais influência significativamente a geoquímica das rochas sedimentares terrígenas. No diagrama ternário A-CN-K, as tendências de alteração de rochas ígneas durante o intemperismo resultam preferencialmente no enriquecimento de Al_2O_3 nos sedimentos devido à baixa mobilidade deste óxido, concentrando-se assim nos perfis de alteração (Nesbitt & Young, 1982).

O Índice de Alteração Química (CIA, em inglês) tem sido aplicado para compreender o grau de influência do intemperismo sobre as rochas sedimentares na área fonte e no sítio bacinal. Tem sido um meio eficaz para avaliar interferência destes processos sobre a assinatura geoquímica que é utilizada na análise de proveniência (Young & Nesbitt, 1999; Young, 2001; Scheffler *et al.*, 2003). De acordo com Nesbitt & Young (1984) o Índice Químico de Alteração (CIA) pode ser calculado da seguinte forma:

$$CIA = 100 * [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$$

O CaO* é a quantidade de CaO incorporado apenas na fração silicática da rocha, desconsiderando carbonatos e fosfatos (ex: apatita).

A análise dos valores de CIA, em conjunto com o diagrama ternário A-CN-K, permite obter interpretações relevantes acerca da evolução do arcabouço sedimentar (ver Nesbitt, 2003).

Este diagrama é determinado através do cálculo da proporção molecular de $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O) - K_2O$ (McLennan *et al.*, 2003), onde os valores são avaliados com base no CIA (Figura 21). Por exemplo, sedimentos com tendência ao campo da caulinita apresentam valores de CIA elevados chegando a 100 e, portanto, indicam maior grau de intemperismo. Por outro lado, os que tendem ao campo da illita (CIA: 70-85), muscovita (CIA: 70) e feldspatos (CIA: 50) apresentam-se menos afetados pelo intemperismo. As rochas da área fonte, por sua vez, exibem CIA entorno de 40 a 50. Portanto, teoricamente, quanto menor os valores de CIA maior as chances de preservação da assinatura de proveniência dos sedimentos.

Os valores de CIA encontrados para os folhelhos da Formação Irati variam em um intervalo entre 71,61 e 74,23. Esta baixa variação nos valores de CIA pode estar relacionada à composição mineralógica dos folhelhos, que também exibem pouca variação entre os afloramentos estudados, uma vez que pertencem ao mesmo ambiente deposicional. Os moderados valores no índice de alteração química indicam que os folhelhos Irati preservam a assinatura de proveniência dos seus sedimentos, ou seja, refletem a composição geoquímica da área fonte.

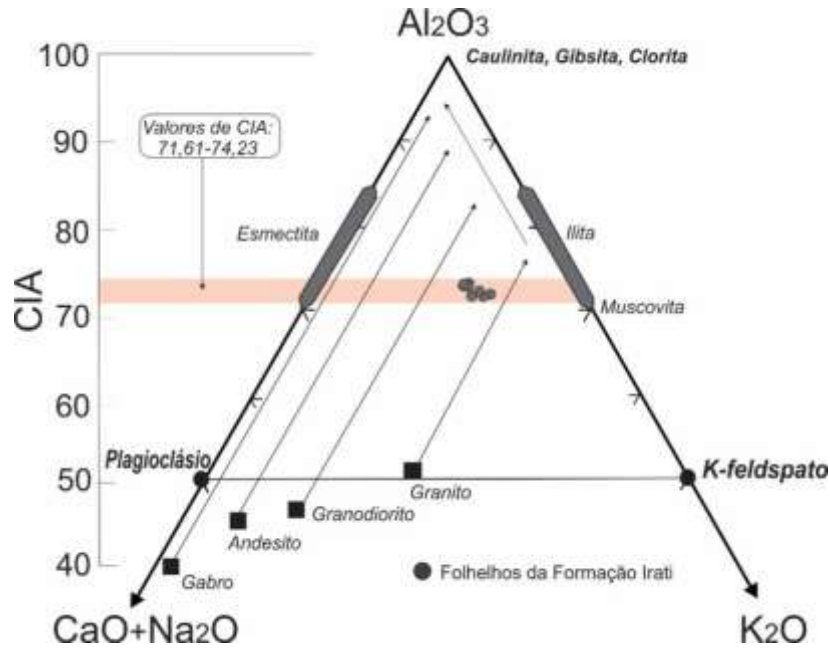


Figura 20: Diagrama A (Al_2O_3) - CN ($\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$) – K (K_2O) dos folhelhos da Formação Irati. O campo destacado em rosa representa a variação dos valores de CIA, enquanto as setas retratam tendências de intemperismo de gabros, andesitos, granodioritos e granitos. Modificado de (McLennan *et al.*, 2003).

Neste sentido, o diagrama aponta para proveniência de rochas de composição granodiorítica a granítica como fonte potencial dos sedimentos dos folhelhos. O intemperismo destas rochas, ricas em feldspato, que irá resultar na transformação destes minerais pouco estáveis, primeiramente em ilita, justificando os valores moderados de CIA. A região do diagrama onde os pontos foram plotados está de acordo com o campo estabelecido para os folhelhos (ver McLennan *et al.*, 2003), onde os valores de CIA variam entre 70 e 75.

O intemperismo químico progressivo de minerais pouco estáveis, como feldspatos, leva à mobilização dos íons Ca^{2+} , K^+ , Na^+ transformando-os em minerais mais estáveis sob condições de superfície (Fedo *et al.*, 1995). Entretanto, as análises petrográficas (MEV) permitiram a observação do predomínio dos argilominerais ilita (constituída por K) e esmectita (constituída por Na e Ca), sugerindo que moderado intemperismo nos folhelhos da Formação Irati não foi suficiente para a mobilização total dos desses íons. Com a intensificação do intemperismo, a tendência é que estes argilominerais se alterem para caulinita devido à mobilização total de Ca^{2+} , K^+ e Na^+ , e ao enriquecimento em elementos

de baixa mobilização como o alumínio e o ferro. Durante o transporte dos sedimentos, à medida que se afastam da área-fonte, ocorre à diminuição progressiva do tamanho dos grãos, sem mudanças geoquímicas relevantes. Como resultado, o quadro paleoclimático é refletido pela composição mineralógica e pela geoquímica dos elementos móveis dos depósitos resultantes.

8. CONCLUSÕES

A sucessão sedimentar estudada é caracterizada por três litofácies: pelitos laminados (*Fl*), arenitos laminados (*Sh*) e arenitos maciços (*Sm*). Devido à pequena variação faciológica não foi possível reconstituir o ambiente deposicional, mas apenas atribuir as características da energia do mesmo. O predomínio de fácies pelíticas laminadas atesta para um ambiente calmo, sem perturbações.

O arcabouço detrítico dos folhelhos inclui quartzo, feldspato e biotita, que indica contribuição de granitóides e granodioritos, como constatado no diagrama A-CN-K. Os processos diagenéticos modificaram a composição do arcabouço durante os regimes da eodiagênese e mesodiagênese. Dentre as evidências destes regimes estão: fraturamento de grãos por compactação mecânica, esmectização de feldspato, illitização da esmectita, cloritização da esmectita e precipitação de quartzo autigênico.

A ocorrência de piritas framboidais é singenética e eogenética e estão relacionados à degradação da matéria orgânica sob condições redutoras no ambiente deposicional, sendo esta interpretação em base a dados da literatura.

O CIA indica intemperismo das rochas granotóides e granodioríticas, ricas em feldspato. A alteração deste mineral para illita, justifica moderados valores do índice de alteração química, que refletem a composição química da área-fonte, sugerindo que os folhelhos da Formação Irati preservam a assinatura de proveniência dos seus sedimentos.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. **As províncias estruturais brasileiras.** In: Simp. Geol. NE, 8º, Campina Grande. Atas..., Campina Grande, p. 363-391. 1977.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B.de, FUCK, R. A. **Brazilian structural provinces: an introduction.** Earth-Sci. Reviews, 17:1-21. 1981.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo.** Ed. Edgard Blücher, p. 378, 1984.

ARAÚJO, L.M.; TRIGÜIS, J.A.; CERQUEIRA, J.R.; FREITAS, L.C.S. **The atypical Permian petroleum system of the Paraná Basin, Brazil.** In: Mello M.R. & Katz B.J. (eds.) *Petroleum systems of South Atlantic margins.* Memoir, v.73, p. 377-402. 2000.

ARAÚJO, LM.; RODRIGUES,R.; SCHERER, C.M.S. Seqüências deposicionais Irati: arcabouço químico-estratigráfico e interferências paleoambientais. **Ciência-Técnica-Petróleo**, v.20, p. 193-202. 2001.

BARBOSA, O.; ALMEIDA, F. F. M. **Nota sobre a estratigrafia da série Tubarão no estado de São Paulo.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 21 (1): 65-8. 1948.

BARBOSA, O.; GOMES, F. A. **Pesquisa de petróleo na bacia do Rio Corumbataí, estado de São Paulo.** *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, 71: 1-40. 1958.

BASEI, M. A. S. **O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica.** In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6: 2649-2657. 1990.

BERNER, R.A. **Sedimentary pyrite formation.** Am J Sci 268: 1-23. 1970.

BOGGS, Jr. S. **Petrology of Sedimentary Rocks.** Cambridge University Press, UK. 600p. 2009.

BURLEY, S.D. & WORDEN, R. **Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient.** Reprint Series Vol. 4, International Association of Sedimentologists, Blackwell Publ. Ltd., p. 638. 2003.

CAMPOS, R. S. **Petrologia, Caracterização Geológica, Geoquímica e Geocronologia do Magmatismo Pré, Sin e Pós-colisional Presente no Complexo Metamórfico Brusque nas regiões de Itapema e Botuverá, Santa Catarina Brasil SC.** Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre. 19-22p. 2011.

CHANG, H.K., MACKENZIE, F.T., SCHOONMAKER, J. **Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite,** Brazilian offshore basins. *Clay. Clay Minera.* 34(4), 407–423. 1986.

CHOQUETTE P.W. & PRAY L.C. **Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates.**Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 54, 207-250. 1970.

COSTA, M. S. **A Sedimentação Neoproterozóica na Bacia do Itajaí, Leste de Santa Catarina: Paleoambientes, Composição e Diagênese de Arenitos.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná – UFPR, Curitiba. 21-96p. 2014.

DEDAVID, B. A.; GOMES, C. I.; MACHADO, G. **Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras – materiais poliméricos, metálicos e semicondutores.**Porto Alegre: EDIPUCRS, 2007.

DEGENS, E.T., OKADA, H., HONJO, S., HATHAWAY, J.C. **Microcrystalline sphalerite in resin globules suspended in Lake Kivu, East Africa.** Mineral Depos 7: 1-12. 1972.

FEDO, C.M., NESBITT, H.W. AND YOUNG, G.M. **Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance.**Geology 23, 921-924. 1995.

FÚLFARO, J. V. **Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema**. Bol. Inst. Geoc., São Paulo, v. 5, p. 129-38, 1974.

FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. **Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná**. Rev. Bras. Geoc., 12 (4): 593-611, 1982.

GESICKI, A. L. D. **Evolução Diagenética das Formações Pirambóia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no Estado de São Paulo**. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. 175p. 2007.

GOMES, J.B.P. Algumas observações sobre as intrusões de diabásio na Bacia Sedimentar do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v.2, p. 7-12. 1959.

GREENER, P.E. **Pore pressure: Fundamentals, general ramifications and implications for structural geology**. AAPG continuing Education Programme Course Note Series No. 4, Tulsa, Okla., 87p. 1976.

HACHIRO, J. **O subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 196p. 1996.

HARTMANN, L.A., SELVA, L.C., ORLANDI, V, F. **O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas**. Acta Geol. Leop., 6:93-112. 1979.

HOLZ, M.; FRANÇA, A. B.; SOUZA, P.A.; IANNUZZI, R.; ROHN, R. **A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America**. Journal of South American Earth Sciences. v. 29, n. 2, p. 381-399, 2010.

HUBERT, J. F., REED, A. A. **Paleogeography of East Berlin Formation, Newark Group, Connecticut Valley**. American Journal of Science 276. Pg 1183-1207. 1976.

KAUL, P.F.T. **O Cráton de Luiz Alves**. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31º. Camboriú. Anais... Camboriú, SBG. v. 5, p. 2677-2683. 1980.

KAUL, P.F.T. **Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do Sul-Sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG-**

22 - Curitiba e SG-23 - Iguape. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33^o. Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v. 6, p. 2815-2825. 1984.

LOVE, L.G., AMSTUTZ, G.C. **Review of microscopic pyrite from the Devonian Chattanooga shale and Rammelsberg Banderz.** Fortschr Miner 43: 273-309. 1996.

MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., & BRITO NEVES, B.B. (Orgs). **Geologia do continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** Beca Produções Culturais Ltda. São Paulo, 647p., 2004.

MARCONATO, L. P. **Análise filogenética dos Mesosauridae, amniotas anápsidos do Permiano Inferior do Gondwana.** Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 123 p. 2001.

MARQUES, A.; ZANOTTO, O.A.; FRANÇA, A.B.; ASTOLFI, M.A.M.; PAULA, O.B. **Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná.** PETROBRAS – Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná, Curitiba, p. 87 (Rel. Int.), 1993.

MCLENNAN, S.M., HEMMING, S., MCDANIEL, D.K. AND HANSON, G.N. **Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments** (Eds M.J. Johnsson and A. Basu), Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 284, 21–40. 1993.

MCLENNAN, S.M.; BOCK, B.; HEMMING, S.R.; HUROWITZ, J.A.; LEV, S.M.; MCDANIEL, D.K. **The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks.** In: Lentz, D.R. *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*: Geological Association of Canada, GeoText, v.4, p. 7-38. 2003.

MENDES, J.C. **Elementos de Estratigrafia.** São Paulo, T.A. Queiroz-EDUSP. 566p. 1984.

MIALL, A.D. **The Geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.** Springer Verlag, Berlim, 582p. 1996.

MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul- ocidental.** Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, RS, Porto Alegre, 255 p. 1997.

MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In: MONTESSO-NETO, V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITTO-NEVES B.B. Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Ed. Becca, p.265-279, 2004.

MILANI, E.J.; MELO, G.H.J.; SOUZA, A.P.; FERNANDES, A. L.; FRANÇA, B.A. **Bacia do Paraná. In: Cartas Estratigráficas.** Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-285. 2007.

MORAD, S., BEN ISMAIL, H., AL-AASM, I.S., DE ROS, L.F. **Diagenesis and formation-water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia.** *Sedimentology*, 41, 1253–1272. 1994.

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. 95-120. 2000.

NESBITT, H.W., YOUNG, G.M. **Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites.** *Nature* 299, 715–717. 1982.

NESBITT, H.W., YOUNG, G.M. **Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1523–1534. 1984.

NESBITT, H.W. **Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks.** *In: Lentz, D.R. Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments: Geological Association of Canada, GeoText*, v.4, p. 39-51. 2003.

NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos Dados Geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v.12, n.3, p. 291-346. 1969.

PADULA, V.T. **Estudos geológicos da Formação Irati, sul do Brasil.** *Boletim Técnico da Petrobrás*, 11(3): 407-430. 1968.

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C.R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F.F.M. Evolução das sinéclises paleozóicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. *In*: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. (eds.) **Geologia do Brasil**, Editora Beca, São Paulo. p. 392-421, 2012.

PETRI, S & FÚLFARO, VJ. **Geologia do Brasil (Fanerozóico)**. São Paulo. EDUSP. 633p. 1983.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para Entender a Terra**. 4 edição. Bookman 656p. 2006.

RAMOS, V. A.; JORDAN, T. E.; ALLMENDINGER, R. W.; MPODOZIS, C.; KAY, J. M.; CORTÉS, J. M.; PALMA, M. **Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes**. *Tectonics*, Washington, v. 5, n. 6, p. 855-880, 1986.

READING, H.G. & LEVELL, B.K. **Controls on the sedimentary record** *In*: **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy** (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 5–36. 1996.

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.

SANTOS, R.V., SOUZA, P.A., DE ALVARENGA, C.J.S., DANTAS, E.L., PIMENTEL, M.M., DE OLIVEIRA, C.G., & DE ARAÚJO, L.M. **Shrimp U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil.** *Gondwana Research* 9(4): 456-463. 2006.

SAWTOWICZ, Z. **Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism.** Geol. Rundsch., 82, 148-56. 1993.

SCHEFFLER, K., HOERNES, S. AND SCHWARK, L. **Global changes during Carboniferous–Permian glaciation of Gondwana: Linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies.** Geology 31, 605-608. 2003.

SCHNEIDER, R.L., MUHLMANN, H., TOMMASI, E. MEDEIROS, R.A., DAEMON, R.F. & NOGUEIRA, A.A. **Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Anais.** Porto Alegre, SBG, v.1, p. 41-66. 1974.

SILVA A. J. P.; ARAGÃO, M. A. F.; MAGALHÃES, A. J. C. **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil.** Beca-BALL Edições 343 p. 2008.

SKEI, J.M. **Formation of framboidal iron sulfide in the water of permanently anoxic fjord-Framvaren, South Norway.** Mar Chem 20:345-352. 1988.

SOARES, P.C. **Tectônica ‘sinsedimentar’ cíclica na Bacia do Paraná – controles.** Curitiba, DG-UFPR, Tese para concurso a Prof. Titular, p. 131, 1991.

SOUZA, I.V.A.F.; MENDONÇA FILHO.; J.G; MENEZES.; T.R. **Avaliação do efeito térmico das intrusivas ígneas em um horizonte potencialmente gerador da Bacia do Paraná: Formação Irati.** Ver. Bras. Geoc, v.38, n.2, p. 138-148. 2008.

SHIRAIWA, S. **Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal.** Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 85, 1994.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Orgs.) **Decifrando a Terra.** São Paulo: Oficina de Textos, 568p. 2000.

TISSOT, B. P. & WELTE, D. H. **Petroleum Formation and Occurrence**, 2nd edn.:Springer-Verlag, Berlin.1984.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Rocks in the Field.** 3° ed. Chichester, Wiley. 234p. 2003.

VAIL, P. R.; TODD, R. G.; SANGREE, J. B. **Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5.** Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, p. 99 – 116, 1977.

WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (Eds.) **Facies Models.** Canada, Geological Association of Canada. 532p. 1992.

WANDERLEY FILHO, J.R.; TRAVASSOS, W.A.S.; ALVES, D.B.. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas - herói ou vilão? **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 14, n. 11, p.177-184. 2006.

WELTJE, G.J.; EYNATTEN, H.V. **Quantitative Provenance Analysis of Sediments.** *Sedimentary Geology Special Issue*, v. 171, p. 1-286. 2004.

WHITE, I.C. **Relatório sobre as coal measures e rochas associadas do sul do Brasil.** Riode Janeiro, Com. Est. Minas de Carvão de Pedra do Brasil, parte 1, 300 p. 1908.

WILKIN. R.T., BARNES, H.L. 1997. **Formation processes of framboidal pyrite: *Geochemica et Cosmochemica Acta***, v.61, p. 323-339.

WORDEN, R.H., MORAD, S. **Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution.** In: WORDEN R.H., MORAD S. (Eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones.* International Association of Sedimentologists Special Publication 34. Blackwell Publishing, pp. 3–41. 2003.

YOUNG, G.M. **Comparative geochemistry of Pleistocene and Paleoproterozoic (Huronian) glaciogenic laminated deposits: relevance to crustal and atmospheric composition in the last 2.3 Ga.** *Journal of Geology* 109, 463–477. 2001.

YOUNG, G.M. AND NEBITT, H.W. **Paleoclimatology and provenance of the glaciogenic Gowganda Formation (Paleoproterozoic), Ontario, Canada: A chemostratigraphic approach.** *Geological Society of America Bulletin* 111, 264-274. 1999.

ZALÁN, P.V.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.N.; NETO, E.V.S.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, KOLATA, OLTZ, EIDEL (eds.) **Interior cratonic basins**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, AAPG Memoir 51, p. 681-708, 1990.