

2 – ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Sistema Depositional da Formação Rio Bonito

A Formação Rio Bonito constitui a formação basal do Grupo Guatá e corresponde a um ciclo de sedimentação transgressivo pós-glacial do Permiano da Bacia do Paraná, cujo ambiente deposicional delineou as áreas deltaicas e interdelticas, identificando as fácies progradacionais e os sedimentos transgressivos (MILANI et al., 2007) (figura 7).

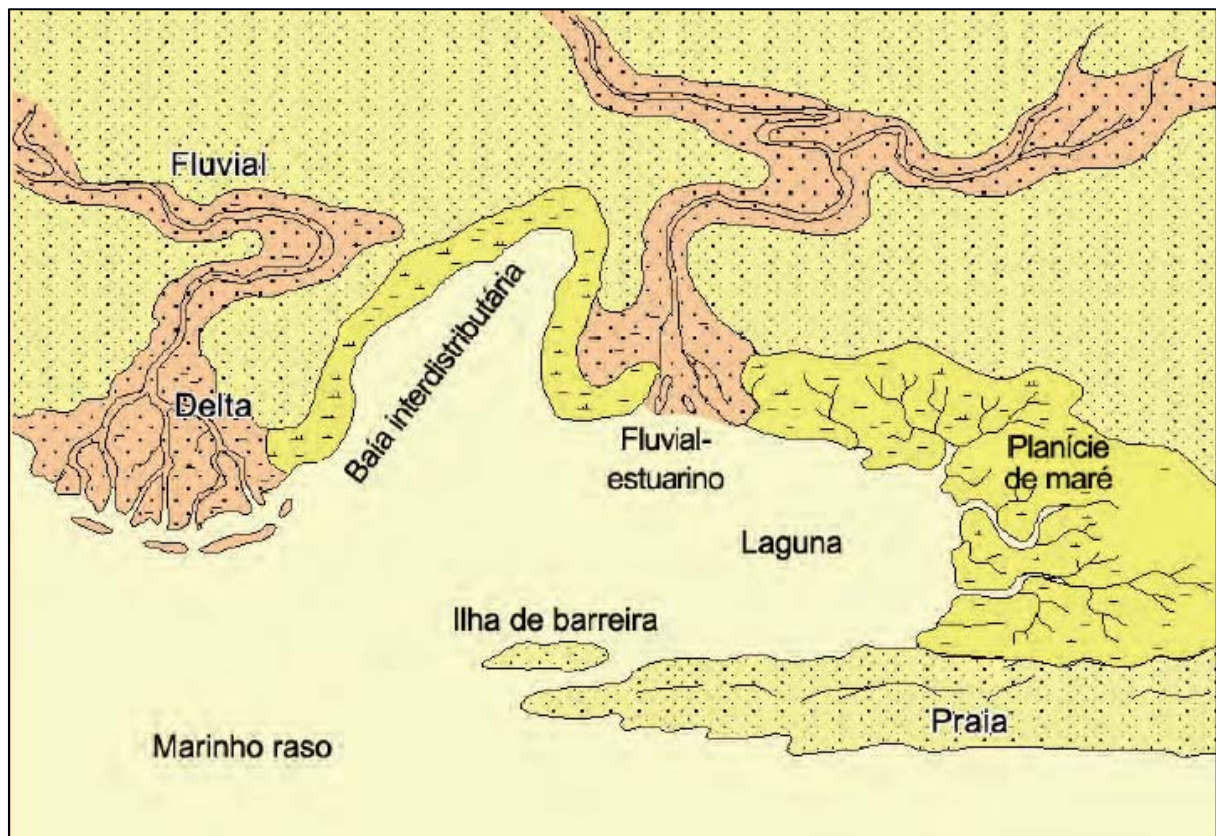


Figura 7 – Configuração paleogeográfica da Formação Rio Bonito
 Fonte: modificado de Winter (1996 apud MILANI et al., 2007).

Os intervalos da Formação Rio Bonito dividem-se como Membros Triunfo (base da unidade), Paraguaçu (porção intermediária) e Siderópolis (porção Superior), (SCHNEIDER et al., 1974).

No Membro Triunfo predominam fácies arenosas pertencentes a um sistema flúvio-

deltáico (SCHENEIDER et al., 1974). Rios formam canais meandantes com barras em pontal e atingem a costa formando canais distributários pertencentes a planícies deltaicas. Nas regiões interdistributárias originam-se depósitos de carvão e folhelhos carbonosos com abundância de restos vegetais.

O Membro Paraguaçu inicia-se com fácies de areias transgressivas, seguida por fácies progradacionais distais de um novo ciclo flúvio-deltáico. O avanço transgressivo do mar permite que a superfície de erosão seja coberta por uma camada de siltitos, originando uma plataforma submarina muito plana e rasa, ocupando grande parte do Estado de São Paulo.

No intervalo superior (Membro Siderópolis) encontram-se fácies arenosas de sistemas de barras e barreiras litorâneas associadas a frentes deltaicas, evidenciando o avanço de rios meandantes cortando a superfície deltaica e atingindo a região costeira. Fácies carbonosas associam-se a estes ambientes, estando mais bem desenvolvidas e preservadas na região sul de Santa Catarina. Nestas se inclui o intervalo do carvão Barro Branco originado em lagunas e mangues costeiros, cobertos por areias finas, bem estratificadas, pertencentes a cordões litorâneos que transgrediram sobre essas fácies palustres.

Após a sedimentação das últimas areias da Formação Rio Bonito, a Bacia do Paraná foi inteiramente coberta por um mar transgressivo. A linha de costa avançou na direção do continente, causando o afogamento de extensas áreas costeiras, antes cobertas por vegetação.

O contato superior da Formação Rio Bonito com a Formação Palermo é identificado em subsuperfície pela presença de arenitos e quebras dos perfis raio-gama, mas na superfície torna-se difícil separar as duas formações, principalmente quando não ocorrem os arenitos do intervalo superior. Esta dificuldade se dá pelo fato de as fácies de siltitos cinza esverdeados serem muito semelhantes na parte média da Formação Rio Bonito e na Formação Palermo.

Segundo Bortoluzzi *et al.* (1978), baseados em furos executados pelo Convênio DNPM/CPRM na Bacia Carbonífera de Santa Catarina, foram constatadas, em subsuperfície, as dez camadas de carvão que são conhecidas na região, mas apenas duas têm importância econômica: a camada Barro Branco, situada cerca de 20m abaixo da base da Formação Palermo e a camada de Carvão Bonito Inferior situada em média 40m abaixo da Camada Barro Branco (Figura 8).

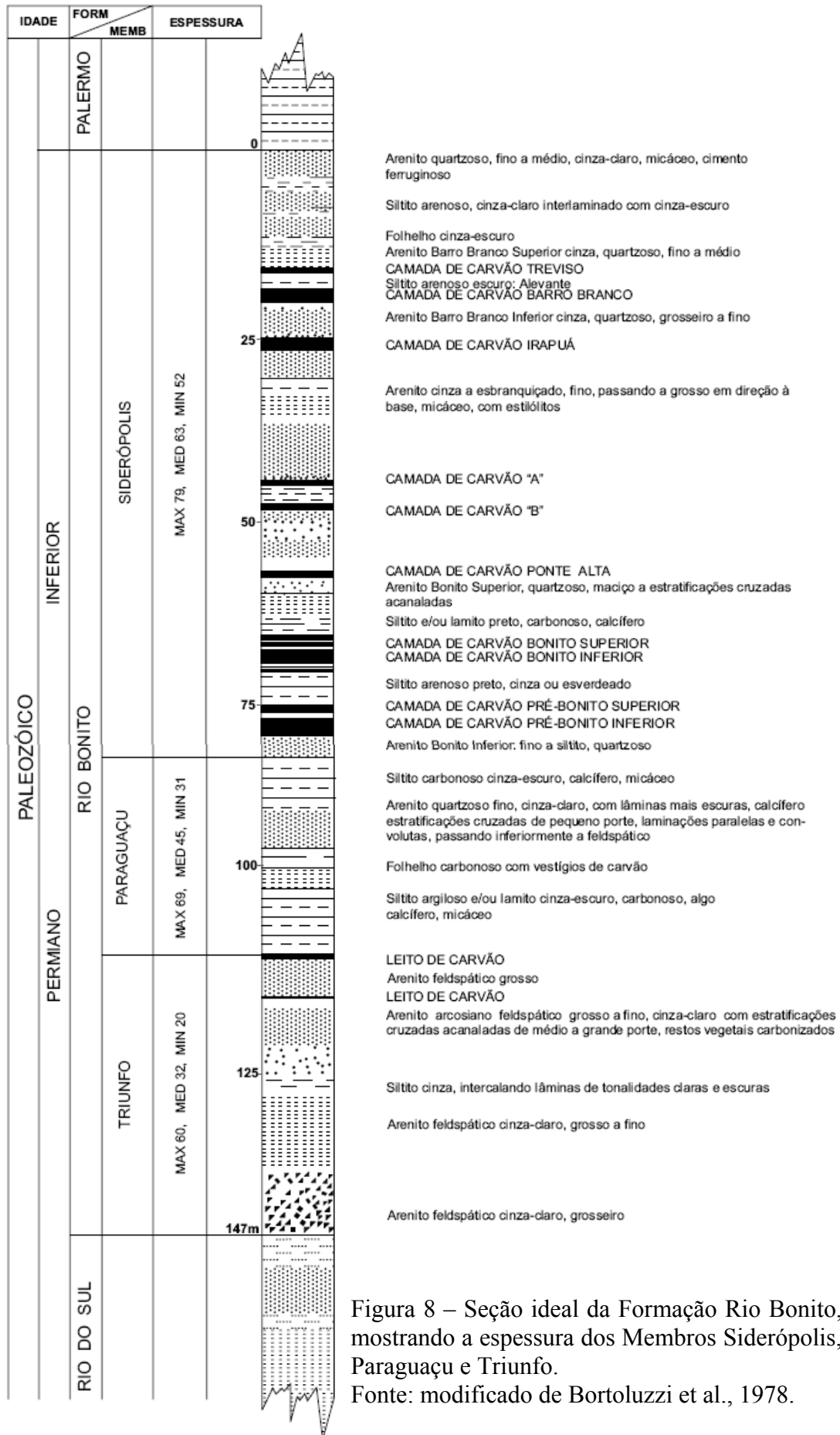


Figura 8 – Seção ideal da Formação Rio Bonito, mostrando a espessura dos Membros Siderópolis, Paraguaçu e Triunfo.
 Fonte: modificado de Bortoluzzi et al., 1978.

Holz et. al. (2006) resume a estratigrafia de seqüências do intervalo Eopermiano da Bacia do Paraná no Estado do Rio Grande do Sul mostrando a composição sistêmica das seqüências deposicionais (figura 9).

O Limite de seqüências 1 (SB-1) é uma discordância regional marcada pelo contato entre a sucessão permiana e as rochas cristalinas proterozóica do embasamento, representando um hiato de até 300 milhões de anos.

O Limite de seqüências 2 (SB-2) marcado pelo contato entre lamitos e arenitos marinhos na base e arenitos flúvio-deltáicos no topo. Segundo Van Wagoner et al. (1991), este deslocamento de fácies marca uma discordância tipo 1, sendo reconhecido na margem da bacia em todo Rio Grande do Sul e Santa Catarina.

O limite de seqüências 3 (SB-3), no terço superior do intervalo estudado, é marcado pela ingressão de arenitos flúvio-deltáicos sobre arenitos finos marinhos.

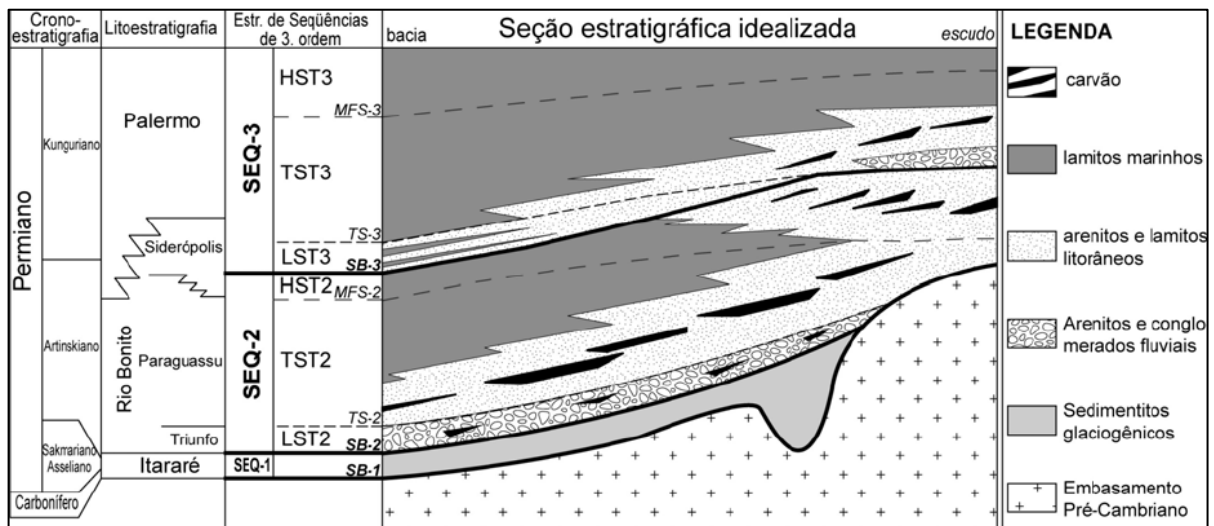


Figura 9 – Carta estratigráfica com as unidades do Carbonífero e Permiano da Bacia do Paraná com destaque à Fm. Rio Bonito.

Fonte: (Holz et al, 2006).

2.2 Sistema Depositional da Formação Palermo

O termo Palermo foi introduzido por White (1908), para designar uma seção por ele descrita nas proximidades da Vila Palermo, no município de Lauro Muller, em Santa Catarina.

A Formação Palermo é constituída por pacotes de arenitos e siltitos intercalados com folhelhos finalmente laminados, argilitos e ocasionalmente calcáreos. Apresenta bioturbação onipresente em todos os domínios de sua ocorrência na bacia, resultando numa estrutura mosqueada que destrói a estrutura original dos sedimentos (NORTHFLEET et al., 1969).

O ambiente marinho raso é adotado pela maioria dos autores para a Formação Palermo, onde se observa uma relação direta com uma ingressão marinha plataformal culminando no afogamento da sedimentação clástica costeira da Formação Rio Bonito.

Na base da unidade, a Formação Palermo apresenta um horizonte pelítico cinza escuro com notável marco no perfil de raios gama, denominado por Daemon & Quadros (1970) como marco K. Este marco, posicionado temporalmente no Artinskiano (SOUZA, 2006), constitui uma superfície de grande significado cronoestratigráfico na Supersequência Gondwana I (MILANI, 1997), por representar o melhor *datum* bioestratigráfico do Permiano. É representado por folhelhos pretos laminados, aos quais estão associados valores de COT (carbono orgânico total) relativamente elevados, em relação aos intervalos sub e suprajacentes. É neste intervalo, que se localiza a superfície de inundação máxima (SIM) do ciclo em que se insere, representado a máxima expansão da bacia.

Triguís (1998), que caracterizou geoquimicamente a Formação Palermo, constatou que a matéria orgânica em questão é proveniente de vegetais superiores (tipo III) com uma maturação em estágio inicial de catagênese, ou seja início de geração de óleo. Os parâmetros de cromatografia gasosa dos hidrocarbonetos saturados sugerem um ambiente deposicional de moderadamente anóxico a óxido, com maior aporte de matéria orgânica terrestre sobre a marinha.

2.3 Sistema Depositional da Formação Iratí

Acima da Formação Palermo está a Formação Iratí, de idade Kazaniana segundo Daemon e Quadros, 1970. Entretanto, Santos et. al. (2006), utilizando o método SHRIMP em zircões extraídos de cinzas vulcânicas encontradas nesta unidade, revelaram idade Cisuraliana (Permiano Inferior) para esta formação.

A Formação Iratí é representada pelo Membro Taquaral na base, e pelo Membro Assistência no topo, (SCHENEIDER et al., 1974; HACHIRO, 1996), depositada em um ambiente marinho restrito (SANTOS NETO, 1993) (figura 10).

Esta restrição, definindo o “golfo Irati”, favoreceu um contexto hipersalino de deposição, e as variações no conteúdo de matéria orgânica encontrada nestes sedimentos (HACHIRO, 1991), permitiu a preservação de abundante matéria orgânica amorfa de origem algal, com elevado índice de hidrogênio; o que resultou como o principal gerador na Sequência Permo-Carbonífera da Bacia do Paraná.

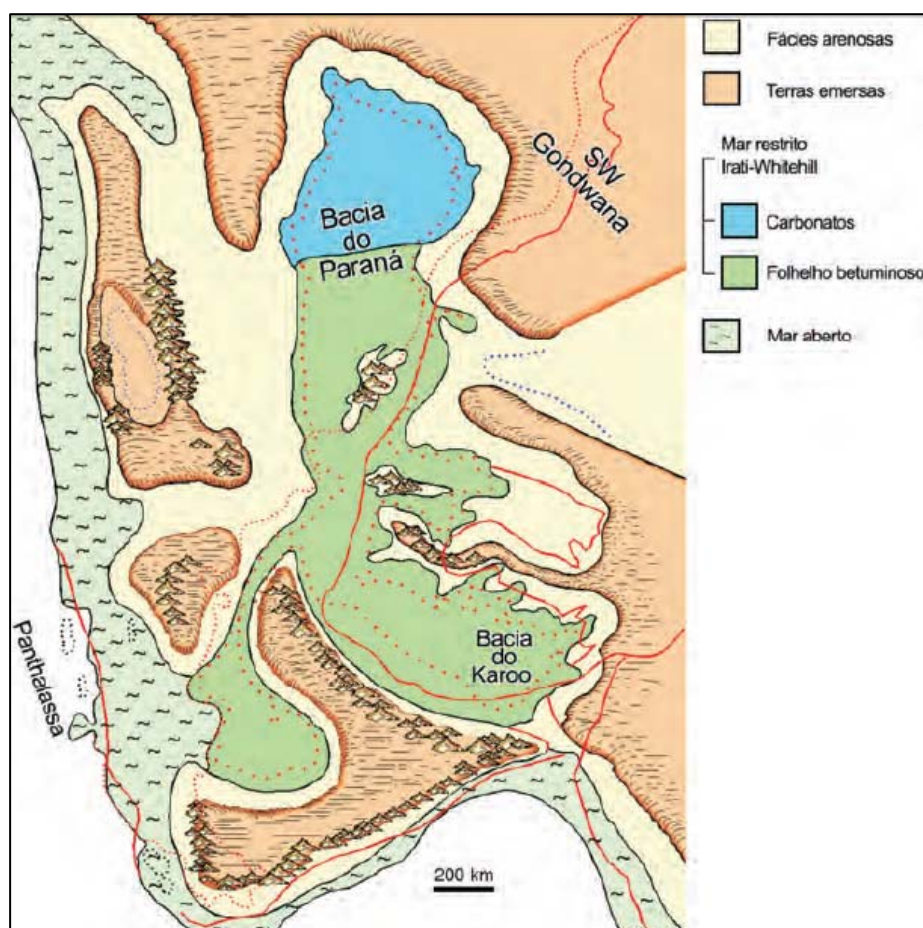


Figura 10 – Configuração Paleozóica do mar restrito Irati-Whitehill – Permiano Superior. Fonte: (modificado de Lavina, 1991 *apud* Milani et al., 2007).

O Membro Taquaral é constituído por folhelhos siltico-argilosos, não-betuminosos, de coloração cinza escuro, podendo apresentar localmente em sua base arenitos conglomeráticos, arenitos finos e lamitos.

O Membro Assistência é constituída por folhelhos argilosos cinza escuro, folhelhos pirobetuminosos pretos, intercalados a leitos de rochas carbonáticas (calcilutitos, margas e calcarenitos, por vezes dolomitizados e silicificados), delgadas lentes centimétricas de sílex nodular, e ocasionais evaporitos. Sua constituição litológica, com abundantes litotipos

carbonáticos, sobretudo na porção norte da bacia, contrasta com o empilhamento terrígeno encontrado nesta sinéclise.

A distintiva ritmicidade em que se alternam termos carbonáticos e terrígenos pelíticos, constitui uma fácies única dentro do registro da bacia. Araújo e Triguís (1996) associam esta sedimentação a um ciclo de mar baixo de ordem III. A ciclicidade do Membro Assistência, por seu lado, corresponde a variações de ordem IV do nível relativo do mar.

Segundo Araújo et al. (1996), a Formação Irati possui 3 depocentros separados por altos estruturais. Esta formação foi intrudida por soleiras de diabásio cretáceas com espessuras de 20 a 200m, na porção oeste da bacia, e espessuras que não ultrapassam 2m na porção leste (CORRÊA E PEREIRA, 2005; ARAÚJO et al., 2000) (figura 11).

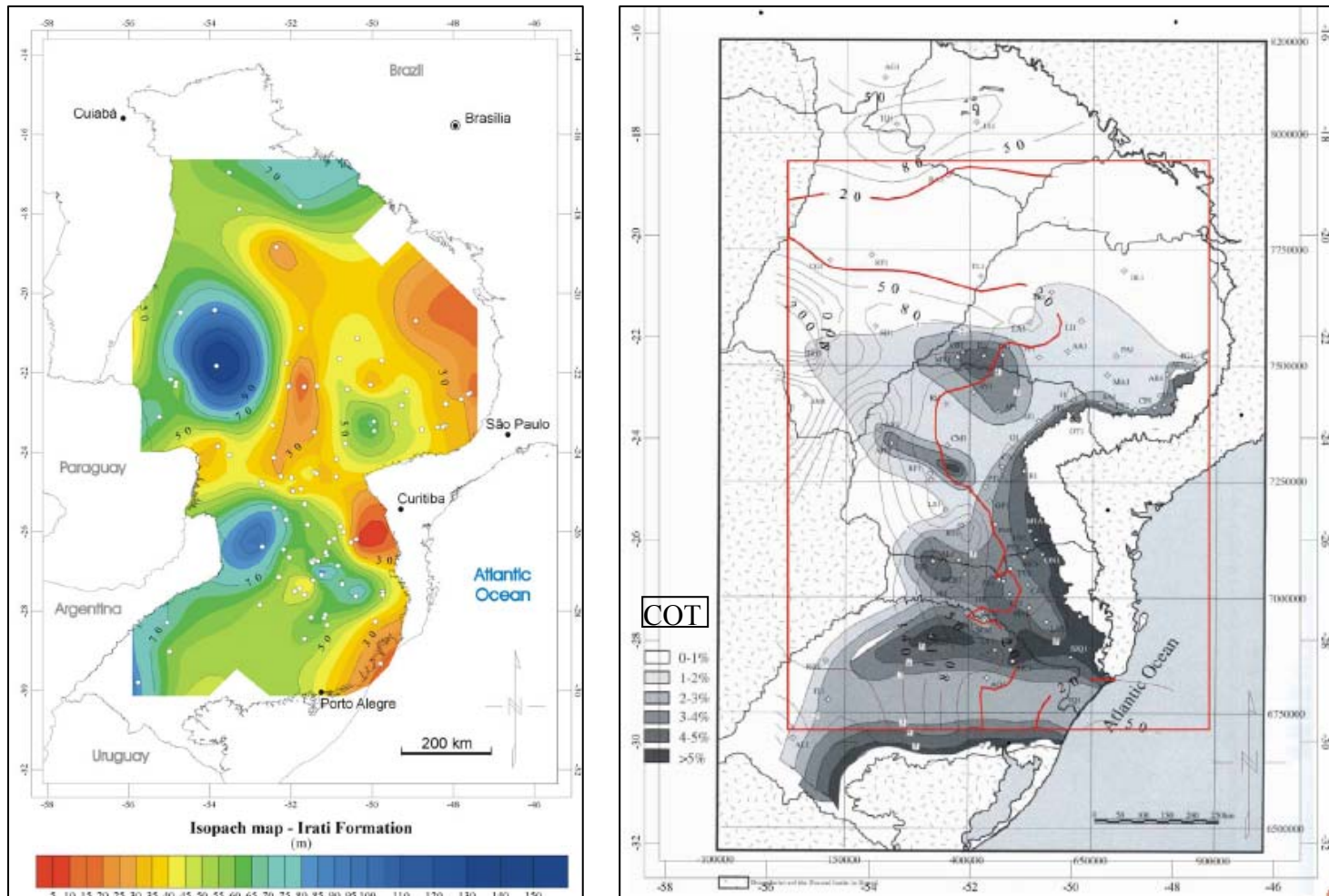


Figura 11 - Mapa a esquerda: Mapa de isópachas da Formação Iрати. Mapa a direita: Mapa integrado com a distribuição de soleiras na Formação Iрати (isolinhas sem cor).

Fonte: Corrêa e Pereira (2005).

No mapa à direita, têm-se teores de COT, com isolinha de 20m de espessura total de soleiras (em vermelho).

Fonte: Araújo et al. (2000).

3 – SISTEMA PETROLÍFERO DA BACIA DO PARANÁ

3.1 Modelo de Geração não Convencional de Hidrocarbonetos

São definidos sistemas petrolíferos como uma entidade físico/química dinâmica em relação à geração/acumulação de hidrocarbonetos, que ocorreu em determinado tempo e em delimitado espaço geológico (DEMAISON E HUIZINGA, 1991). Para produzir uma acumulação, o sistema requer a convergência temporal de certos eventos e elementos geológicos essenciais, tais como geração, migração, reservatório, trapeamento, sequência de eventos e preservação (ROSTIROLLA, 1996 apud ARTUR; SOARES, 2002).

Entretanto, as intrusões ígneas também possuem um papel importantíssimo dentro de um sistema petrolífero para a geração e acumulação de hidrocarbonetos, podendo funcionar como rocha selante, rotas de migração de óleo, reservatório e maturação de geradora por efeito térmico. Magoon e Dow (1994) definiram como Sistema Petrolífero Não Convencional, um sistema petrolífero onde a maturação das rochas geradoras ocorrem pelo efeito térmico de intrusões ígneas, sendo este conceito bastante aplicável nas bacias paleozóicas brasileiras.

Os dois principais sistemas petrolíferos da Bacia do Paraná, Ponta Grossa-Itararé e Irati-Rio Bonito/Pirambóia, se enquadram na definição de sistemas petrolíferos não convencionais. Segundo Araújo et al. (2000) e Corrêa e Pereira (2005) as potenciais acumulações de hidrocarbonetos até agora identificadas na Bacia do Paraná têm influência direta do magmatismo de idade mesozóica. Além disso, o evento magmático ocasionou um tectonismo associado, que fraturou em diversos graus a bacia gerando rotas de migração e reservatórios.

3.2 Maturação da matéria orgânica por intrusões ígneas

Segundo Neumann et al. (2003), a Bacia do Paraná poderia ser denominada como uma bacia vulcânica, pelo fato de possuir complexos intrusivos e extrusivos de grandes volumes, os quais foram gerados a partir da quebras de continentes ou da ação de *hot-spots*.

Sabe-se que durante a atividade magmática, o tempo de injeção das rochas ígneas é de poucas horas, enquanto o seu tempo de resfriamento total dura poucos milhares de anos (GALUSHKIN, 1997). O curto tempo de resfriamento desses corpos deve-se ao fato de magmas básicos não possuírem geração significativa de calor interno (radioatividade) (FOWLER, 1990; KJELDSTAD *et al.*, 2004; apud CORRÊA, 2007).

As idades das rochas vulcânicas na Bacia do Paraná, obtidas por meio de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, revelam que o pico de atividade ígnea ocorreu num curto espaço de tempo, entre 133 e 130 Ma (Renée *et al.*, 1992a, 1996a, b ; Turnet *et al.*, 1994; Ernesto *et al.*, 1999, 2002; Mincato *et al.*, 2003). Entretanto, segundo Corrêa e Pereira (2005), as idades radiométricas baseadas em K-Ar e Ar-Ar deste magmatismo revelaram idades entre 133 e 123 Ma.

Na Bacia do Paraná, diversos estilos estruturais gerados pela intrusão de soleiras e diques são contextualizados por Conceição *et al.* (1993), além de terem sido observados, em afloramentos, o formato de lacólitos de algumas soleiras.

As maiores espessuras totais das soleiras são encontradas nas unidades litoestratigráficas compostas por folhelhos, principalmente nas formações Ponta Grossa e Irati, devido à boa fissibilidade destas rochas (CONCEIÇÃO *et al.*, 1993; CORRÊA e PEREIRA, 2005).

Galushkin (1997) fez uma compilação de diversos estudos geoquímicos e petrológicos de rochas encaixantes afetadas termicamente por intrusivas em várias partes do mundo (PETERS *et al.*, 1978, 1983; CLAYTON & BOSTICK, 1986; KONTOROVICH *et al.*, 1981; SAXBY e STEPHENSON, 1987; TRIGUIS e ARAÚJO, 1995; apud GALUSHKIN, 1997), concluindo que o halo térmico geralmente se estende a partir do contato a uma distância de 50 a 90% da espessura da intrusiva, raramente superando os 100%.

A extensão do efeito térmico das intrusivas em rochas sedimentares depende de diversas variáveis como: temperatura inicial e tipo de magma, tempo de formação e espessura (volume) do corpo intrusivo, grau de maturação inicial da encaixante, além dos fatores que determinam a condutividade térmica das rochas encaixantes como composição mineralógica, grau de compactação, teor de matéria orgânica, porosidade, permeabilidade, saturação de fluidos e tipos de fluido presente (RAYMOND e MURCHINSON, 1991; RODRIGUES, 1995; GALUSHKIN, 1997).

Araújo *et al.* (1996) concluíram que na Bacia do Paraná a zona afetada termicamente acima e abaixo do corpo intrusivo, estende a uma distância, a partir do contato intrusivo, equivalente à espessura da soleira, dentro de um erro estatístico de 10%. Estes dados foram obtidos por técnicas de pirólise Fisher e pirólise Rock-Eval, e por parâmetros ópticos (Ro e

ICE); mostrando uma ótima correlação com os dados de temperatura posteriormente simulados por Corrêa (2007) na Formação Iratí. Entretanto, Corrêa (2007) afirma que no caso de soleiras mais espessas, existe a tendência que se observe essa mesma relação a qual, no entanto, não condiz com o padrão dos valores de reflectância da vitrinita medidos por Araújo et al. (1996).

3.3 O Sistema Petrolífero Permiano da Bacia do Paraná

3.3.1 Rocha Geradora – Formação Iratí

A Formação Iratí, como anteriormente descrito, divide-se em dois membros: Membro Taquaral constituído por siltitos e folhelhos pobres em matéria orgânica; e Membro Assistência formado principalmente por folhelhos pretos betuminosos e carbonatos.

O Membro Taquaral é caracterizado por valores de COT inferiores a 1% e baixos valores de IH, não apresentando potencial para a geração de quantidades significativas de hidrocarbonetos. No Membro Assistência, os valores de COT frequentemente superam 10%, atingindo picos de até 23%.

Nos locais não afetados pelo efeito térmico de intrusivas, o índice de hidrogênio (IH) varia de 319 a 924mg HC/g COT (ARAÚJO et al., 2000), apresentando, portanto, matéria orgânica propensa à geração de óleo.

Araújo et al. (1994) apud Lisboa (2006) encontraram valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -19‰ a -26‰, nas camadas betuminosas da Formação. Iratí. Mello et al. (1993) e Soldan et al. (1988) obtiveram valores em torno de -24‰, em extratos orgânicos desta formação.

Mello et al., (1993) destacaram as seguintes feições moleculares diagnósticas de ambiente hipersalino presentes na Formação Irati: razão pristano/fitano < 1, abundância dos isoprenóides acíclicos i-25 e i-30 e de gamacerano, presença de β -carotano, valores baixos da razão diasteranos/esteranos e valores inferiores a 1 da razão C34/C35 $\alpha\beta$ -homohopanos.

3.3.2 Rocha Reservatório – Formação Rio Bonito

Os arenitos flúvio-deltáicos da Formação Rio Bonito e os flúvio-eólicos da Formação Pirambóia são os principais reservatórios desse sistema petrolífero. Reservatórios adicionais incluem os arenitos da Formação Botucatu, soleiras e lavas fraturadas e esporádicas lentes de arenito nas formações Palermo e Irati (ZALÁN et al., 1990).

A Formação Rio Bonito (Eopermiano) é constituída por fácies depositadas em ambientes continentais e transicionais, tais como fluvial, deltaico, estuarino, ilha de barreira-laguna e praia. Associados aos arenitos da formação encontram-se folhelhos carbonosos e leitos de carvão.

Os arenitos do Membro Triunfo possuem boa porosidade e permeabilidade e constituem um reservatório natural para acumular hidrocarbonetos. Na região da calha central da bacia, estes arenitos apresentam espessura total de 150m e porosidade da ordem de 20% (MILANI et al., 1990) (figura 12).

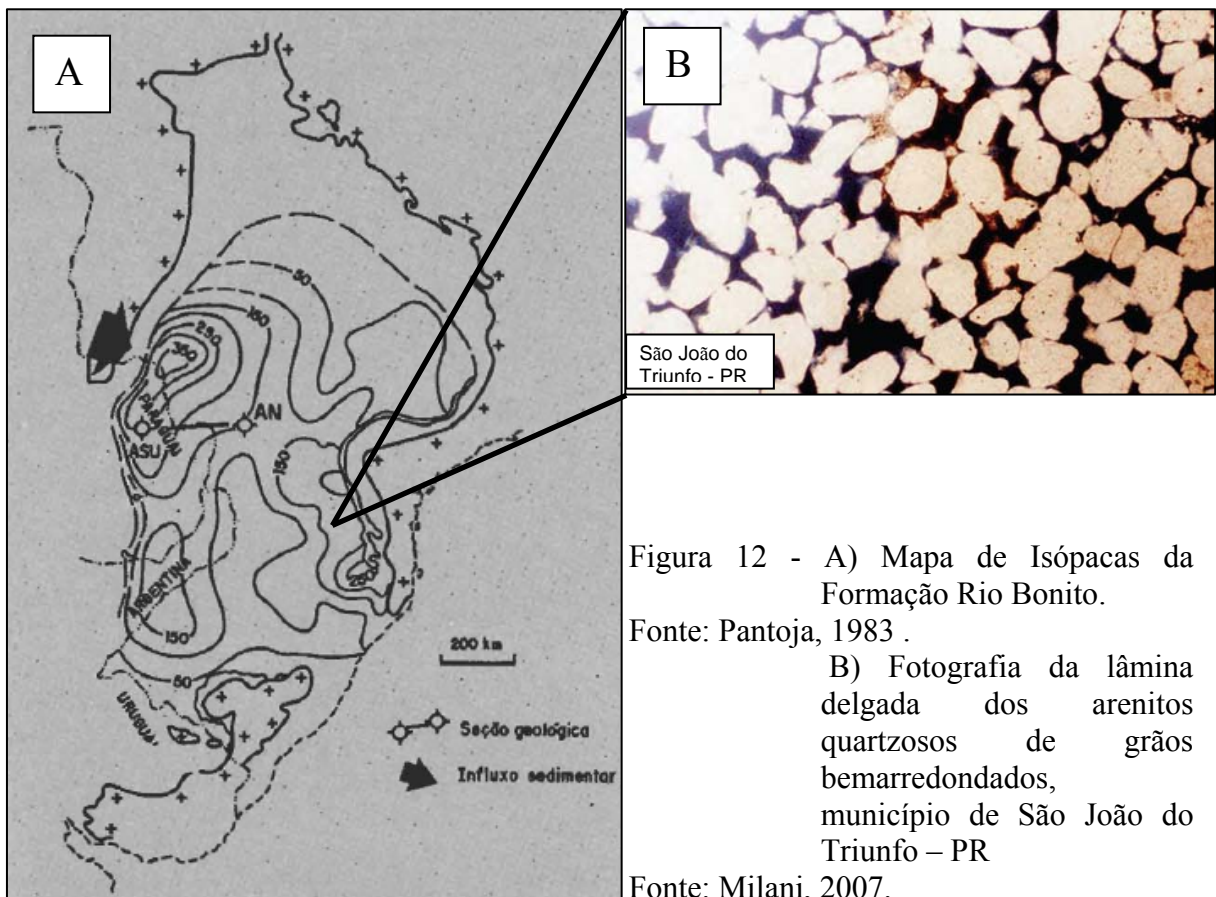


Figura 12 - A) Mapa de Isópacas da Formação Rio Bonito.

Fonte: Pantoja, 1983 .

B) Fotografia da lâmina delgada dos arenitos quartzosos de grãos bem arredondados, município de São João do Triunfo – PR

Fonte: Milani, 2007.

3.3.3 Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia é formada por sedimentos de origem predominantemente eólica, em que associações de fácies de dunas, interdunas (úmidas e secas) e lençóis de areia cortados por fácies de canais fluviais temporários que compõem uma sucessão de sub-ambientes inter-relacionados lateral e verticalmente (CAETANO-CHANG & WU FU TAI, 2003). Na ocorrência do arenito asfáltico de Anhembi (SP), as fácies eólicas ocorrem na porção inferior da Fm. Pirambóia, enquanto as fácies fluviais ocorrem no topo da unidade (ARAÚJO et al., 2006).

3.3.4 Migração, Trapeamento e Timming

Segundo Zalán et al. (1990) os hidrocarbonetos gerados na Formação Irati teriam alcançado os arenitos da Formação Rio Bonito através de migração vertical para baixo e lateral. Armadilhas estruturais teriam se formado durante a transmissão intraplaca dos esforços gerados pela orogenia de La Ventana, no Permo-Triássico e durante o evento de abertura do Atlântico Sul, no Juro-Cretáceo, sendo este último o principal evento deformador dos sedimentos da Bacia do Paraná.

Uma exposição de um modelo guia de exploração para acumulação nos reservatórios da Formação Rio Bonito é apresentado por Rostirolla et al. (2000). Através dos estudos geológicos do Alto Estrutural de Quatiguá (norte do PR), que se encontra alongado segundo a direção NE, os arenitos litorâneos deltaicos da Formação Rio Bonito seriam alimentados lateralmente pelos folhelhos geradores da Formação Irati (figura 13).

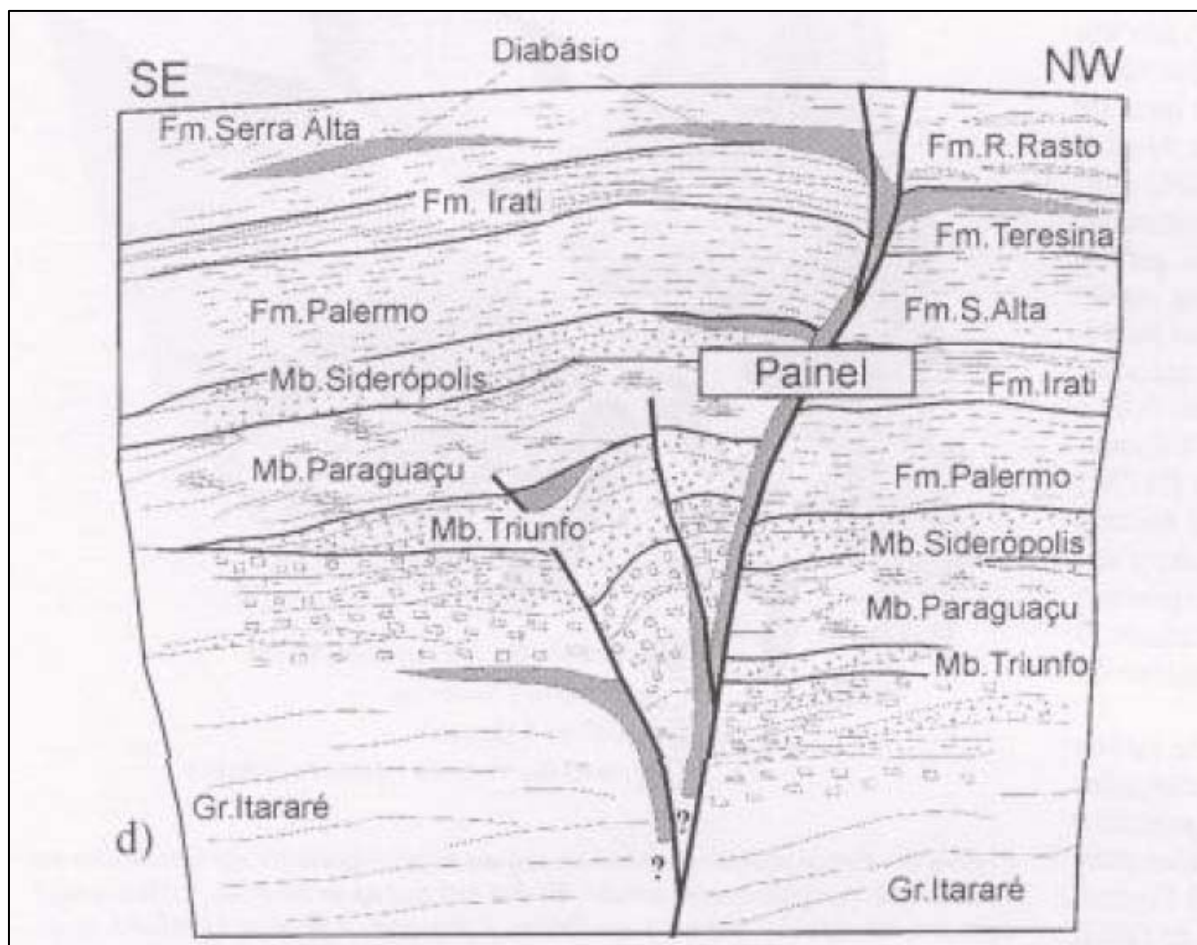


Figura 13 – Modelo geológico idealizado Alto Estrutural de Quatiguá – Bacia do Paraná.
Fonte: Rostirolla et al. (2000).

Artur e Soares (2002) consideram como áreas mais favoráveis ao sistema petrolífero Irati-Rio Bonito aquelas relacionadas às paleoestruturas com direção NE, ativas nos períodos Triássico e Juro-Cretáceo.

Segundo Schneider (1980), as rápidas mudanças faciológicas oriundas da sedimentação fluvio-deltaica da Formação Rio Bonito teriam propiciado o aprisionamento de hidrocarbonetos em trapas estratigráficas. O autor afirma ainda que os melhores indícios de hidrocarbonetos encontrados na Bacia do Paraná, até aquele momento, estavam relacionados a este tipo de trapa.

Thomaz Filho (1982) propôs a influência dos diques e soleiras para a migração e trapeamento dos óleos nas ocorrências de arenito asfáltico de São Paulo. Segundo este autor, o óleo gerado durante o evento Serra Geral teria ascendido até a Formação Pirambóia por falhas e fraturas e através do contato entre diques e encaixantes. Os diques atuariam também como barreiras à migração lateral dentro da Formação Pirambóia, em direção à borda da

bacia, enquanto a migração vertical seria barrada pelas fácies fluviiais, mais argilosos, da Formação Pirambóia (figura 14).

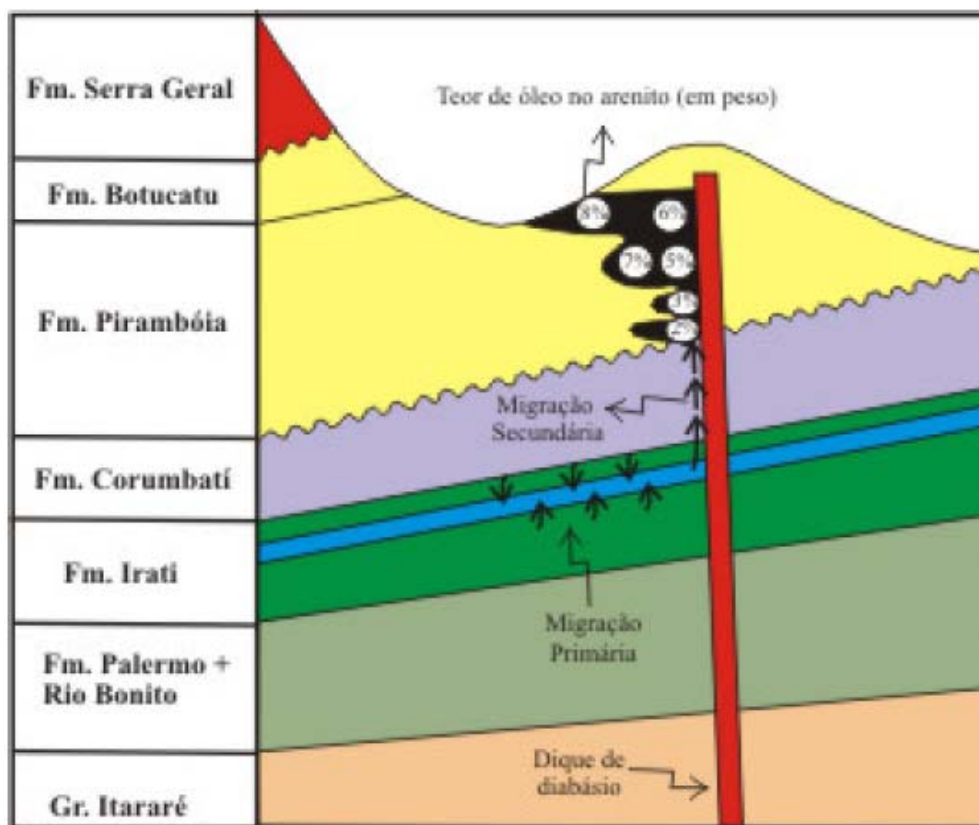


Figura 14 – Modelo de migração dos depósitos de arenitos asfálticos de Anhembi (SP), do sistema petrolífero permiano da Bacia do Paraná
Fonte: adaptado de Thomaz Filho, 1982.

Segundo estudos efetuados nos folhelhos da Formação Irati, observou-se que quando a espessura da soleira é igual ou maior ao horizonte gerador, o valor original do índice de hidrogênio cai à zero, assim como os níveis de carbono orgânico total (COT) reduzem a 30% em média (ARAÚJO et al., 2000). Considerando que o tempo de atuação do efeito térmico pelas intrusões é geologicamente rápido, torna-se obrigatório que, neste curto espaço de tempo, as condições de migração, trapeamento e acumulação estejam presentes para este tipo de sistema não-convencional (RODRIGUES, 1995).

Portanto, a contemporaneidade dos eventos de geração e migração primária com as inúmeras intrusões encontradas na Formação Irati, com idades entre 133 e 123 Ma (CORRÊA E PEREIRA, 2005), provocaram múltiplos pulsos de geração-migração, com alta eficiência

de expulsão devido à criação de uma rede de fraturas que interconectou a zona do halo térmico geopressurizado às falhas aliviadoras de pressão (ARAÚJO et al., 2000) (figura 15).

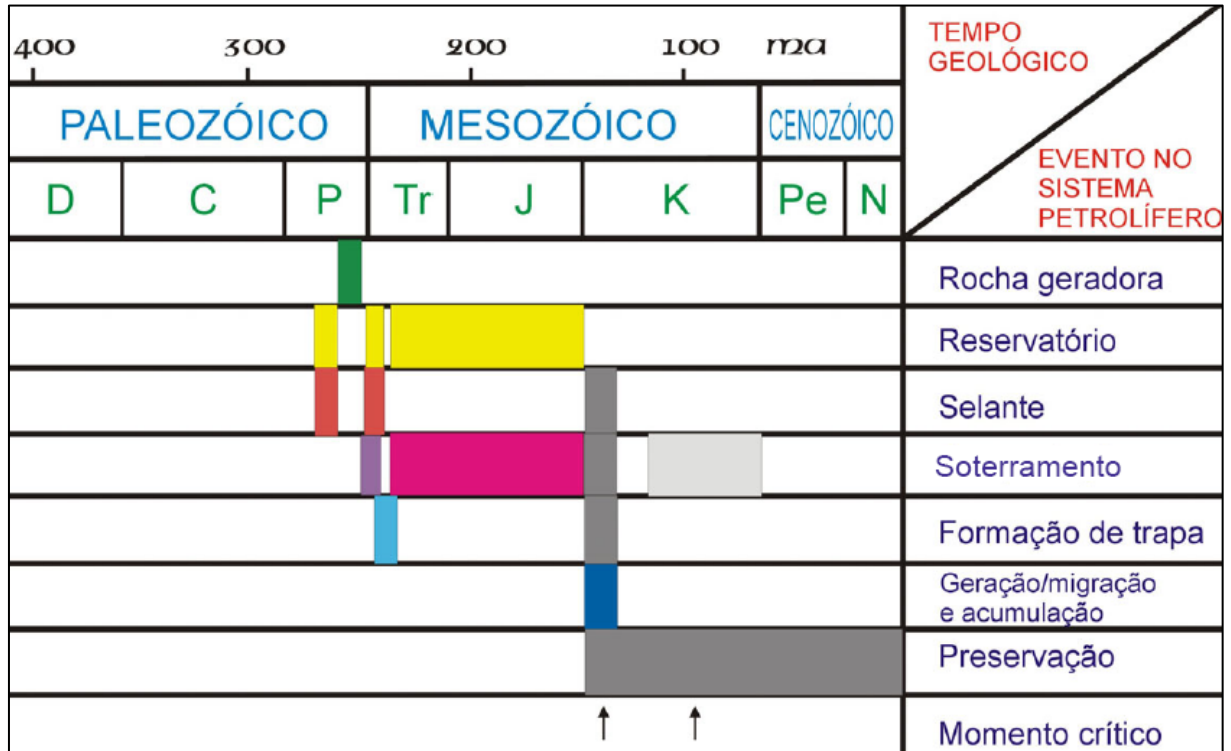


Figura 15 – Carta de eventos do sistema petrolífero permiano da Bacia do Paraná.

Fonte: adaptado de Araújo et al., (2000)

4 METODOLOGIA E BASE DE DADOS

4.1 Localização

A área de estudo está localizada na borda leste da Bacia do Paraná, na região carbonífera de Santa Catarina, compreendendo as cidades de Criciúma, Treviso, Lauro Muller e Orleães; porção sudeste do estado (figura 16).

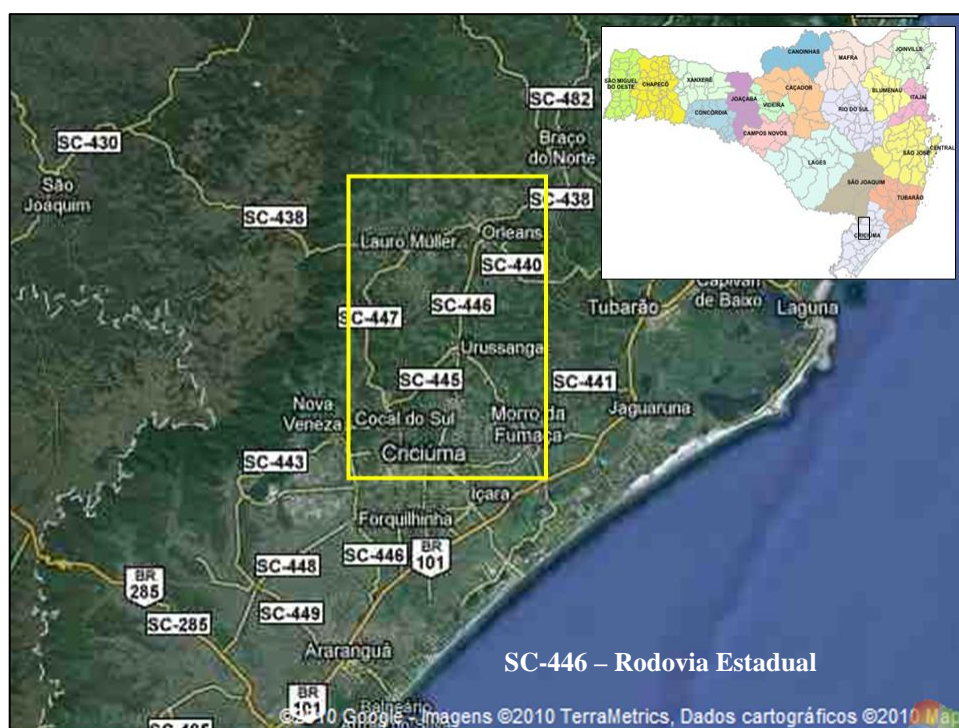


Figura 16 – Mapa da área de estudo representado pelo quadrado traçado em amarelo.

4.2 Confecções do Mapa Geológico da Área de Estudo (Mapa Base)

Os dados preliminares para a confecção dessa dissertação provem de relatórios do Projeto Borda Leste, fruto de um trabalho conjunto entre a CPRM e DNPM, efetuados na década de 70.

Dentre os diversos relatórios do Projeto Borda Leste, destacam-se o “Projeto Carvão Bonito Gaseificável”; “Projeto Carvão Santa Catarina” e “Projeto Ponta Grossa – Criciúma”.

Para esta dissertação os mapas originais (Mapa de Integração Geológica e Avaliação Econômica, Mapa de Levantamentos Aeromagnetométricos e Mapa de Localização de Furos de Sonda) do Projeto Borda Leste (figura 17) foram digitalizados e georreferenciados, baseando-se no *datum* Córrego Alegre Zona 22-S, utilizando-se o *software* ArcGIS (Versão 9.3), permitindo a geração do mapa base “Mapa Geológico da Área de Estudo” (Anexo A).

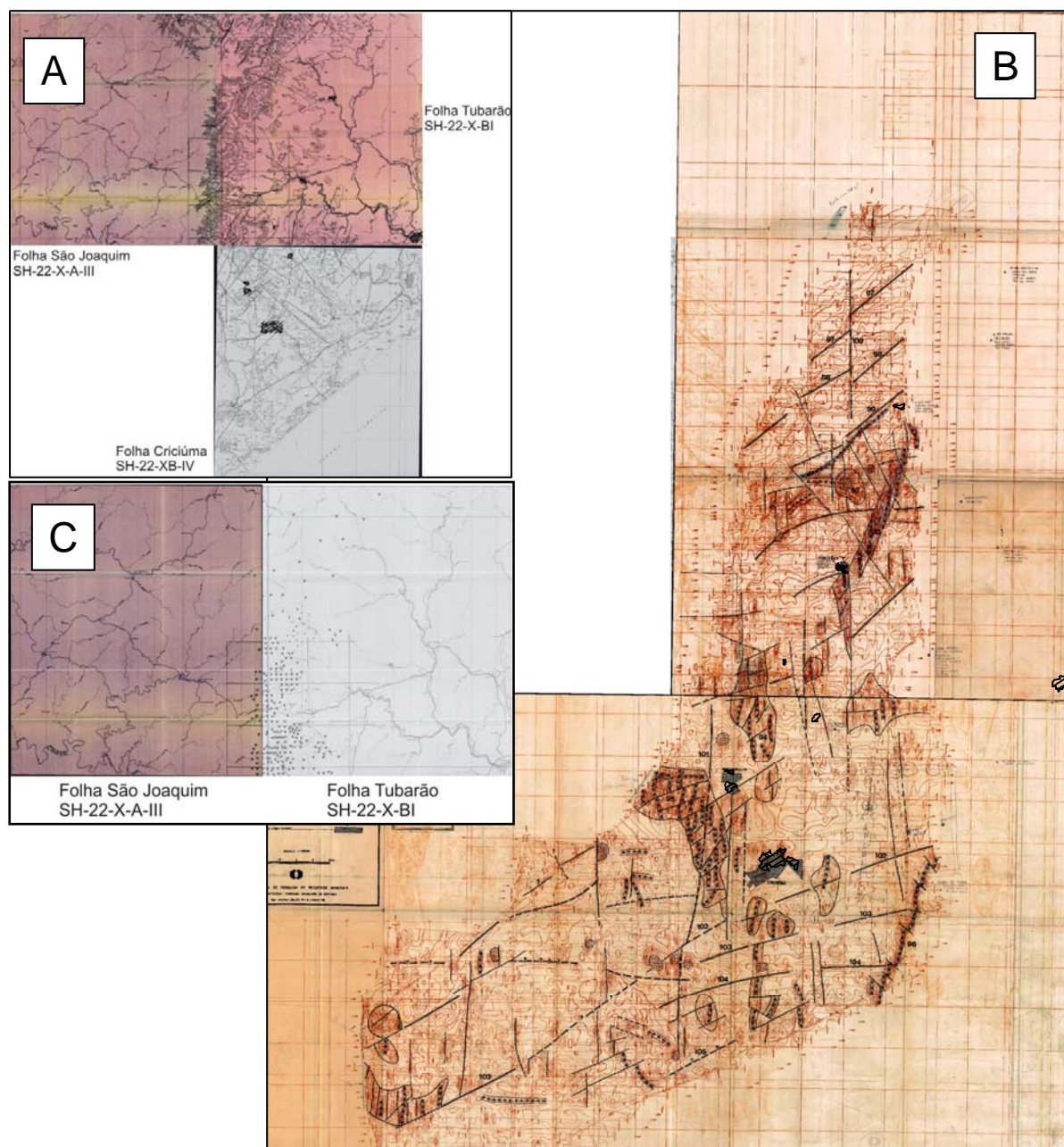


Figura 17– Mapas originais do Projeto Borda Leste (CPRM/DNPM) para a confecção do Mapa Geológico da Área de Estudo (Anexo A): A) Mapa de Integração Geológica e Avaliação Econômica folhas SH-22-X-BI, SH-22-X-A-III e SH-22-X-A-III. B) Mapa de Levantamento Aeromagnetométrico. C) Mapa de Localização de Furos de Sonda, Folhas SH-22-X-A-III e SH-22-X-BI.

O “Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná – Integração Geológica e Avaliação Econômica” (figura 17-A) contém as informações geológicas para a confecção do “Mapa Geológico da Área de Estudo”.

O “Projeto Ponta Grossa – Criciúma” efetuado pela CPRM em 1971, apresenta uma interpretação qualitativa de um levantamento aeromagnetométrico em escala 1:100.000, cuja tectônica da região pode ser claramente evidenciada pelos diferentes aspectos da intensidade e curva dos isogamas do Mapa de Campo Total (figura 18).

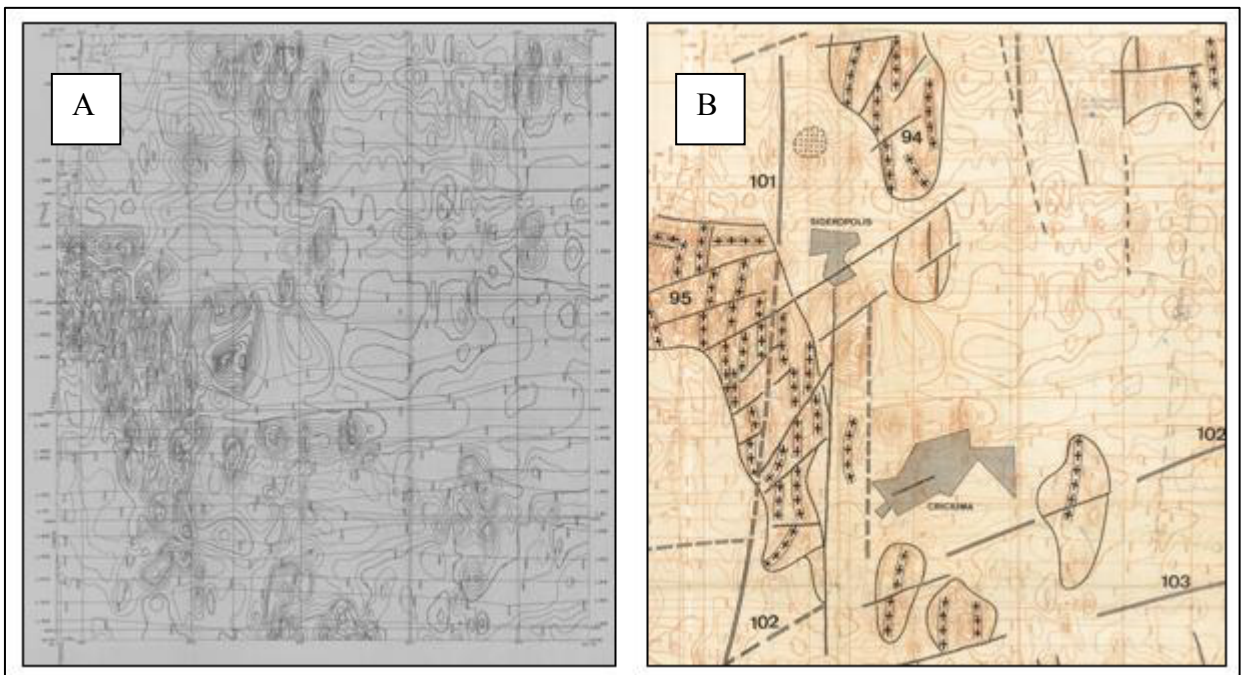


Figura 18 – (A) Mapa de Campo Total. (B) Mapa Aeromagnetométrico interpretado.

O “Projeto Carvão Bonito Gaseificável” e “Projeto Santa Catarina”; trata-se de um estudo em escala regional da Camada Barro Branco da Formação Rio Bonito, e em especial sua fração coqueificável; com vários furos de sondagem que estão locados no Mapa de Locação de Furos de Sonda (Figura 17-C)

4.3 Geologia Local da Área de Estudo

Neste relatório adotaram-se os dados e a proposta de divisão litoestratigráfica fornecidas pelo Projeto Projeto Borda Leste (CPRM/DNPM) com o reconhecimento dos Grupos e Formações da Bacia do Paraná, aos quais constituem: Pré-Cambriano Indiferenciado (PEi), Grupo Itararé Indiviso (Pit), Fm. Rio Bonito (Prb), Fm. Palermo (Pp), Fm. Irati (Pi), Fm. Serra Alta (Psa), Fm. Teresina (Pt), Fm. Rio do Rasto (Prr), Fm. Botucatu (TRjb) e Fm. Serra Geral (JKsg) (Anexo A). Nota-se uma ausência da Fm. Pirambóia, pois esta unidade encontra-se no setor norte da Bacia do Paraná, cujos depósitos fluviais (SOARES, 1972) e parte eólica (CAETANO-CHANG, 1993), são apresentados na forma de cunha que se adelgaçam no sentido geral oeste na área paulistana da bacia. Estes depósitos desaparecem em direção ao território do Estado do Paraná, ou podem tornar-se uma camada de poucos metros de arenitos brancos sotoposta à Formação Botucatu (MILANI, 1997).

O quadro estratigráfico da área é completado pelas coberturas cenozóicas, compreendendo os depósitos aluvionares ao longo dos cursos de água, os depósitos de leques aluviais e os depósitos do sistema litorâneo que constituem a Planície Costeira. Entretanto, os diferentes depósitos quaternários encontrados no sul da área e que apresentam bastantes detalhados no mapa original do Projeto Borda Leste, não foram discretizados no mapa digitalizado, por não apresentarem o foco de estudo para esta dissertação, sendo genericamente denominados como Depósitos Recentes (Qa).

No Sudeste de Santa Catarina, todo o pacote gondwânico está estruturado em um monoclinal com direção regional N70°W e mergulho para o sudoeste, menor que 1° (Projeto Borda Leste CPRM/DNPM, 1971).

No Mapa Geológico da Área de Estudo (Anexo A) observam-se as unidades Pré-Cambrianas a leste, ocupando aproximadamente 50% da área, formações paleozóicas e mesozóicas a oeste, e quaternárias a sudeste.

As rochas vulcânicas e sedimentares da Bacia do Paraná ocupam toda a porção ocidental da área de estudo. Esta região abrange a clássica seção da Serra do Rio do Rasto, onde White (1906) estabeleceu, pioneiramente, a primeira coluna estratigráfica para a Sequência Gondwânica no Brasil (figura 19).



Figura 19 – Rochas Vulcânicas da Fm. Serra Geral no topo da Serra do Rio do Rastro; porção oeste da área de estudo, Santa Catarina – Brasil.

Fonte: (http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Parana_traps.JPG).

4.4 Mapeamento da Área

Durante o trabalho de campo foi possível mapear as principais unidades correlacionáveis ao Sistema Petrolífero Iratí-Rio Bonito, nos arredores de Criciúma.

O “Mapa Geológico da Área de Estudo” foi de extrema importância para percorrer os principais pontos de interesse tais como: possíveis contatos entre a geradora Iratí e reservatório Rio Bonito, falhas correlacionáveis, diques, *plugs* vulcânicos, etc.

Neste período realizou-se levantamento de seções das principais unidades da área de estudo, fazendo sua caracterização fasciológica que abrange a análise granulométrica, descrição de estruturas sedimentares, mineralogia presente, geometria, etc. Medidas dos principais lineamentos e fraturas das rochas, assim como observação em campo das inversões de camada, serviram para compreender melhor o arcabouço tectono-estratigráfico da região. A coleta de amostras dos folhelhos e arenitos manchados com suspeita de óleo foram fundamentais para posterior correlação óleo-óleo, óleo rocha geradora com base em análises geoquímicas (COT, isótopos e biomarcadores) feitas no Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) da UERJ.

No total foram 31 pontos mapeados localizados no Mapa Geológico da Área de Estudo (Anexo A).

4.5 Confeção de Seções Cronoestratigráficas

Os perfis de sondagem elaborados pelo Projeto Borda Leste CPRM/DNPM foram escaneados e digitalizados através do *Software CorelDRAW* (versão 12) (figura 20) e empregados, posteriormente, para a confecção de seções crono-estratigráficas.

Estes perfis são representados com siglas BG e ICR (siglas adotadas no Projeto Borda Leste – CPRM/DNPM), nos quais foi possível extrair informações importantes como: coordenada do furo, cota da boca, litologia, espessura das camadas, Raio Gama, Potencial Espontâneo-SP e Resistividade-R.

Como *datum* para a correlação crono-estratigráfica, foi utilizado um pico do Raio Gama que representa a transgressão marinha da base do Grupo Palermo, quando foram atingidas as condições de máxima inundação da Sequência Gondwana 1,.

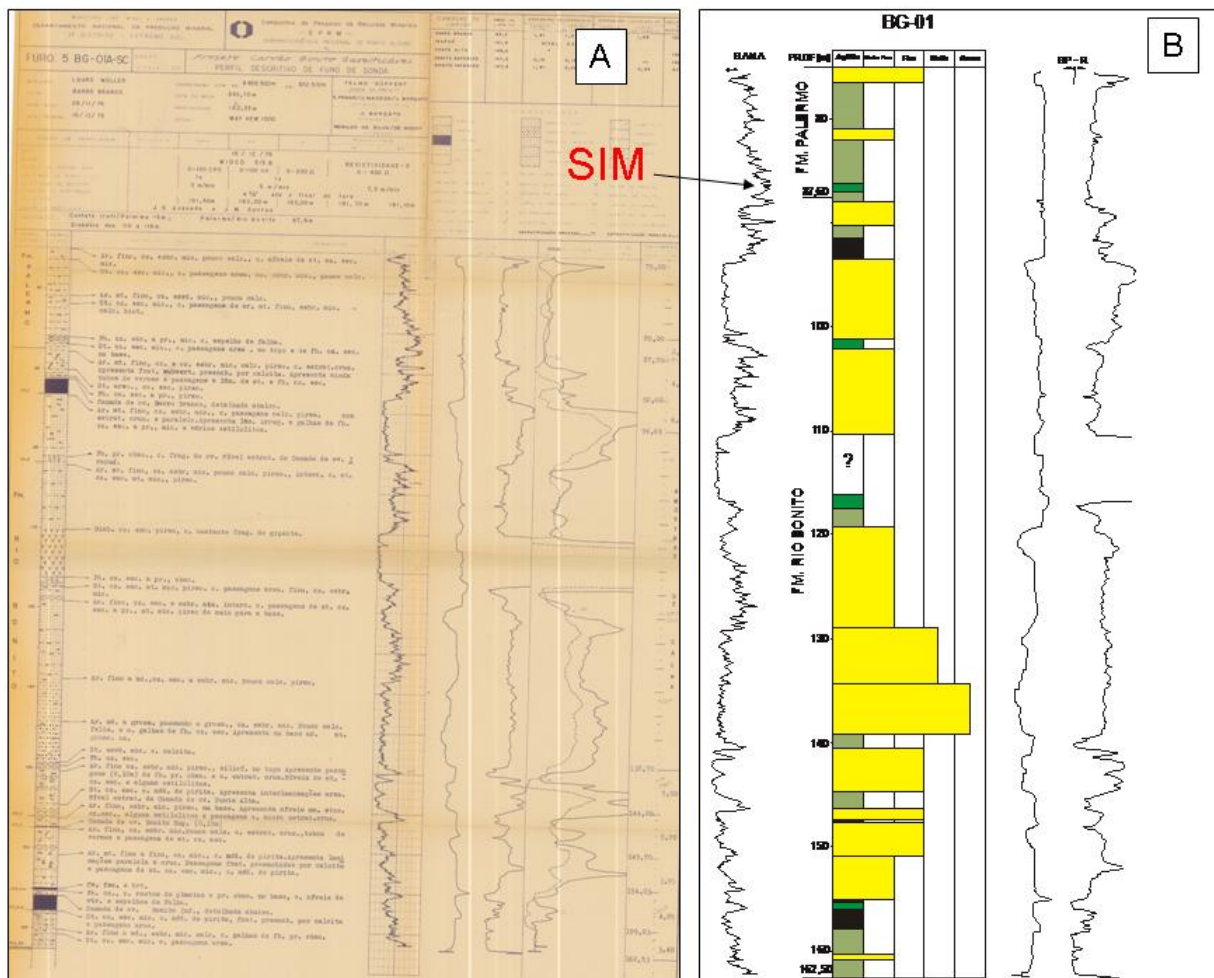


Figura 20 – Exemplo do perfil de sondagem BG-01 original (A) e digitalizado (B) do Projeto Borda Leste; com a identificação do *datum* Superfície de Inundação Máxima (SIM) no Perfil de Raio Gama na base da Fm. Palermo.

4.6 Confeção de Seções Geológicas.

As seções geológicas foram confeccionadas a partir dos dados coletados nos pontos de caminamento locados no mapa base “Geologia da Área de Estudo” sendo, posteriormente, ajustados com os dados Topográficos referentes às folhas São Joaquim 1:100.000, Orleães 1:50.000 e Criciúma 1:50.000, *fonte* (IBGE – 1976 – 1ª Edição).

4.7 Análises Geoquímicas (COT, Isótopos, Biomarcadores)

Foram coletadas 50 amostras de campo para a análise no Laboratório de Geoquímica da Universidade do Rio de Janeiro – UERJ, compostas por: folhelhos da Formação Irati, inclusive folhelhos intrudidos por soleiras de diabásio; os folhelhos da Formação Palermo e os arenitos com suspeitas de exudação de óleo na Formação Rio Bonito.

O procedimento inicial para a análise geoquímica baseou na determinação dos teores de Carbono Orgânico Total (COT) dos folhelhos coletados em campo. Os folhelhos que apresentaram COT superiores a 1% e os óleos extraídos dos arenitos com manchas escuras, foram encaminhados para a análise de Isótopos Estáveis de Carbono e Cromatografia Gasosa – Espectrometria de Massas (GC-MS) e Cromatografia Gasosa com Detector de Chama (GC-FID).

Na cromatografia gasosa foi utilizado um cromatógrafo gasoso *Agilent* 6890, com um espectrômetro de massas *Agilent* 5973N. Para a análise de isótopos foi utilizado o equipamento Delta-V da *Thermo Finningan*.

A interpretação de biomarcadores e isótopos estáveis possibilitaram efetuar a correlação óleo-óleo, óleo-rocha geradora, assim como comparar com os resultados apresentados em trabalhos prévios feitos na região.

5 – ANÁLISE TECTONO ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 Análise Estrutural

A análise do mapa “Geologia da área de estudo” (Anexo A) permitiu a identificação dos seguintes lineamentos estruturais principais: falhas E-W, NE-SW, NW-SE, N-S e eixos efusivos mesozóicos subsuperficiais de direção N-S.

Os lineamentos estruturais citados acima foram identificados através de mapeamentos geológicos e da interpretação do Mapa Aeromagnetométrico, utilizando-se também como base o Mapa de Campo Total, assim sendo, algumas dessas estruturas encontram-se em subsuperfície.

As rochas efusivas do mesozóico (basalto e diabásios) formam um dos elementos marcantes do mapa de campo total. As mesmas apresentam forma alongada e direção preferencial N-S, cujos limites deste vulcanismo aflorante ou sub-aflorante são nitidamente definidos pelas anomalias magnéticas. De acordo com a interpretação do Mapa Aeromagnetométrico do Projeto Borda Leste CPRM/DNPM, as anomalias magnéticas do vulcanismo jurássico e cretáceo, apesar de serem muito intensas, possuem amplitude variável (entre 150 e 800 gammas), indicando variações de espessura destas rochas e do teor de acidez.

Entre as anomalias magnetométricas atribuídas ao vulcanismo, algumas se apresentam com isogammas bem individualizadas, com geometrias semicirculares, definidas como corpos batolíticos, e, por isso, sem direção preferencial (figura 21 - 1).

Apesar do levantamento aeromagnetométrico não cobrir toda área do “Mapa Geológico da Área de Estudo” (Anexo A), nota-se, nitidamente, que grande parte destes diabásios com direção preferencial N-S estendem para a borda oeste da área do estudo, onde estão localizados os basaltos da Formação Serra Geral (figura 21 - 2). Assim sendo, a reativação das falhas superficiais N-S podem estar associadas aos pulsos de magmatismo que promoveram intrusões e os derrames da Formação Serra Geral, funcionando como verdadeiros diques alimentadores desta formação.

Pelo fato dos corpos de diabásio N-S apresentarem cortados transversalmente por falhas NW-SE, com padrão dextral (figura 21 - 3), há indícios que estas falhas superficiais NW-SE foram reativadas posteriormente à intrusão de diques.

Já as falhas NE-SW, apresentam dois momentos principais de reativação em tempos distintos, uma anterior a esta intrusão e outra após a intrusão dos diques de eixo N-S. As falhas NE-SW, que cortam corpos de diabásio N-S, confirma a ideia que falhas NE-SW são pós-intrusão de diques de diabásio, como ilustrado na figura 21 – 2. Estas falhas são marcadas no mapa por intensos lineamentos NE-SW que interrompem a continuidade dos corpos de diabásio de eixo N-S, promovendo o seu deslocamento. Contudo, o seu padrão dextral e/ou sinistral é dificilmente reconhecido. Inversamente, em algumas regiões da área de estudo, falhas NE-SW apresentam-se cortada por falhas N-S (figura 21 – 5), podendo ser consideradas como anteriores ao falhamento N-S, sendo, portanto, formadas antes da intrusão dos diques de diabásio. Localmente, falhas NE-SW, pouco freqüentes, apresentam-se intrudidas por diques de diabásio, o que indica que, em algum momento, estas falhas poderiam estar envolvidas com o magmatismo da Serra Geral, como ilustrado na figura 21 – 4.

De forma menos expressiva, as Falhas E-W são identificadas como lineamentos estruturais, que estão, eventualmente, associados aos eixos de vulcanismo. Entretanto, não foi possível compreender a relação das falhas E-W com outras falhas identificadas com base apenas no mapa aeromagnetométrico, pelo fato destas estruturas serem pouco representativas na área estudada.

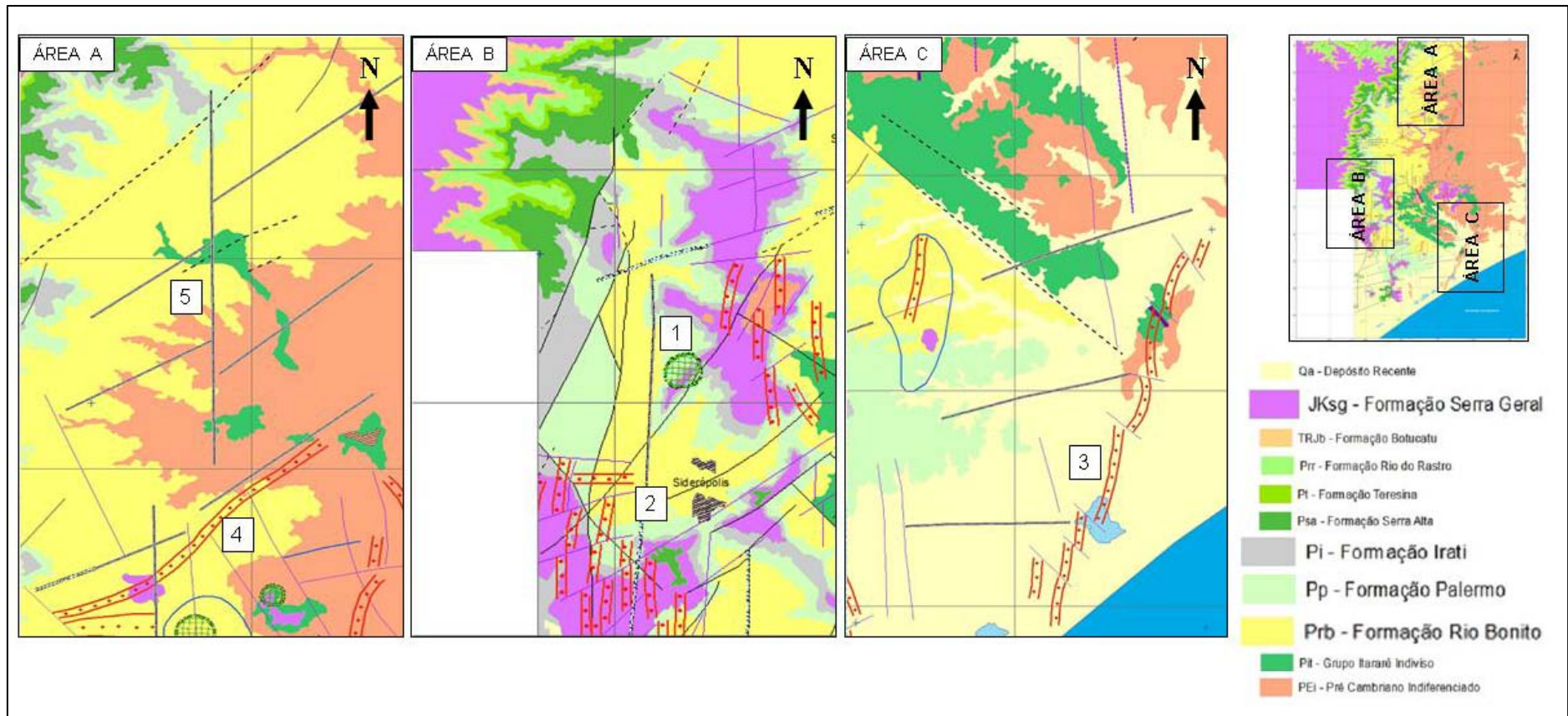


Figura 21 – Fragmento do Mapa Geológico da Área de Estudo: 1) Batólito. 2) Eixos de Vulcanismo N-S sectionadas por falhas NE-SW na Formação Serra Geral. 3) Falhas NW-SE sectionando diques de diabásio N-S. 4) Eixo Vulcânico de direção NE. 5) Falha N-S sectionando Falhas Profundas NE-SW.

A análise estrutural em escala de campo permitiu reconhecer o estilo geométrico das falhas que afetam as formações Rio Bonito, Palermo e Irati na área de estudo. Foi ainda possível definir a direção e o mergulho predominante das fraturas observadas e o basculamento das camadas sedimentares. Para essa análise foram gerados diferentes estereogramas para cada unidade, conforme apresentado na figura 22. Através dos resultados adquiridos nestes estereogramas, foi possível concluir que as principais estruturas, em escala de campo, apresentam direções preferenciais NE/SW, NW/SE, E-W e N-S, todas subverticais, correspondentes aos fraturamentos sofridos durante a evolução da bacia. Quanto ao basculamento das camadas sedimentares, em todos os pontos analisados verificou-se que as mesmas geralmente dispõem-se sub-horizontalmente com mergulho preferencial no sentido SW, exceto em algumas áreas próximo às falhas em que o acamamento foi mais efetivamente afetado pela tectônica, não ultrapassando, entretanto, os 20 graus de inclinação.

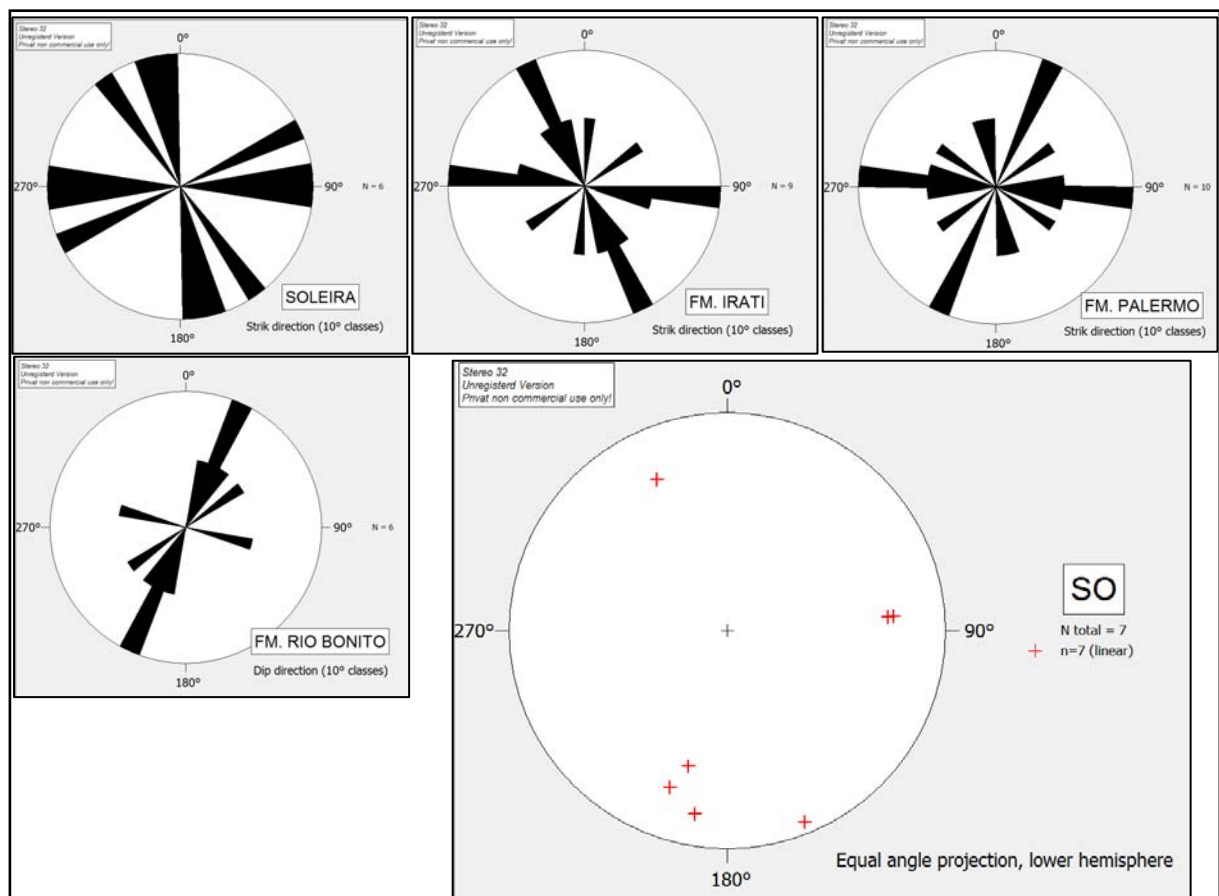


Figura 22 – Roseta Estrutural da área de estudo das Formações Rio Bonito, Palermo, Irati e soleiras que cortam a Fm. Irati; e estereograma apresentando o *dip direction* do acamamento destas formações.

5.2 Seções Geológicas de Campo

As seções litoestratigráficas foram elaboradas com base em trabalhos de campo realizados a sudoeste da área de estudo, nas proximidades de Criciúma (SC) e Lauro Muller (SC). As seções KK', LL', MM' e NN' foram levantadas com base em afloramentos, e a seção EE' baseou-se em perfis de sondagem do Projeto Borda Leste realizados pela CPRM/DNPM (figura 23).

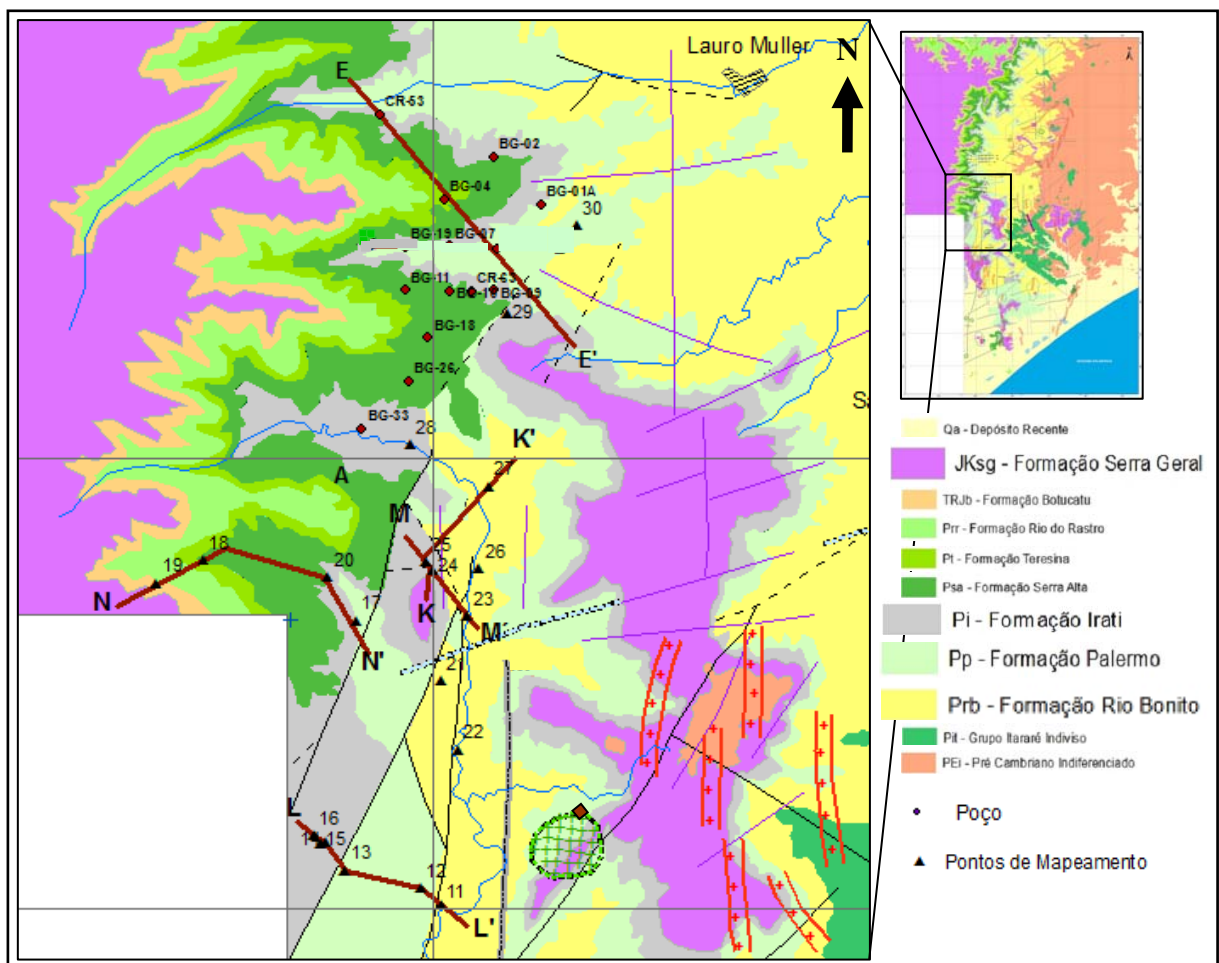


Figura 23 – Localização das seções geológicas de campo. Seções Geológicas KK', LL', MM', NN' e EE'

5.2.1 Seção Geológica K-K'

A seção KK' é marcada por um sistema de falhas normais de direção NW-SE com abatimentos de blocos no sentido sudoeste (figura 24).

A Formação Serra Geral encontra-se no topo do Morro de São Pedro, cujos colúvios de rochas ígneas assentam sobre a Formação Iratí na meia vertente.

No ponto 25 observa-se um pequeno graben, no fundo do vale, onde falhas normais de direção E-W e NW-SE dispuseram a Formação Iratí ao lado da Formação Rio Bonito. Análises de COT para a Formação Iratí, neste ponto, apresentaram valores bastante baixos, em torno de 0,34 e 0,56%.

O ponto 27 encontra-se nas proximidades da Mina Cruz de Malta, que extrai o carvão Bonito Inferior à aproximadamente 40m de profundidade. Este ponto é constituído por arenitos grossos de cor cinza escura com estratificação cruzada cavalgante de pequeno porte, associados à Fm. Rio Bonito. Suspeitas de óleos resultaram na coleta de amostras dos arenitos para análises geoquímicas (isótopos e biomarcadores), cujos resultados serão discutidos no capítulo sobre geoquímica.