

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Este capítulo trata da análise e revisão, em escala de bacia, dos principais elementos, características e modelos concernentes à Formação Irati, aos sistemas petrolíferos associados às rochas geradoras do Membro Assistência e às intrusões (soleiras) de diabásio da Província Magmática do Paraná-Etendeka.

2.1 A Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma extensa bacia intracontinental que recobre vasto território no Brasil (cerca de 1.100.000 km²), estendendo-se também pelo Paraguai, Uruguai e Argentina (aproximadamente 300.000 km²). Dois terços da bacia na porção brasileira estão cobertos por arenitos e lavas basálticas mesozóicas. O outro terço da superfície da bacia compreende uma faixa de afloramentos que circundam a capa de lavas (Figura 2.1), onde são observáveis as várias seqüências sedimentares paleozóicas que preencheram a bacia.

A Bacia do Paraná possui um formato alongado na direção NNE-SSW, tendo 1.750 km de comprimento e largura aproximada de 900 km. Na borda leste da bacia encontra-se o Arco de Ponta Grossa, um anticlinal que expressa antigas e profundas falhas, feição esta que também é associada ao soergimento crustal resultante do rifte do Atlântico-Sul. Já o flanco oeste é delimitado pelo Arco de Assunção, uma flexura relacionada ao cinturão andino (Figura 2.1). As outras bordas da bacia delimitam áreas onde os estratos sobrepõem-se a rochas cristalinas de províncias cratônicas ou de faixas móveis do embasamento Pré-Cambriano (Figura 2.2).

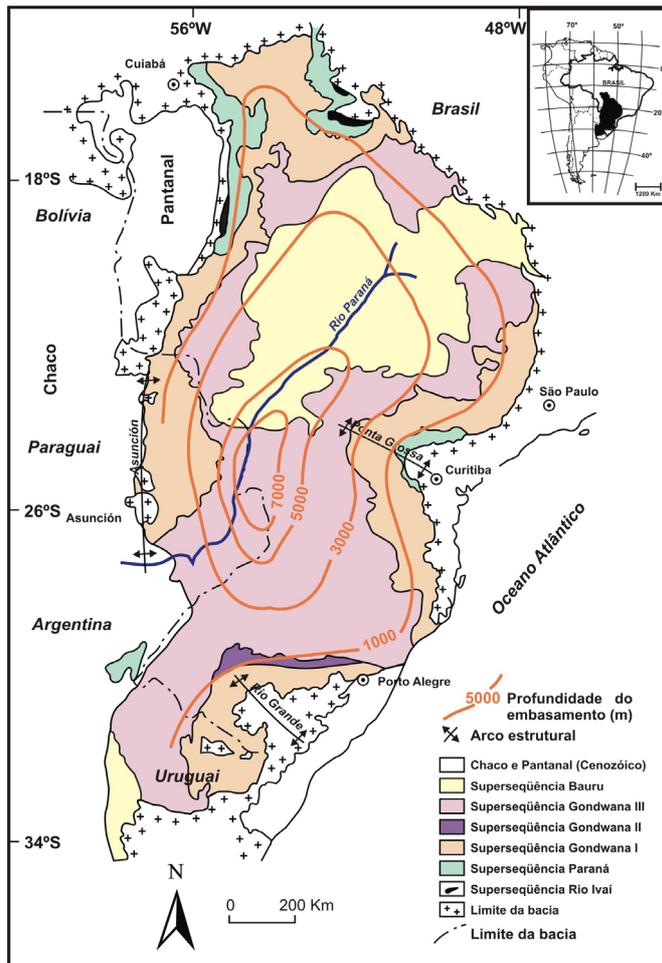
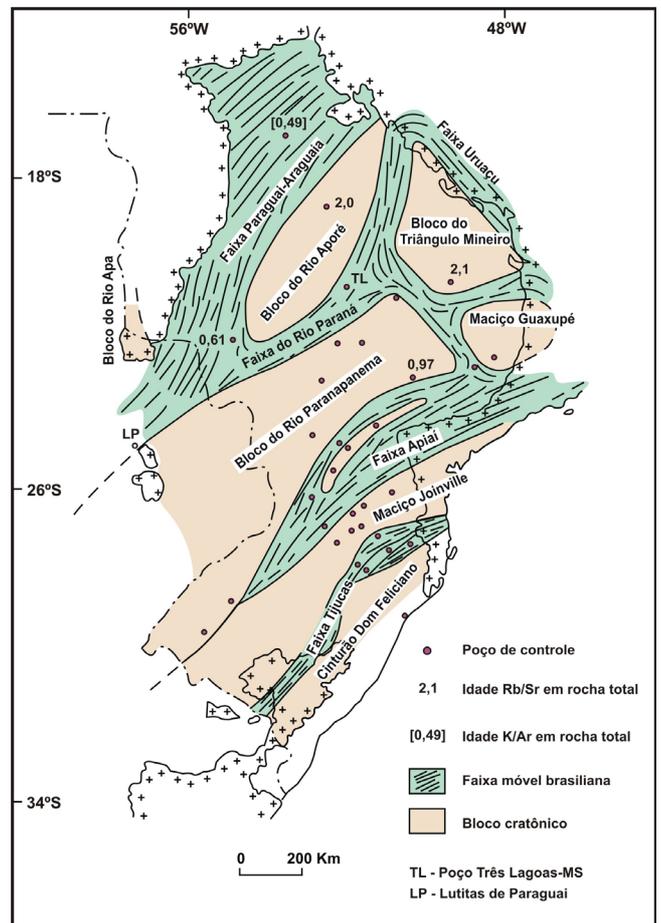


Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com referências geográficas e profundidade do embasamento. Extraído de Milani (1997).

Figura 2.2 – Arcabouço tectônico do embasamento da Bacia do Paraná, baseado em dados litológicos de poços, aeromagnetometria e gravimetria e dados de subsuperfície (mapas geológicos diversos). Extraído de Milani (1997).



2.1.1 Evolução tectono-estratigráfica

De acordo com Milani (1997), a evolução da Bacia do Paraná relaciona-se a quatro orogenias pré-andinas, que afetaram a borda oeste da Plataforma Sul-Americana. Milani (1997) dividiu o registro estratigráfico da bacia em seis superseqüências de 2ª ordem.

Ao final da Orogenia Oclóyica (500 a 425 Ma), teriam sido depositados os primeiros sedimentos na bacia, sobre flexuras implementadas pela orogenia. Esses estratos estão representados pelo registro sedimentar do Grupo Rio Ivaí (Superseqüência Rio Ivaí), de idade neo-ordoviciana/eosiluriana. Em discordância, sobrepõem-se, em seguida, os depósitos fluviais da Formação Furnas e os depósitos neríticos da Formação Ponta Grossa, de idade devoniana (Superseqüência Paraná). O desenvolvimento do mar devoniano restrito estaria relacionado ao soergimento do Arco de Assunção (Quintas *et al.*, 1997).

O hiato de cerca de 50 Ma que se segue, como pode ser visto na carta estratigráfica da bacia (Figura 2.3), é relacionado à Orogenia Eoherciniana. Já no Pensilvaniano até o Eotriássico, houve a deposição de uma seqüência transgressiva-regressiva (Superseqüência Gondwana I), com o registro do Grupo Itararé e das formações Rio Bonito, Palermo, Irati (marinho restrito), Serra Alta, Teresina, Rio do Rasto e Pirambóia (Freitas-Brazil, 2004).

No Jurássico, com a ausência total de influência marinha, houve a deposição dos sistemas eólico-fluviais da Formação Botucatu. Em seguida, já havendo influência tectônica distensiva predominante desde o Jurássico, tem-se o grande derrame de basaltos da Formação Serra Geral, no Eocretáceo, devido à quebra do Supercontinente Gondwana (Superseqüência Gondwana III). Por fim, sedimentos continentais da Superseqüência Bauru, de idade aptiana-maastrichtiana, depositam-se sobre as lavas basálticas, principalmente na porção norte da Bacia do Paraná.

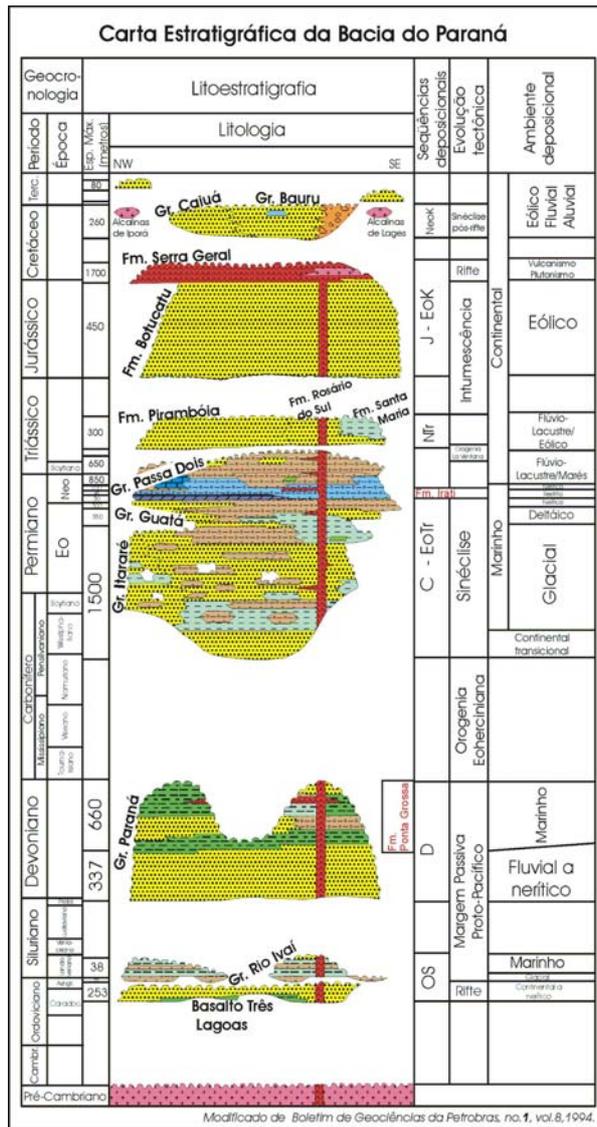


Figura 2.3 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (modificado de Milani *et al.*, 1994). Em detalhe (letras em vermelho), as formações com os principais horizontes geradores da Bacia do Paraná.

2.1.2 Arcabouço estrutural

A origem da Bacia do Paraná relaciona-se, de alguma forma, ao fim do Ciclo Brasileiro (Zalán *et al.*, 1990), durante o qual se desenvolveram as faixas móveis circundantes à bacia, até o Neo-Ordoviciano. Portanto, a estruturação herdada do embasamento foram os controladores da maior parte da evolução tectono-estratigráfica da bacia. O mapa do substrato da bacia (Figura 2.2), teorizado por Milani (1997), mostra uma das idéias sobre a estruturação do embasamento da bacia.

O arranjo do embasamento explica, em parte, o arcabouço estrutural da bacia. Este é dominado por grandes lineamentos tectônicos, agrupados em três direções principais: NW-SE, NE-SW e E-W. Estes lineamentos representam falhas e/ou zonas de falhas.

De acordo com Zalán *et al.* (1990), as estruturas de direção NW-SE formam extensas zonas de falhas as quais, durante a reativação tectônica que iniciou a quebra do Gondwana, promoveram o condicionamento de milhares de corpos ígneos intrusivos (diques e soleiras), principalmente no Arco de Ponta Grossa. Esses elementos estruturais vêm sendo considerados como os principais responsáveis pela delimitação dos depocentros formados durante a evolução da bacia (Freitas-Brazil, 2004).

Ao longo dos lineamentos NE-SW, a movimentação transcorrente é mais comum (Zalán *et al.*, 1990). Estes elementos têm uma relação estreita com o arcabouço tectônico das faixas móveis Ribeira e Dom Feliciano, que bordejam a Bacia do Paraná a leste, além do arcabouço do embasamento sob a bacia.

O grupo de lineamentos E-W é o menos compreendido. Zalán *et al.* (1990) afirmam que seu desenvolvimento se iniciou a partir do Triássico. Seu paralelismo com as zonas de fraturas oceânicas sugere uma ligação com o desenvolvimento do Atlântico Sul.

2.2 A Província Magmática do Paraná-Etendeka

O extenso campo de derrames basálticos na Bacia do Paraná, junto com os remanescentes na Namíbia, forma uma das maiores províncias de derrames continentais do planeta. Com um volume original de derrame de basaltos estimado em $2,3 \text{ Mkm}^3$ (Courtilot & Renne, 2003), a chamada Província Magmática do Paraná-Etendeka (Figura 2.4) está intimamente ligada à quebra do Supercontinente Gondwana, no Eocretáceo.

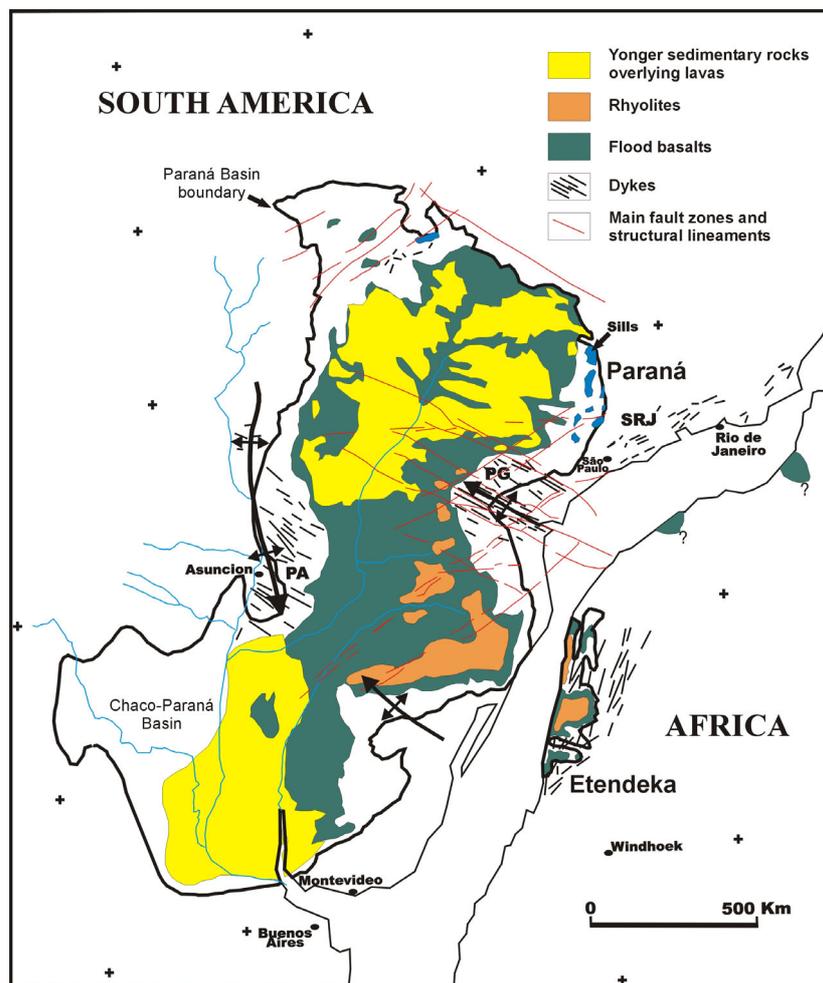


Figura 2.4 – Reconstrução pré-drifte continental, mostrando a extensão do magmatismo da Província Paraná-Etendeka na Bacia do Paraná (adaptado de Peate *et al.*, 1990, apud Hawkesworth *et al.*, 1992). Observar os principais sítios de enxame de diques: Arco de Ponta Grossa (PG), Rio de Janeiro-Santos (SRJ) e Paraguai Oriental (PA), onde cruza o Arco de Assunção. Este último foi identificado apenas como lineamentos, através de levantamento aeromagnetométrico. Em azul, os principais afloramentos de soleiras da Bacia do Paraná.

2.2.1 Características geotectônicas e gênese das Grandes Províncias Magmáticas (*Large Igneous Provinces – LIP's*)

De acordo com Coffin & Eldholm (1992), *LIP's* representam intrusões de rochas máficas extrusivas e intrusivas, cujas origens residem em processos diversos além dos “normais” atuantes no espalhamento do fundo oceânico. As províncias de derrames continentais conjugam um tipo de *LIP*, tendo como representantes principais as seguintes: Paraná-Etendeka, Karoo (Sul da África), Deccan (Índia), Trapas Siberianas (Rússia) e Atlântico Norte (Groenlândia). Estas províncias representam eventos efusivos volumosos de magmas predominantemente toleíticos, que chegam à superfície da crosta através de erupções fissurais. Estes processos crustais, normalmente, estão associadas a eventos de quebra de continentes, exceto os basaltos da Plataforma Siberiana (Saunders *et al.*, 1992).

As províncias de derrames continentais consistem em fluxos subaéreos de lavas subhorizontais a horizontais e estruturas hipoabissais, como diques e soleiras. O magmatismo é predominantemente bimodal, onde se formam basaltos tanto toleíticos, como alcalinos, e as litologias variam desde basaltos, andesitos, gabros, e até riolitos, dacitos e sienitos. Apesar dos seus componentes extrusivos serem os mais bem estudados, ainda se conhece pouco da sua estrutura crustal e de seus componentes intrusivos.

A gênese e evolução das grandes províncias magmáticas estão relacionadas às dinâmicas do manto e do núcleo terrestres, no atual modelo de Tectônica Global. Para o caso das margens passivas vulcânicas, como no caso da Província Paraná-Etendeka, resultantes de processos de rifteamento crustal existem, pelo menos, quatro modelos pra explicar a sua gênese (*apud* Coffin & Eldholm, 1992). Uma característica comum aos quatro modelos, que também pode ser aplicada às *LIPS's*, é a capacidade de plumas mantélicas gerarem grandes quantidades de magma por descompressão adiabática, a partir de um manto anormalmente térmico soerguido. Os conceitos da gênese de fontes magmáticas mantélicas foram mais bem desenvolvidos nos trabalhos de White & Mckenzie (1989) e Campbell & Griffiths (1990, *apud* Coffin & Eldholm, 1992).

Os modelos de rifteamentos crustais, discutidos na literatura, são baseados em estudos sobre a interação entre plumas e a litosfera. No modelo passivo, a pluma ascendente do manto inferior comporta-se segundo as variações estruturais da litosfera. A litosfera pode restringir o processo de fusão, incubando a cabeça da pluma sob um limite (descontinuidade de Mohorovicic) frio e rijo (Figura 2.5A), ou, auxiliar a extensa fusão do manto por decompressão e canalização do magma, através de prévias zonas de litosfera afinada ou de extensão litosférica contemporânea (Figura 2.5B). No entanto, há modelos em que a pluma possui um papel mais ativo nos processos de rifteamento. Nestes modelos (Figura 2.5C), a pluma origina-se como uma instabilidade convectiva no limite manto-núcleo, e possui temperatura alta o

suficiente para, ao chegar à base da litosfera, promover intensa fusão antes mesmo de qualquer extensão litosférica (Saunders *et al.*, 1992).

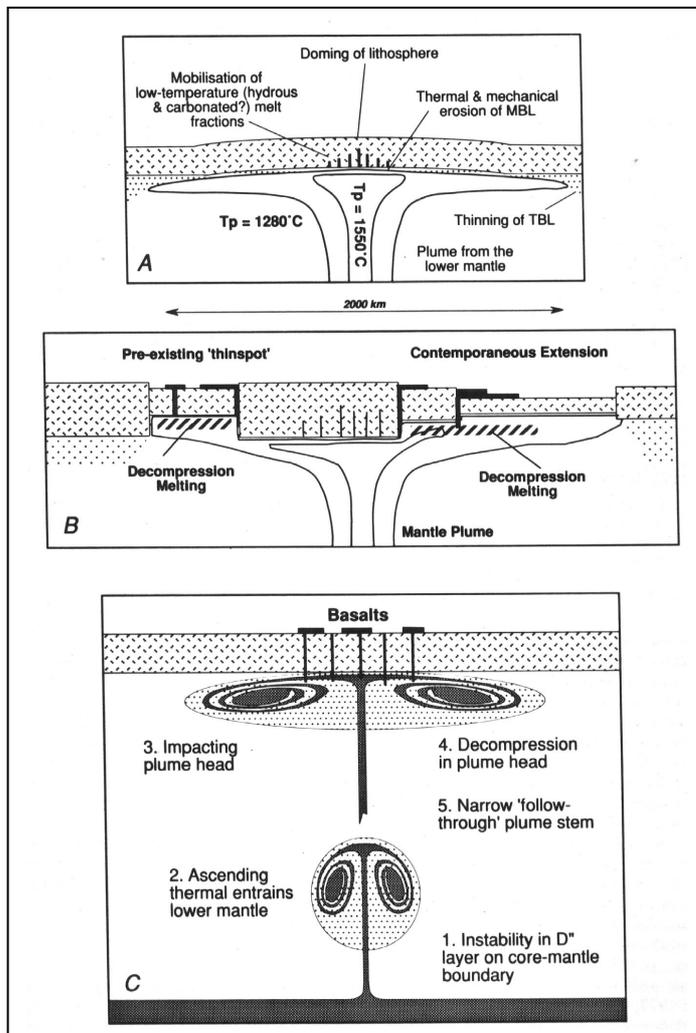


Figura 2.5 – Diagrama esquemático de interações entre plumas e a litosfera. Extraído de Saunders *et al.* (1992). Em A, o arqueamento crustal devido à ascensão da cabeça da pluma mantélica (MBL – *Mechanical Boundary Layer*; TBL – *Thermal Boundary Layer*). Em B, decompressão e fusão do manto, devido à zonas de fraqueza pré-existentes ou à extensão crustal contemporânea. Em C, o modelo de rifteamento crustal ativo.

2.2.2 Características gerais da Província do Paraná-Etendeka

O extenso campo de lavas basálticas na Bacia do Paraná ocorre sob a forma de sucessões de derrames de lava que possuem uma espessura média de 650 m, podendo alcançar mais de 1.500 m no depocentro da bacia. Estas sucessões de derrames, que no Brasil são conhecidas como Formação Serra Geral (Figura 2.3), são constituídas por basaltos e andesi-basaltos toleíticos (mais de 90 %), andesitos toleíticos (cerca de 7%) e riolitos e riodacitos (cerca de 3%), sendo que as rochas ácidas (Figura 2.4) se localizam junto a atual margem continental brasileira (Peate *et al.*, 1992; Marques & Ernesto, 2004).

A abordagem geoquímica no estudo das rochas da Formação Serra Geral (Piccirillo & Melfi, 1988; Mantovani *et al.*, 1985 *apud* Hawkesworth *et al.*, 1992) permitiu dividir a Província Magmática do Paraná em duas regiões:

a) *Subprovíncia sul*, caracterizada pela predominância (70% em volume) de rochas básicas empobrecidas em titânio ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$), rochas intermediárias (17 %) e ácidas do tipo Palmas (cerca de 13 %), as quais possuem conteúdos baixos em P_2O_5 e elementos incompatíveis;

b) *Subprovíncia norte*, caracterizada por um grande volume (cerca de 99%) de vulcânicas básicas enriquecidas em titânio ($\text{TiO}_2 > 2\%$), ausência de rochas intermediárias e rochas ácidas do tipo Chapecó, as quais apresentam teores mais elevados em P_2O_5 e elementos incompatíveis em relação ao tipo Palmas.

Alguns autores apostam na idéia de diferenciação já na fonte primária do magma. Outros, explicam a variação em TiO_2 por diferentes assimilações crustais pelo magma em seu trânsito até a superfície (*apud* Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques & Ernesto, 2004; Gibson *et al.*, 1999).

Além dos componentes vulcânicos, compõe a província uma rede intrincada de diques e soleiras de diabásio, os quais intrudem todos os pacotes sedimentares pré-vulcanismo da Bacia do Paraná, incluindo os próprios derrames. As intrusões de diques básicos ocorrem principalmente no

embasamento, a leste e a nordeste da Bacia do Paraná (Figura 2.4), como nos enxames de diques NW-SE do Arco de Ponta Grossa, de diques NNE-SSW de Florianópolis e de diques NE-SW da Serra do Mar (Rio de Janeiro-Santos).

As soleiras de diabásio estão distribuídas em praticamente toda a bacia, com um volume maior encontrado na parte norte (Quintas *et al.*, 1997). Em geral, a espessura dessas intrusões, concordantes à estratificação dos depósitos sedimentares, varia entre 2 m e 200 m. Dados geoquímicos e petrológicos indicam, tanto para as soleiras quanto para os diques, um caráter toleítico a transicional, e que são similares quimicamente às rochas vulcânicas associadas. As intrusões corresponderiam, composicionalmente, às rochas de derrame da parte norte da bacia (Piccirillo & Melfi, 1988). Ernesto *et al.* (1999), baseados em dados paleomagnéticos de polaridade normal e reversa de soleiras, sugeriram dois pulsos magmáticos para intrusões da porção NE da bacia. Corrêa & Pereira (2005) atentaram para a relação entre as direções estruturais principais da bacia e as direções preferenciais de intrusão das soleiras.

2.2.3 Geocronologia

Muitas datações radiométricas K-Ar e Ar-Ar foram realizadas em amostras de rochas vulcânicas e de intrusões, com o objetivo de tentar definir a idade da atividade magmática da Província Magmática do Paraná-Etendeka. Fodor *et al.* (1989) exibiram uma compilação de datações K-Ar para rochas de derrame e intrusivas, as quais definiriam uma concentração de idades entre 140 Ma e 115 Ma.

Entretanto, com o advento da aplicação do método de datação Ar-Ar, o qual é mais preciso, as interpretações se tornaram cada vez mais incongruentes. Renne *et al.* (1992) concluíram por um evento extremamente rápido, acontecido ao redor de 133 Ma, com uma extensão de somente 1 Ma. Turner *et al.* (1994), por sua vez, reportaram uma variação do magmatismo entre 137 Ma e 128 Ma. Porém, algumas determinações radiométricas revelam idades mais jovens, entre 125 e 119 Ma, como no enxame de diques da Serra

do Mar e de Florianópolis (Renne *et al.*, 1993 *apud* Marques & Ernesto, 2004; Raposo *et al.*, 1998). Apesar dos autores afirmarem que não há um padrão claro de distribuição na bacia, Fodor *et al.* (1989) e Corrêa & Pereira (2005) indicam que há uma concentração de magmatismo mais jovem na região do atual litoral brasileiro.

2.2.4 Gênese do magmatismo

As características geoquímicas das rochas básicas extrusivas e intrusivas da Província Magmática do Paraná têm auxiliado muito no estudo de modelos de gênese de basaltos continentais, principalmente quanto aos aspectos geodinâmicos relacionados à ruptura continental do Gondwana e a formação do Atlântico Sul. As razões isotópicas de Sr, Nd e Pb corroboram a interpretação dos dados geoquímicos, evidenciando que não houve participação significativa de manto astenosférico (tipo *N-MORB*) na gênese dos basaltos da província (Marques & Ernesto, 2004). A compartimentação litogeoquímica verificada nas rochas de derrames da província, com domínios de alto e baixo titânio, em zonas geográficas distintas da Bacia do Paraná, indica que o processo de fusão ocorreu primordialmente em manto litosférico subcontinental. Neste caso, a pluma de Tristão da Cunha poderia ter fornecido calor para a fusão desse manto litosférico heterogêneo, em relação ao conteúdo de TiO_2 (Marques & Ernesto, 2004).

Nos modelos de magmatismo associado à ação da pluma de Tristão da Cunha, considera-se que houve o impacto da cabeça da pluma no centro da Bacia do Paraná, o que explicaria a grande extensão de área atingida pelo vulcanismo (Marques & Ernesto, 2004).

Alguns autores acreditam que a estratigrafia interna das lavas, associada à semelhança química com os enxames de diques e aos dados paleomagnéticos, sugeriria uma migração para norte do magmatismo (Hawkesworth *et al.*, 1992). Entretanto, autores como Piccirillo & Melfi (1988) afirmam que a concentração da maioria das seqüências vulcânicas no Brasil (em relação à Namíbia) e a concentração do vulcanismo ácido na direção da

atual margem continental indicam que as seqüências vulcânicas a leste da bacia seriam mais novas que as do oeste. Corrêa & Pereira (2005) indicaram uma possível migração das idades mais novas das intrusões em direção a atual margem passiva.

Todos esses dados, junto com dados de distribuição de idades de corpos alcalinos continentais e vulcânicos *off-shore*, levam a um modelo bastante razoável para a origem da Província Magmática do Paraná-Etendeka. Assim, o grande derrame basáltico da Formação Serra Geral teria sido gerado em resposta ao movimento para norte do rifteamento do Atlântico-Sul, sobre uma área de manto litosférico anormalmente quente associado à pluma de Tristão da Cunha (Hawkesworth *et al.*, 1992; De Wit *et al.*, 1988 *apud* Gibson *et al.*, 1999). Este início do rifteamento provocaria uma movimentação relativa do continente Sul-Americano para oeste, gerando idades de magmatismo mais novas em direção à borda leste da Bacia do Paraná.

Porém, contrariando a proposta da influência da pluma de Tristão da Cunha, existem reconstruções paleogeográficas baseadas em pólos magnéticos da Formação Serra Geral. Essas reconstruções indicam que, à época da erupção dos magmas basálticos, a pluma (com até 2.000 km de diâmetro) localizava-se a cerca de 1000 km ao sul da Província (Ernesto, 2003).

2.3 Os sistemas petrolíferos

O conceito de sistema petrolífero engloba um espaço tridimensional onde as condições satisfatórias de geração, migração e acumulação conviveram numa determinada época (Demaison & Huizinga, 1991; Magoon & Dow, 1994). Para produzir uma acumulação, o sistema requer a convergência temporal de certos eventos e elementos geológicos essenciais. Geração, migração, reservatório, trapeamento, seqüência de eventos e preservação são alguns dos elementos e processos em um estudo de avaliação de um sistema acumulador de hidrocarbonetos (Rostirolla, 1996 *apud* Artur & Soares, 2002).

Até o presente momento, a despeito da incipiente exploração na Bacia do Paraná, o potencial em hidrocarbonetos está relacionado a dois sistemas petrolíferos bem definidos: 1) Ponta Grossa–Itararé; e 2) Irati–Rio Bonito/Pirambóia. Nestes sistemas estão incluídos mecanismos de maturação da matéria orgânica, migração de fluidos e trapeamento, influenciados pela intrusão dos corpos ígneos (diques e soleiras) cretáceos. As soleiras constituem bons selantes quando na margem de zonas de falhas, como no caso do Campo de gás de Barra Bonita (Figura 2.6). Porém, a ocorrência dessas estruturas dentro dos reservatórios Itararé e Rio Bonito é restrita, embora seja estruturalmente controlada (Artur & Soares, 2002). Os diques são importantes estruturas trapeadoras, como no caso do depósito de arenitos asfálticos de Anhembi (Figura 2.7), estudados por Thomaz Filho (1982). Mesmo com o conhecimento destes casos de favorabilidade para acumulações, proporcionada por corpos intrusivos, o papel regional e local das intrusões para cada sistema petrolífero da Bacia do Paraná está para ser caracterizado e mapeado (Artur & Soares, 2002).

O horizonte gerador do primeiro sistema petrolífero é caracterizado pelos folhelhos devonianos da Formação Ponta Grossa. Neste horizonte, os níveis de COT alcançam 1,7 % (Bergamaschi, 1999) e 2,3 % (Rezende, 2005). Classificado como um sistema gerador de gás e condensado, os folhelhos da Formação Ponta Grossa suprem os arenitos de depósitos glaciogênicos do Grupo Itararé (Figura 2.6), do Neocarbonífero/Eopermiano, os quais são um dos melhores pacotes reservatórios da bacia (Milani & Catto, 1998).

Os folhelhos betuminosos permianos da Formação Irati caracterizam o horizonte gerador do segundo sistema petrolífero. Tratam de horizontes imaturos, mesmo em sua área de ocorrência mais profunda, os quais apresentam níveis máximos de COT que alcançam até 23 % (Padula, 1969; Souza, 2004). Através de falhas, ocorre uma migração restrita de óleo para a Formação Rio Bonito (abaixo, estratigraficamente, da Formação Irati), a qual é composta por arenitos de depósitos deltaicos eopermianos. Outro reservatório desse sistema petrolífero é composto pelos arenitos de depósitos fluvio-eólicos da Formação Pirambóia, do Triássico (Figura 2.7), os quais são localmente impregnados por óleo pesado (Thomaz Filho, 1982; Milani & Catto, 1998).