

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO**

**INFLUÊNCIA TERMAL DOS SILLS DE
RESERVA, PRUDENTÓPOLIS E IRATI NAS ROCHAS
ENCAIXANTES DA FORMAÇÃO IRATI NO ESTADO DO
PARANÁ**

**CURITIBA
2004**

MARCOS ANTÔNIO DE PETRIS BARBOSA

**INFLUÊNCIA TERMAL DOS SILLS DE
RESERVA, PRUDENTÓPOLIS E IRATI NAS ROCHAS
ENCAIXANTES DA FORMAÇÃO IRATI NO ESTADO DO
PARANÁ**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre pelo Curso de Pós-Graduação em Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná.

Orientadora:
Prof. Dra. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Co-orientadores:
Prof. Dr. Sidnei Rostirolla
Prof. Dr. José Paulo Peccinini Pinese

CURITIBA

2004

Barbosa, Marcos Antônio Depetris

**Influência termal dos sills de Reserva, Prudentópolis e Irati
nas rochas encaixantes da Formação Irati no Estado do Paraná /
Marcos Antônio Depetris Barbosa. - Curitiba, 2004.**

xii, 110 f. : il.

Orientadora: Profa. Dra. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Co-orientadores: Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Prof. Dr. José Paulo Peccinini Pinese

**Dissertação (Mestrado) – Setor de Ciências da Terra, Universidade
Federal do Paraná.**

Inclui Bibliografia.

**1. Geologia exploratória. 2. Sills (geologia). 3. Formação Irati.
4. Influência termal. I. Vasconcellos, Eleonora Maria Gouvêa.
II. Rostirolla, Sidnei Pires. III. Pinese, José Paulo Peccinini. III. Título.
IV. Universidade Federal do Paraná.**


CDD 551.88

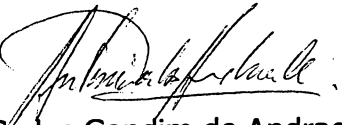
TERMO DE APROVAÇÃO

Marcos Antônio Depetris Barbosa

"INFLUÊNCIA TERMAL DOS SILLS DE RESERVA, PRUDENTÓPOLIS E IRATI NAS ROCHAS ENCAIXANTES DA FORMAÇÃO IRATI NO ESTADO DO PARANÁ."

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:


Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy - UNESP


Prof. Dr. Antonio Carlos Gondim de Andrade e Silva - UFPR


Profª. Drª. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos - UFPR
Presidente

Curitiba, 08 de novembro de 2004.

AGRADECIMENTOS

Agradeço com profunda gratidão a Professora Dra. Eleonora M. G. Vasconcellos , pelos constantes ensinamentos, valiosas sugestões e críticas, bem como, pela orientação e acompanhamentos prestados na realização deste trabalho.

Com a mesma gratidão dirijo também os meus agradecimentos a minha esposa Marcia, pela compreensão, carinho e apoio dados durante todo o período da dissertação.

Aos meus pais sem o apoio dos quais não poderia estar aqui.

Aos professores Doutores Sidnei Rostirolla e José Paulo P. Pinese pela participação e sugestões nas diversas etapas deste trabalho.

A amiga Eliane Petersohn, cujo incentivo, opiniões e ajuda na realização deste trabalho colaboraram muito para o desenvolvimento do mesmo.

Aos amigos Mansini e Guilherme, pela colaboração nas etapas de campo.

Ao Departamento de Geologia da UFPR e a corpo docente nele lotado, por permitirem a utilização de suas instalações, equipamentos.

Ao LAMIR representada na pessoa do Prof. Dr. José Manoel pelas análises de difratometria.

Ao LAPEMIM pela disponibilização dos aparelhos para análise mineralógica.

Finalmente agradeço o suporte financeiro concedido pelo CNPq/ CTPETRO, sem o qual este trabalho não se realizaria.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
SUMÁRIO	ii
ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES	v
RESUMO	ix
ABSTRACT	xi

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO	1
1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	1
1.2 OBJETIVO.....	1
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	2

CAPÍTULO 2

MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....	4
2.2 DIGITALIZAÇÃO DE MAPAS GEOLÓGICOS.....	4
2.3 TRABALHOS EM FOTOGRAFIAS AÉREAS.....	4
2.4 TRABALHOS DE CAMPO.....	5
2.5 ESTUDOS PETROGRÁFICOS.....	6
2.6 ANÁLISES QUÍMICAS E GEOQUÍMICAS.....	6
2.7 DIFRATOMETRIA DE RAIOS X.....	6

CAPÍTULO 3

ESTADO DA ARTE	8
3.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PARANÁ E SEU MAGMATISMO.....	8
3.2 AS PROVÍNCIAS ÍGNEAS CONTINENTAIS.....	14

3.3 AS ROCHAS VULCÂNICAS DA PROVÍNCIA ÍGNEA CONTINENTAL DO PARANÁ.....	15
3.4 GEOQUÍMICA, PETROGRAFIA E IDADES DA PROVÍNCIA ÍGNEA PARANÁ.....	17
3.5 ROCHAS INTRUSIVAS: MODOS DE OCORRÊNCIA E ESTRUTURAS.....	28
3.6 SILLS DA BACIA DO PARANÁ.....	31
3.7 INFLUÊNCIA TERMAL DOS SILLS.....	34

CAPÍTULO 4

4 GEOLOGIA LOCAL.....	38
4.1 CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA.....	38
4.2 CRITÉRIOS PETROGRÁFICOS.....	38
4.3 GENERALIDADES E CARACTERÍSTICAS COMUNS.....	41
4.4 SILL DE RESERVA.....	42
4.5 SILL DE PRUDENTÓPOLIS.....	47
4.6 SILL DE IRATÍ.....	50

CAPÍTULO 5

PETROGRAFIA.....	53
5.1 ANÁLISE MADAL DOS SILLS DE RESERVA, PRUDENTÓPOLIS E IRATI.....	55
5.1.2 Rochas do contato sill x rocha sedimentar da Formação Irati.....	58
5.2 MINERALOGIA DAS ROCHAS ÍGNEAS.....	60
5.3 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A PETROGRAFIA.....	67

CAPÍTULO 6

GEOQUÍMICA.....	69
------------------------	-----------

6.1 DIAGRAMA TAS.....	69
6.2 DIAGRAMA R1 VS R2.....	70
6.3 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO.....	73
6.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES.....	78

CAPÍTULO 7

DIFRATOMETRIA DE RAIOS X.....	79
7.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	79
7.2 SILL DE RESERVA.....	80
7.3 SILL DE PRUDENTÓPOLIS.....	88
7.4 SILL DE IRATI.....	92
7.5 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A DIFRATOMETRIA DE RAIOS X.....	94

CAPÍTULO 8

CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	95
REFERÊNCIAS.....	99
ANEXOS.....	111

FIGURAS

Figura1 - Mapa de localização dos sills estudados, encaixados na formação Irati.....	3
Figura 2 – Mapa Geológico da Bacia do Paraná.....	10
Figura 3 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani 1994).....	13
Figura 4 - Mapa do Atlântico Sul modificado(de White e Mckenzie 1989).....	17
Figura 5- Mapa da bacia do Paraná com as três divisões principais da distribuição das rochas vulcânicas da formação serra geral (Piccirillo et al. 1987,1988).....	21
Figura 6- Perfil esquemático Norte-Sul através da pilha vulcânica da Província do Paraná, segundo ~52W. As unidades estratigráficas conforme definidas por Peate et al.(1992).....	24
Figura 7 – Formas de ocorrências dos sills, segundo Conceição et al.(1993).....	30
Figura 8 – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados de basalto(a), microgabro (b) e gabro (c).....	40
Figura 9 - Foto, pedreira abandonada onde foram observadas as espessuras maiores do sill de Reserva.....	45
Figura 10 - Foto, contato entre o sill de Reserva na base e as rochas encaixantes da Formação Irati.....	46
Figura 11 – Fotomicrografias, com polarizadores paralelos de amostras de siltito(A) e metarenito (B), constituídas por quartzo e argilominerais.....	46
Figura 12 – Foto, Rochas sedimentares (siltitos amarelados) da região de Prudentópolis.....	48
Figura 13 – Foto da cachoeira do Rio dos Patos, Prudentópolis, Estado do Paraná.....	49
Figura 14 – Foto, Geomorfologia da região de Prudentópolis,	

Estado do Paraná.....	50
Figura 15 – Foto, Pedreira Boscardim localizada no município de Irati, Estado do Paraná.....	52
Figura 16 – Foto, forma de ocorrência dos folhelhos na região do sill de Irati.....	52
Figura 17 – Fotomicrografias com polarizadores cruzados de seções delgadas dos sills de Reserva, Irati e Prudentópolis..	63
Figura 18 - Diagrama TAS ((Na ₂ O+K ₂ O) vs. SiO ₂) de Lê Maitre (1989), para as rochas estudadas.....	69
Figura 19 - Diagrama R1 (4Si-11 (NA+K)-2 (Fe+Ti)) vs R2 (6 Ca +2 Mg+Al) de De La Roche et al. (1980) para as rochas estudadas.....	70
Figura 20 - Diagramas de variação para elementos maiores, utilizando o MgO como índice de diferenciação, para os sills encaixados na Formação Irati.....	75
Figura 21 – Diagramas de variação para elementos traços, utilizando o MgO como índice de diferenciação, para os sills encaixados na Formação Irati.....	76
Figura 22 – Diagramas de razão entre elementos traço para os sills encaixados na Formação Irati.....	77
Figura 23 - Diagramas de SiO ₂ vs TiO ₂ para as rochas estudadas, divisão segundo Piccirillo e Melfi (1988).....	77
Figura 24 – Diagrama multielementar com as amostras normalizadas pelo manto primordial de Wood et al. (1979)....	78
Figura 25 - Perfil esquemático do afloramento 19, contendo local de coleta e paragêneses mineralógica obtidas através da difratometria.....	81
Figura 26 – Perfil esquemático do afloramento 25, contendo local de coleta e paragênese mineralógica obtida através da difratometria.....	88
Figura 27 - Detalhe do contato inferior do sedimento da formação Irati com o contato superior do sill de Irati,	

pedreira Boscardin.....	92
-------------------------	----

GRÁFICOS

Gráfico 1- Resultado da análise por difratometria de raio x amostra 19/43.....	82
Gráfico 2- Resultado da análise por difratometria de raio x amostra 19/47.....	83
Gráfico 3- Resultado da análise por difratometria de raio x amostra 19/48.....	84
Gráfico 4- Resultado da análise por difratometria de raio x amostra 19/49.....	85
Gráfico 5- Resultado da análise por difratometria de raio x amostra 20/50.....	86
Gráfico 6- Resultado da análise por difratometria de raio x amostra 20/52.....	87
Gráfico 7- Resultado da análise por difratometria de raio x amostra 25/60.....	89
Gráfico 8- Resultado da análise por difratometria de raio x amostra 25/61.....	90
Gráfico 9- Resultado da análise por difratometria de raio x amostra 25/62.....	91
Gráfico 10- Resultado da análise por difratometria de raio x amostra 14/31.....	93

TABELAS

Tabela 1- Porcentagens modais das rochas básicas da associação toleítica do sill de Reserva.....	56
Tabela 2- Porcentagens modais das rochas básicas da associação toleítica do sill de Prudentópolis.....	57
Tabela 3- Porcentagens modais das rochas básicas da	

associação toleítica do sill de Irati.....	57
Tabela 4- Análise modal dos principais minerais constituintes do contato sill rocha sedimentar do sill de Reserva.....	58
Tabela 5- Análise modal dos principais minerais constituintes do contato sill rocha sedimentar do sill de Prudentópolis.....	59
Tabela 6- Descrição petrográfica resumida de amostras sills e rochas sedimentares.....	64
Tabela 7- Resultados das análises químicas das amostras de Reserva, Prudentópolis e Irati.....	71

MAPAS

Mapa 1- Mapa de pontos do sill de Reserva.....	Anexo
Mapa 2- Mapa de pontos do sill de Prudentópolis.....	Anexo
Mapa 3- Mapa de pontos do sill de Irati.....	Anexo

RESUMO

As intrusões magmáticas são relevantes na estruturação e acumulação de hidrocarbonetos, uma vez que influenciam a distribuição de estruturas pré-existentes, a geração de novos reservatórios e ainda, favorecem a acumulação e maturação da matéria orgânica e sua transformação em hidrocarbonetos. Na Bacia do Paraná o evento magmático gerador das rochas basálticas e diferenciadas da Formação Serra Geral deve ter contribuído para a destruição de prováveis acumulações, redução da porosidade de rochas reservatórios nas proximidades das intrusões e derrames e, contribuição à alteração termal da matéria orgânica e sua transformação em hidrocarbonetos. Para entender a influência termal dos sills encaixados em rochas sedimentares da Formação Irati, foram estabelecidos modelos termodinâmicos de formação das rochas ígneas da Formação Serra Geral, através de análise da composição e forma de ocorrência dos corpos ígneos, especificamente nos sills de Reserva, Irati e Prudentópolis, no Estado do Paraná. Utilizou-se também da análise macroscópica que definiu as rochas dos sills como basaltos e microgabros, excepcionalmente gabros, petrografia microscópica onde são descritos cristais de labradorita e augita e, subordinadamente, minerais opacos, olivina ou quartzo, carbonato, clorita, biotita, apatita, sericita e argilominerais e da geoquímica onde para elementos maiores observa-se que a maioria das rochas é definida como basaltos, ou como toleítos, andesi-basaltos (mais comuns) e latitos. Nas análises de diagramas de variação, considerando o MgO como índice de diferenciação, observa-se uma grande variedade para as rochas estudadas, que possuem correlações negativas para Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO e CaO e positivas para Na_2O , K_2O e P_2O_5 . O diagrama SiO_2 vs. P_2O_5 separa o sill de Reserva dos demais, com teores mais elevados para P_2O_5 que nos outros dois sills. Com relação

aos teores de TiO_2 , à exceção de três amostras de Prudentópolis, duas de Reserva e uma de Irati, todas as demais rochas são definidas como alto TiO_2 . Para os elementos traço, as correlações com SiO_2 são positivas para Zr e Y e negativas para Cr e Sr. Nos diagramas para Ni, Cu, Zn, Rb e Nb observa-se uma grande dispersão dos pontos. O diagrama Zr/Y vs Y mostra um trend principal, compatível com o modelo de cristalização fracionada em todos os sills analisados.

Análise por Difractometria de Raio X em 11 amostras coletadas em perfis verticais nas encaixantes dos sills, indicam um metamorfismo de contato da fácies Sanidinito, com temperatura na ordem de 1200°C .

ABSTRACT

The emplacement of igneous bodies plays a relevant role in the structuring and accumulation of hydrocarbon as both distribution of existing structures and generation of new reservoirs are affected and, also, accumulation and maturation of the organic content and its transformation into hydrocarbon is favored. In Paraná Basin, the magmatic event that generated the Serra Geral Formation basalts and differentiates must have lead to obliteration of accumulations, reduction of reservoir porosity near intrusive bodies and flows, and thermal transformation of organic content into hydrocarbon. In order to better understand the thermal influence of the sills that intruded Irati Formation sediments, thermodynamic models for the evolution of the Serra Geral rocks are discussed based on their composition and shape, especially for sills in Reserva, Irati and Prudentópolis, State of Paraná. The rocks occur as sills are macroscopically identified as basalt, microgabbro, and, exceptionally, gabbro. Microscope petrography reveals labradorite, augite, and subordinate opaque minerals, olivine and quartz, carbonate, chlorite, biotite, apatite, sericite, and clay minerals. Under geochemical analysis, the sills are identified as basalt or andesibasalt (more commonly) and latite. Taking MgO as the differentiation index, a large compositional variation is observed in the studied rocks, which show negative correlation to Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO and CaO, and positive correlation to Na_2O , K_2O and P_2O_5 . SiO_2 vs P_2O_5 correlation in sills shows that in the Reserva P_2O_5 content is higher than in Irati and Prudentópolis. For TiO_2 , except in three samples from Prudentópolis, two samples from Reserva and one sample from Irati, all other rocks show a high TiO_2 content. Trace-elements correlation to SiO_2 are positive for Zr and Y, and negative for Cr and Sr. Diagrams for Ni, Cu, Zn, Rb and Nb a wide dispersion is

observed. Zr/Y vs Y shows a main trend that is compatible with a fractional crystallization model for all the sills studied.

X-ray diffractometry for 11 samples from vertical profiling in sill hosts indicate sanidinite facies contact metamorphism, with temperatures of about 1,200 °C.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Iniciais

A dissertação ora apresentada intitulada: Influência Termal dos *Sills* de Reserva, Prudentópolis e Irati nas rochas encaixantes da Formação Irati no Estado do Paraná, foi desenvolvida durante o curso de pós-graduação, nível mestrado, na área de concentração de Geologia Exploratória, junto ao Departamento de Geologia do Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná – UFPR, sob orientação da Professora Dra. Eleonora M.G.Vasconcellos e co-orientadores Professores Dr. Sidnei Rostirolla da Universidade Federal do Paraná e Dr. José Paulo Peccinini Pinese da Universidade Estadual de Londrina.

1.2 Objetivo

O trabalho desenvolvido objetivou desenvolver modelos termodinâmicos de formação das rochas ígneas dos sills de Reserva, Prudentópolis e Irati, através de análise da composição, forma de ocorrência dos corpos ígneos, petrografia e análise geoquímica, baseando-se na caracterização da temperatura de intrusão dos magmas, halos ou auréolas de metamorfismo de contato, taxas de cristalização, sendo possível delimitar qual a relação espacial que existe entre a temperatura de intrusão e resfriamento das rochas ígneas sobre as rochas geradoras de hidrocarbonetos, associados ao sistema petrolífero Irati – Rio Bonito/ Pirambóia.

Os dados aqui utilizados, foram obtidos durante o desenvolvimento do projeto denominado “Modelo termal de formação das rochas ígneas da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná) e sua influência nos sistemas petrolíferos Ponta Grossa-Itararé e Irati-Rio

Bonito/Pirambóia processo CNPq/CTPETRO 460430/01-7, coordenado pela prof^a . Dra. Eleonora Maria G. Vasconcellos.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO ÀS ÁREAS ESTUDADAS

As áreas pesquisadas são três, sendo que a primeira corresponde ao *sill* de Reserva, a segunda ao *sill* de Prudentópolis e a terceira ao *sill* de Irati, como mostra o Mapa de Localização (Fig.01)

A área do *sill* de Reserva localiza-se no município de Reserva, na porção central do Estado do Paraná, entre as coordenadas 7.288.718 e 7.267.922 de latitude sul e 509.014 e 525.506 de longitude oeste.

A área do *sill* de Prudentópolis localiza-se a leste da cidade de Prudentópolis entre as coordenadas 7.212.818 e 7.207.999 latitude sul e 512.330 e 522.932 longitude oeste.

O *sill* de Irati está localizado entre as cidades de Irati ao sul e Imbituva ao norte, entre as coordenadas 7.206.446 e 7.179.784 latitude sul e 521.612 e 540.589 longitude oeste.

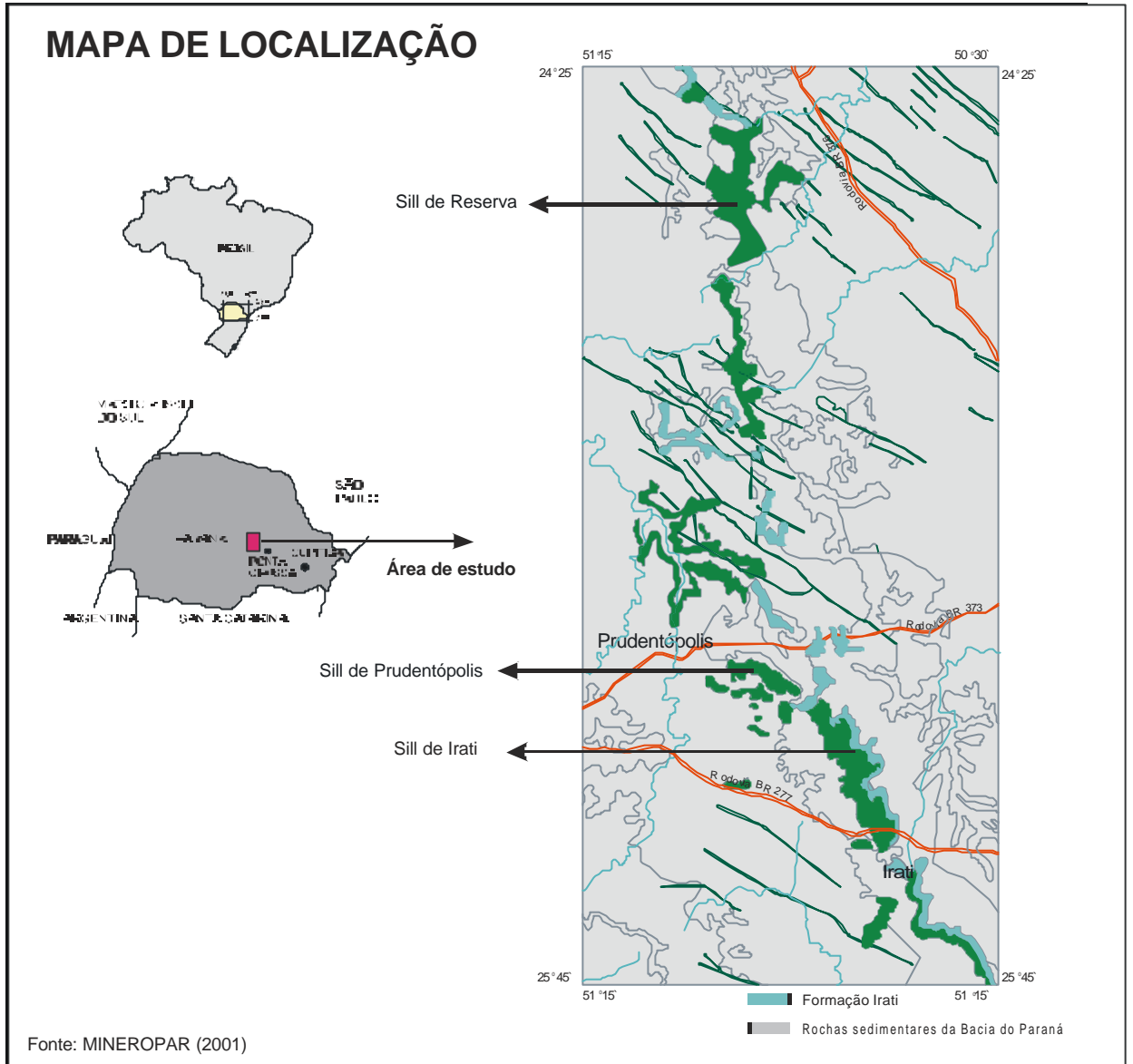


Figura.01- Mapa de localização dos *sills* estudados, encaixados na Formação Irati. (Modificado de Mineropar, 2001).

CAPÍTULO 2

MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Na etapa inicial dos trabalhos, foi realizado um extenso levantamento bibliográfico referente ao vulcanismo mesozóico fissural da Bacia do Paraná e intrusivas associadas (diques e sills). Tal levantamento visou a obtenção do arcabouço teórico necessário para o desenvolvimento desta pesquisa.

2.2 DIGITALIZAÇÃO DE MAPAS GEOLÓGICOS

Foram digitalizados os mapas topográficos das regiões de Irati, Prudentópolis e Reserva. Os mapas topográficos foram digitalizados com o programa Auto Cad R14 e correspondem às folhas SG 22 – X – C – I – 4, SG 22 – J – I – 1, SG 22 – X – A – IV – 1, dos municípios de Irati, Prudentópolis e Reserva. Esses mapas foram elaborados em escala 1:50.000, cuja finalidade envolveu o auxílio na localização nas atividades de campo e, principalmente, para confecção dos mapas geológicos das regiões.

2.3 TRABALHOS EM FOTOGRAFIAS AÉREAS

Efetou-se estudo de fotointerpretação com auxílio de estereoscópio de espelho em fotografias aéreas das áreas pesquisadas, as quais foram gentilmente cedidas por

empréstimo pela Sema (Secretaria do Meio Ambiente), para as regiões de Irati Prudentópolis e Reserva.

Tratam-se de fotografias aéreas na escala 1:25.000 do vôo de 1980 ITC-PR, nas quais foi possível delimitar os corpos estudados, suas linhas estruturais e uma determinação de maneira preliminar dos possíveis pacotes litológicos distintos das rochas encaixantes, através de zonas homólogas, resultando, assim, em 3 mapas geológicos preliminares dos respectivos corpos estudados .

2.4 TRABALHOS DE CAMPO

Tendo em mãos os mapas topográficos, bem como, os mapas geológicos preliminares realizou-se o reconhecimento dos corpos em trabalhos de campo para complementação de mapas já existentes, além da coleta de amostras de modo sistemático em perfis nos diversos níveis dos sills estudados.

As atividades de campo foram realizadas nas regiões de Reserva, Prudentópolis, Imbituva, Irati e Rebouças. Seu objetivo foi definir contatos litológicos entre as rochas básicas formadoras dos sills e suas encaixantes, as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, principalmente com os folhelhos da Formação Irati. Ao longo de todo trabalho de campo foram descritos 34 pontos, destes, em 07 foi possível definir o contato entre os sills e as rochas sedimentares, 17 pontos foram caracterizados pela presença das rochas básicas, 07 com afloramento das rochas sedimentares e 03 pontos correspondendo ao afloramento tanto de rochas sedimentares como básicas, porém o contato não foi definido. No total, foram coletadas 83 amostras.

2.5 ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Inicialmente esta etapa de trabalho voltou-se para a descrição e análises petrográficas em nível mesoscópico, a fim de selecionar amostras visando o exame microscópico em seções delgadas.

Posteriormente às observações mesoscópicas, selecionaram-se 34 amostras dos sills, para confecção de lâminas delgadas, as quais foram examinadas com auxílio de microscópio petrográfico Olympus, sob luz polarizada no Laboratório de Petrologia e Mineralogia (LAPEMIN) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.

2.6 ANÁLISES QUÍMICAS E GEOQUÍMICAS

As amostras foram inicialmente preparadas no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) da Universidade Federal do Paraná, onde foram britadas, moídas e quarteadas.

Das amostras coletadas, 31 foram analisadas por fluorescência de raio X, no laboratório do Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, SP (IGCE UNESP), para elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O e P_2O_5) e elementos traço (Cr, Ni, Cu, Zn, Ba, Rb, Sr, Zr, Y e Nb).

2.7 DIFRATOMETRIA DE RAIOS X

Utilizando-se o método de difratometria de raios X foram analisadas 11 amostras de rochas sedimentares encaixantes dos sills todas analisadas no Laboratório de Análises de Minerais e

Rochas (Lamir) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, com o objetivo de definir-se a paragênese mineral e assim inferir grau o metamórfico atuante sobre essas rochas por influência térmica das intrusões.

CAPÍTULO 03

ESTADO DA ARTE

3.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS DA BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná (Fig.02) é uma grande bacia intracratônica sul-americana, desenvolvida completamente sobre crosta continental. Foi preenchida por até 6.000 m de sedimentos e por até 1.700 m de rochas vulcânicas, acumuladas entre o final do Ordoviciano e o Cretáceo, alinhada segundo a direção NE-SW, paralelamente aos *trends* estruturais Brasilianos do embasamento. Abrange uma área de 1.600.000 km² dos quais aproximadamente 1.300.000 km² se encontram em território brasileiro, estendendo-se ainda pelo Paraguai (100.000 Km²), Uruguai (100.000 Km²) e Argentina (100.000 Km²), conforme pode ser visto no Mapa Geológico da Bacia do Paraná (Fig. 02).

O embasamento da Bacia do Paraná é constituído de vários blocos cratônicos: Cráton Luis Alves na porção sul da Bacia e no Cráton São Francisco na borda nordeste, ambos de idade Arqueana. No maciço de Curitiba na margem norte do Cráton Luis Alves ocorrem litologias do Neoproterozóico. Estes blocos cratônicos são circundados por cinturões móveis representados pelo Cinturão Ribeira, do Mesoproterozóico que ocorre na porção central e nordeste da bacia e pelos cinturões móveis Dom Feliciano a leste e Paraguai-Araguaia a noroeste, ambos do Neoproterozóico, formados na orogenia Brasiliana ou Pan-Africana (750-500 Ma).

Depositadas sobre uma vasta área de escudo do novo continente Gondwânico, a origem da instalação da Bacia do Paraná é motivo de controvérsia. Zalán et al. (1990), admitem que esta se fez através da subsidência causada pelo resfriamento da crosta recém agrupada ao fim do Ciclo Brasileiro. Milani (1992), através de dados sísmicos, aeromagnetométricos e gravimétricos reconheceu falhas com direção NE-SW que, segundo o autor, condicionaram a sedimentação de idade Siluriana-Devoniana na Bacia do Paraná, implicando portanto numa tectônica de rift central ou aulacógenos em instalação e início de sedimentação. A mesma hipótese também foi levantada por Almeida (1981), Fulfaro et al. (1982) e Cordani et al. (1984).

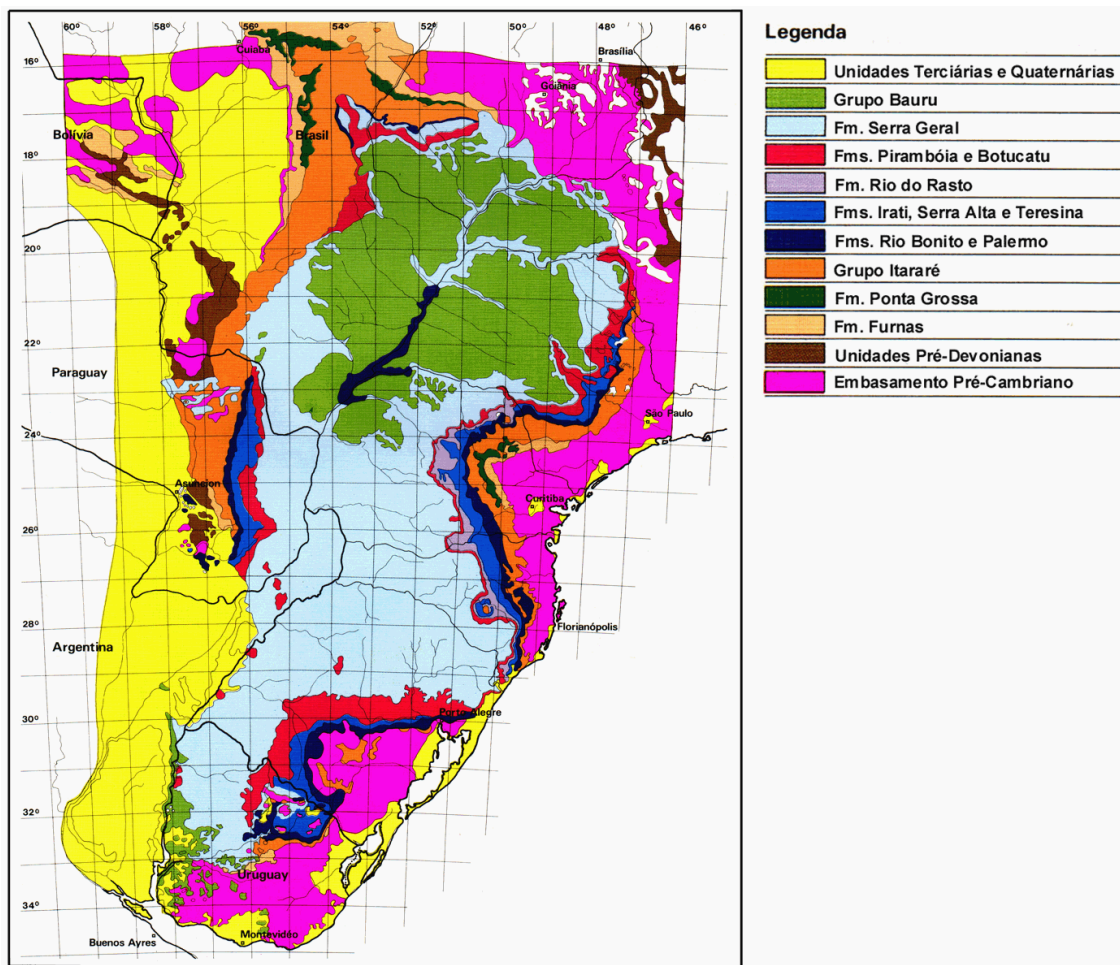


Figura 02 -Mapa geológico da Bacia do Paraná (mod. Barbosa 2004, PauliPetro, 1981).

De acordo com Milani et al. (1994) (Fig.03) seu registro sedimentar-magmático é formado por seis grandes seqüências sedimentares, limitadas por expressivas discordâncias regionais: (1) ordovício-siluriana, (2) devoniana, (3) carbonífera-eotriássica, (4) neotriássica, (5) jurássica-eocretácea e (6) neocretácea.

A seqüência ordovício-siluriana é a seqüência mais antiga da bacia e corresponde estratigraficamente ao Grupo Rio Ivaí (Assine et al., 1994), composto por arenitos arcoseanos na base e quartzíticos no topo (Formação Alto Garças), por diamictitos

(Formação Iapó) e por folhelhos, siltitos fossilíferos e arenitos finos (Formação Vila Maria).

A seqüência devoniana é representada pelo Grupo Paraná, constituído pelas formações Furnas e Ponta Grossa. A Formação Furnas caracteriza-se pela marcante homogeneidade litológica, composta por arenito branco a amarelado, caolinítico a grosso, imaturo. Em direção ao topo predominam arenitos mais finos. Esta unidade passa gradualmente para a Formação Ponta Grossa, constituída por folhelhos, folhelhos sílticos, siltitos e arenitos.

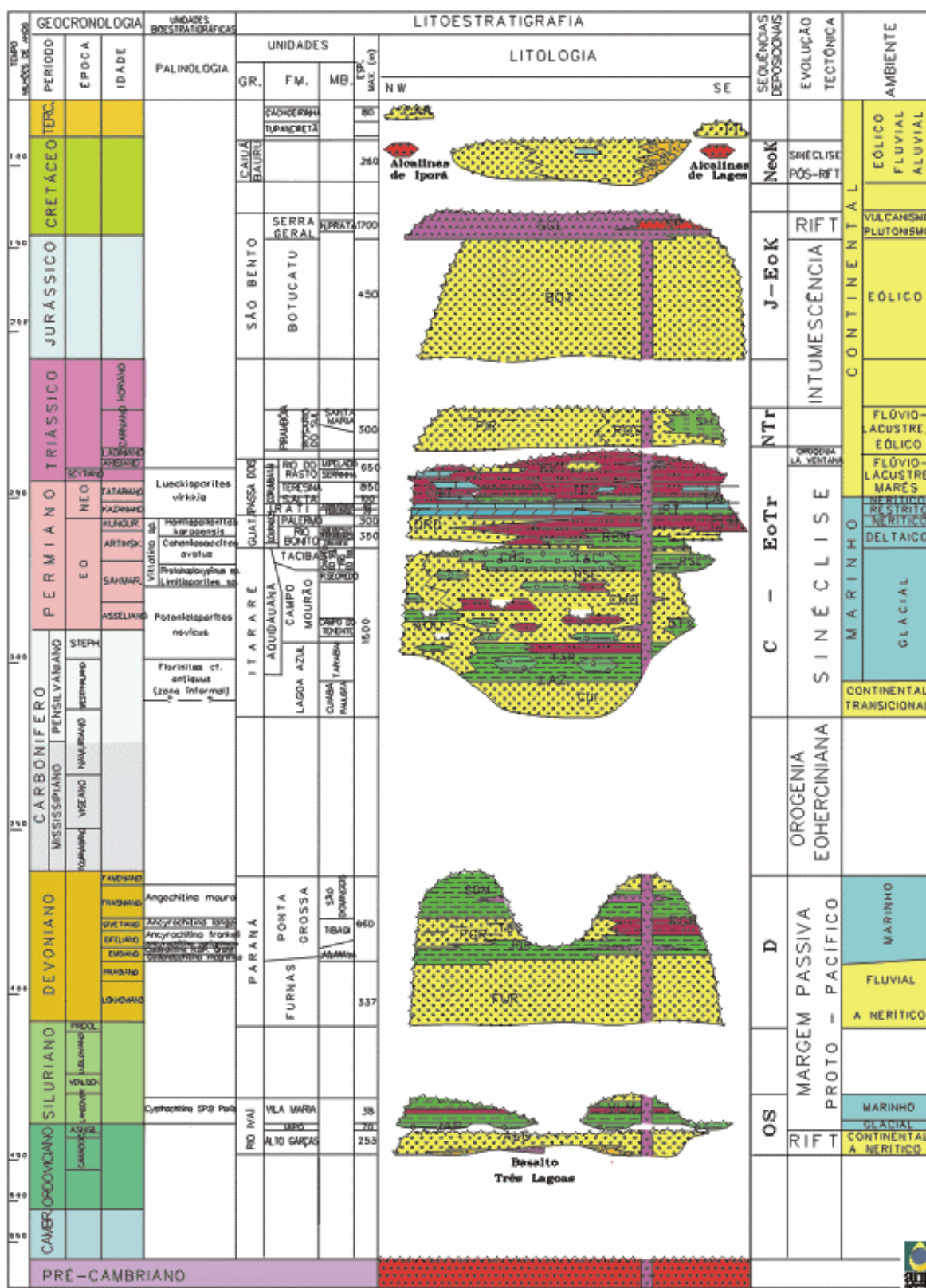
A porção basal da seqüência carbonífera-eotriássica corresponde ao Grupo Itararé (parte sul) e à Formação Aquiduaana (porção norte-noroeste da Bacia, cujas rochas são equivalentes às do Grupo Itararé), acumuladas ainda sob influência do clima glacial, predominando diamictitos intercalados a arenitos. O Grupo Itararé é subdivido nas formações Lagoa Azul, composta por arenitos sotopostos por folhelhos e diamictitos; Campo Mourão, correspondendo ao intervalo arenoso principal e, Taciba, composta por folhelhos com intercalações arenosas e diamictitos. Em seguida depositou-se a Formação Rio Bonito, caracterizada por arenitos associados a leitos de carvão, siltitos e folhelhos localmente carbonosos. Logo depois, depositou-se a Formação Palermo, representada por siltitos e siltitos arenosos. Mais acima, a Formação Irati caracteriza-se por folhelhos, folhelhos betuminosos, carbonato, arenito, marga e anidrita, seguida pela deposição dos folhelhos da Formação Serra Alta. A porção superior da seqüência carbonífera-eotriássica é representada pela Formação Teresina (composta por argilitos e siltitos cinza-claros, calcários oolíticos) e Formação Rio do Rasto (arenitos, siltitos e folhelhos). A Formação Corumbataí aflora na porção

norte da bacia e é cronoequivalente às formações Teresina e Rio do Rasto.

A seqüência neotriássica é representada pelas formações Pirambóia e Rosário do Sul, constituídas por arenitos finos e regularmente a bem selecionados.

As formações Botucatu e Serra Geral constituem a seqüência jurássica-cretácea. A Formação Botucatu compõe-se por arenitos finos a médios, quartzosos, em geral bem selecionados, resultantes da deposição de dunas eólicas. Recobrando os arenitos da Formação Botucatu, seguiu-se o maior derrame de lavas do planeta, que resultou em até 2.000 m de basaltos sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, além dos diques e sills.

A seqüência neocretácea, segundo Milani et al. (1994), corresponde aos Grupos Bauru e Caiuá, porém Fernandes e Coimbra (1996) excluíram-na da Bacia do Paraná, por considerá-la acumulada em uma nova bacia, distinta, desenvolvida após a ruptura do continente gonduânico, denominada Bacia Bauru.



E.JMILANI et al., 1993
 Figura 03- Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani,1994).

3.2 AS PROVÍNCIAS ÍGNEAS CONTINENTAIS

A partir da década de 90, Coffin e Eldholm (1992), criam o conceito de Grandes Províncias Ígneas (Large Igneous Provinces ou LIPs) que foram definidas como regiões de extensivo extravasamento de lavas associadas com intrusões de rochas, basicamente, máficas, cuja origem está relacionada a processos diferentes daqueles vinculados ao espalhamento "normal" do assoalho oceânico (Coffin e Eldholm, 1994).

A hipótese mais discutida e defendida sobre a origem das grandes províncias ígneas é a que defende as plumas mantélicas, com suas variações, este modelo vem sendo debatido, modificado e aprimorado desde Morgan (1971). De forma simplificada os modelos de plumas mantélicas podem ser separados em 4 grupos: modelos de plumas ativas, de plumas passivas, modelos híbridos (plumas ativas/passivas) e o último, menos conhecido, diz que a origem das plumas mantélicas e, assim das províncias CFB (continental flood basalts), deve-se ao impacto de meteoritos. As Grandes Províncias Ígneas por apresentarem abrangência global marcam modificações de taxas e direção das placas tectônicas.

Os principais exemplos das Grandes Províncias ígneas incluem as margens vulcânicas passivas, os platôs oceânicos, os derrames basálticos de bacias oceânicas, as cadeias de montanhas submarinas e principalmente as mais estudadas, as províncias de derrames de basaltos continentais (CFB).

As províncias de derrames de basaltos continentais apresentam formas tabulares com volumosas e espessas seqüências de derrames basálticos, basicamente toleíticos em termos de elementos maiores. Com relação aos elementos traços os basaltos apresentam em relação aos MORB (middle ocean ridge basalts) e OIB (ocean island basalts), quantidades

maiores de elementos terras raras e traços incompatíveis; sendo que essa diferença pode ter sido oriunda tanto de contaminação crustal como de fontes mantélicas sub-continentais enriquecidas nesses elementos (MacDougall, 1988 b), Wilson, 1989; Vogel e Keays, 1971) ocorrem ainda baixas concentrações de elementos compatíveis como o Ni e o Cr, que, junto com a correlação positiva, tomando o MgO como índice de diferenciação, confirmam a possibilidade dos magmas basálticos das províncias de CFB não apresentarem magmas primários, mas que resultaram de cristalização fracionada (Wilson, 1989; Vogel e Keays, 1997). Tal padrão de fracionamento é caracterizado, também, pelo crescimento progressivo de outros elementos de transição como o Cu, e, em menor extensão, o Zn e o V, que acompanham o Fe e o Ti que segundo Dupuy e Dostal (1984) define uma característica típica dos CFB.

As grandes províncias ígneas contêm ainda, em quantidade menores, basaltos picríticos e vulcânicas ácidas.

3.3 AS ROCHAS VULCÂNICAS DA PROVÍNCIA ÍGNEA CONTINENTAL DO PARANÁ

Localizado na Bacia do Paraná a Província Paraná (Piccirillo & Melfi, 1988) apresenta em seu contexto litoestratigráfico uma das maiores manifestações de vulcanismo fissural ocorrida em região continental e, para Fodor et al. (1985), como também para Milani e. al. (1994), essa manifestação é a resposta magmática dos estágios precoces da ruptura do Gondwana e da abertura do Atlântico Sul, que resultou no empilhamento de até 1.700 m de basaltos, registrada na porção norte, (Zalán et al., 1987), sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, além de intrudir-se por entre os

mesmos, sob a forma de diques e sills. O vulcanismo fissural da Província Paraná recobre 70% de toda a superfície da bacia (Bellieni et al., 1986 a; b) estando distribuída pela região centro-sul do Brasil (Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais e Goiás), onde recebe o nome de Formação Serra Geral de White (1908). Ocorre ainda na Argentina com a denominação formal de Formação Curuzú Cuatiá, Membro Posadas, no Paraguai é chamada de Formação Alto Paraná e no Uruguai é Formação Arapey (Peate, 1997). A província do Paraná cobre uma área de cerca de $1,2 \times 10^6 \text{ Km}^2$ da Plataforma Sul Americana, cujo volume atual é da ordem 800.000 km^3 . O Alto do Rio Grande e a Cadeia Walvis, no Oceano Atlântico Sul, são considerados como as trilhas fósseis da pluma mantélica de Tristão da Cunha. Tais trilhas conectam as províncias do Paraná e de Etendeka (na Namíbia-SSW da África) onde ocorre a atividade ígnea atual do agrupamento de ilhas de Tristão da Cunha (Fig. 04) (O'Connor e Duncan, 1990; Gallagher e Hawkesworth, 1994).

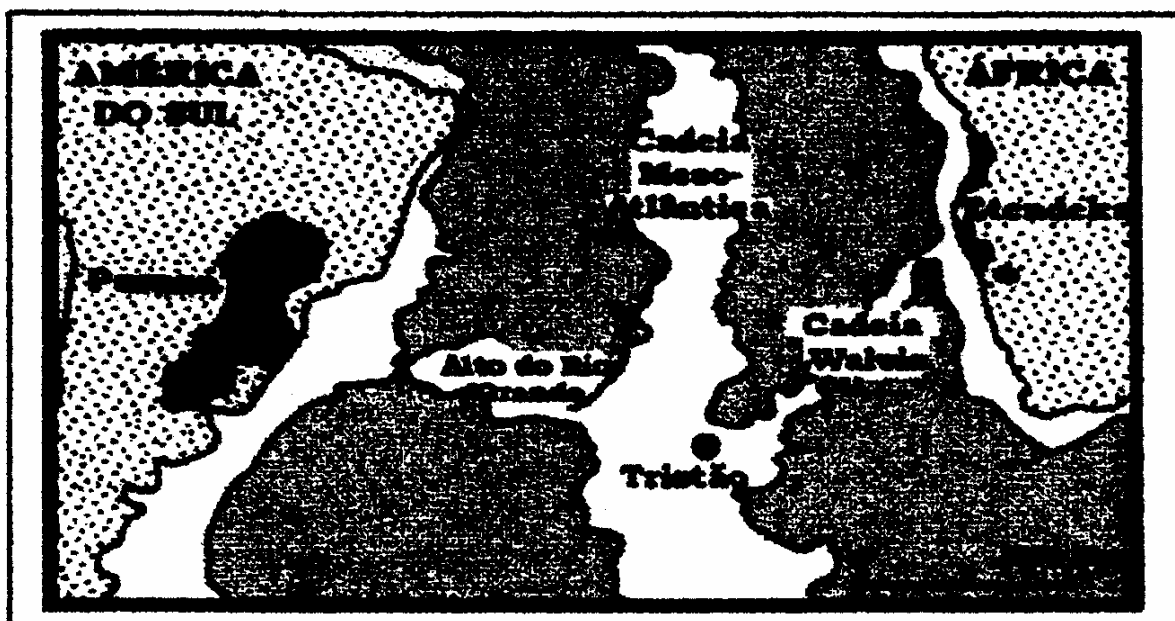


Figura 04 – Mapa do Atlântico Sul modificado (de White e McKenzie (1989). Feições rasas entre 4 Km de profundidade e o nível do mar estão na cor branca. A Cadeia Walvis e o Alto do Rio Grande marcam as trilhas do vulcanismo que unem, respectivamente, as províncias de Etendeka e do Paraná, ao agrupamento de ilhas de Tristão da Cunha.

As rochas do vulcanismo basáltico da Bacia do Paraná apresenta diversidades quanto a tipos litológicos com a predominância de basaltos toleíticos (+/- 90%), acompanhados por litotipos intermediários (+/- 7%) riodacitos e ácidos riolitos (+/-3%).

3.4 GEOQUÍMICA , PETROGRAFIA E IDADES DA PROVÍNCIA ÍGNEA PARANÁ

Diversos estudos realizados nos magmatitos da Província Paraná tiveram sua importância, a partir do início das décadas de 80 e 90, quando surgiu uma série de trabalhos mais

sistemáticos enfocando a petrologia, geoquímica e geofísica dessas rochas, visando obter uma abrangência de caráter regional. Dentre outros destacam-se: Cordani et al. (1980), Sartori e Gomes (1980), Bellieni et al. (1984,b), Comin-Chiaramont et al. (1983), Marques (1983,1988), Sartori (1984), Fodor (1987), Mantovani et al. (1985 a,b), Petrini et al. (1987) e Piccirillo et al. (1987 a, b), Peate et al. (1988;1990;1992;1997), Turner et al. (1996); Marques et al (1999) entre outros.

Na década de 80 os estudos evidenciaram que o vulcanismo basáltico da Bacia do Paraná apresentava diversidades quanto a tipos litológicos com a predominância de basaltos toleíticos (+/- 90%), acompanhados por litotipos intermediários (+/- 7%) riodacitos e ácidos riolitos (+/-3%).

Segundo Bellieni et al. (1988) os principais litotipos vulcânicos básico-intermediários encontrados na Província Ígnea Paraná correspondem a basaltos toleíticos, andesibasaltos, andesitos e, subordinadamente, basaltos transicionais, lati-basaltos e lati-andesitos, já os litotipos ácidos correspondem a riolitos e riodacitos.

As análises químicas obtidas por Piccirillo e Melfi. (1988) os levaram a distinguir duas suítes toleíticas principais em função do teor de TiO_2 : (A) suíte de baixo TiO_2 (< 2% em porcentagem peso), caracterizada também pelo empobrecimento em P, Sr, Ba, La, Ce, Zr e Y em relação a suíte B; (B) suíte de alto TiO_2 (> 2% em porcentagem peso), caracterizada pelo enriquecimento em elementos incompatíveis (Rb, Th e U) e maior razão álcalis/sílica. As rochas ácidas também foram separadas em duas suítes: (A) vulcânicas ácidas Chapecó, caracterizadas pelo alto conteúdo de Ti, P, Ba, La, Ce e Zr, e (B) vulcânicas ácidas Palmas, apresentando baixo conteúdo de Ti, P, Ba, La, Ce e Zr. As rochas pertencentes aos corpos intrusivos (sills e diques) mostram, de um modo geral,

semelhanças químicas com as extrusivas nas diferentes regiões da Bacia do Paraná, principalmente na região norte, onde estes corpos são mais abundantes.

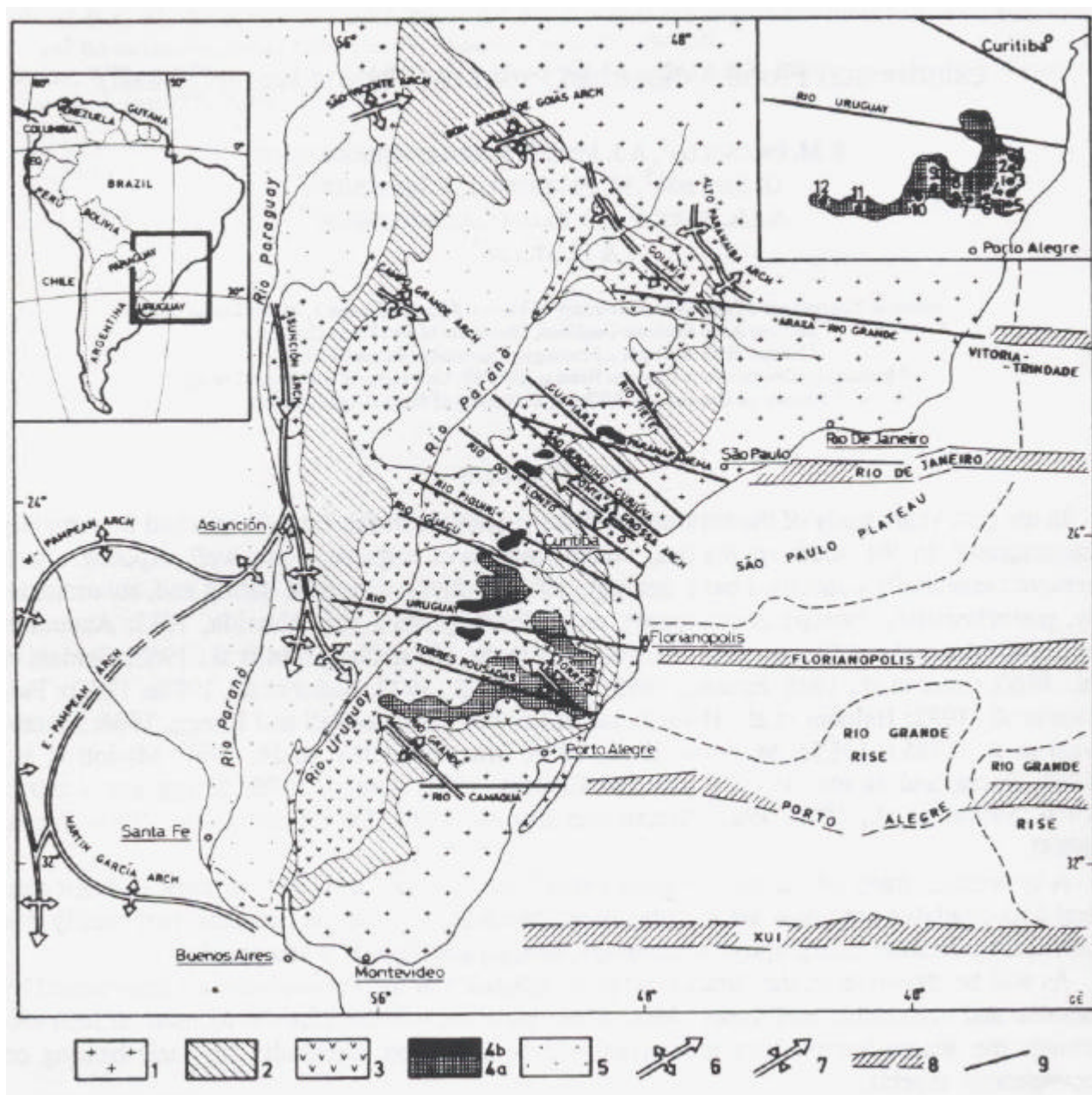
Piccirillo e Melfi (1988) dividiram geograficamente a Bacia do Paraná em três áreas principais: (1) região sul, (2) região central e (3) região norte (Fig.05).

A Região Sul da Bacia do Paraná situa-se ao sul do lineamento Rio Uruguai. Suas rochas aflorantes são predominantemente fluxos de lava. Diques e sills são raros. Sua porção basal é composta principalmente por basaltos toleíticos, enquanto que sua porção superior compõe-se de riolacitos e riolitos. Os litotipos intermediários concentram-se entre as porções inferior (básica) e superior (ácida). As lavas básicas e intermediárias pertencem principalmente à suíte de baixo TiO_2 , e normalmente apresentam em sua composição cristais de plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, pigeonita, olivina e minerais opacos. As lavas ácidas pertencem à família das vulcânicas Palmas e normalmente compõem-se por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, pigeonita e minerais opacos.

A Região Central da Bacia do Paraná localiza-se entre os lineamentos Rio Uruguai e Rio Piquiri. Suas rochas aflorantes também correspondem predominantemente a fluxos de lavas e, diques e sills, continuam escassos. É composta por suítes vulcânicas similares àquelas que ocorrem nas regiões norte e sul e pode ser considerada uma zona de transição entre essas regiões. As lavas básicas pertencem principalmente à suíte de baixo TiO_2 , e os fluxos ácidos estão representados pelos tipos Chapecó e Palmas. Nos litotipos Chapecó predomina a afinidade riolacítica e, em Palmas, riolítica. A região central também foi subdividida por Nardy et al. (1993) em quatro unidades litoestratigráficas: unidade spK (unidade sedimentar), unidade

básica JKSG (unidade vulcânica de natureza básica intermediária), unidade ácida JKSGá1 (unidade vulcânica de natureza ácida caracterizada por rochas do tipo Palmas) e unidade ácida JKSGá2 (unidade vulcânica de natureza ácida caracterizada por rochas do tipo Chapecó).

A Região Norte da Bacia do Paraná situa-se a norte do lineamento Rio Piquiri. É caracterizada por extensivos afloramentos de sills, pela alta concentração de diques, principalmente na área do Arco de Ponta Grossa e pela disseminação de fluxos de lavas estratificados. Os fluxos de lava correspondem principalmente a basaltos toleíticos, recobertos por raros fluxos ácidos (riolitos e riodacitos) no limite sudoeste. A grande maioria das lavas básicas pertence às famílias de alto e intermediário TiO_2 e normalmente são compostas por cristais de plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, vidro, pigeonita e minerais opacos. Os fluxos ácidos são representados pelas rochas do tipo Chapecó de natureza predominantemente riolítica. A maioria dos diques possui composição básica e pertence à família de TiO_2 intermediário.



1: Embasamento Cristalino 2: Sedimentos 3: Vulcânicas da Formação Serra Geral 4 a:Chapecó 4 b:Palmas 5:Sedimentos Pré-Vulcânicos 6: Arco de Torres 7: Arco de Ponta Grossa 8:Alinhamentos 9: Alinhamentos Estruturais
 Figura 05.-Mapa da Bacia do Paraná com as três divisões principais da distribuição das rochas Vulcânicas da Formação Serra Geral (Piccirillo et al. 1987, 1988).

As primeiras tentativas de propor uma estratigrafia para as rochas da Formação Serra Geral a partir de critérios geológicos foram feitas por Amaral e Crósta (1983) que sugerem separá-las em três subunidades informais, da base para o topo: **a.** lavas basálticas toleíticas com intercalações de arenitos intertrapianos; **b.** lavas riodacíticas e riolíticas; e **c.** lavas basálticas toleíticas.

Na década de 90 Nardy (1995) em estudos na Zona Central da Província divide a Formação Serra Geral em 3 unidades, da base para o topo: **a.** Unidade Básica Inferior, **b.** Unidade Ácida, subdividida nos Membros Chapecó e Palmas, e **c.** Unidade Básica Superior. Um dos trabalhos mais importantes da década de 90 foi o realizado por Peate (1990) que buscou definir a estratigrafia química e a evolução petrogenética da sucessão vulcânica (Peate et al., 1988; 1990; 1992). A partir do conceito de magmas-tipo, foram individualizados seis diferentes magmas-tipo basálticos-três de alto-Ti (Urubici, Pitanga e Paranapanema), e três de baixo-Ti (Gramado, Ribeira e Esmeralda) (Peate et al., 1992). Tais estudos permitiram separar também os magmas riolíticos do tipo Palmas e Chapecó em subgrupos. Os do tipo Palmas foram subdivididos nos Subgrupos Santa Maria, Anita Garibaldi e Caxias do Sul e os do tipo Chapecó nos Subgrupos Guarapuava e Ourinhos (Peate et al., 1992; Garland et al., 1995).

As principais características isotópicas dos diferentes magmas-tipo definidos, de acordo com Peate (1997), são as seguintes: o magma-tipo Gramado apresenta altas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0,7075 - 0,7167) e baixo $^{143}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}_i$ (-8 a -3), relativamente à terra global (bulk earth). Já o magma-tipo Esmeralda apresenta um arranjo linear deslocado, em relação ao Gramado, para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ menores (0,7046-0,7086) e $^{143}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}_i$ (-4 a +3) maiores. Ambos apresentam ainda composições isotópicas

de Pb radiogênico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18.2$) maiores do que os magmas alto-Ti. Porém, o Esmeralda apresenta variação isotópica menor ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,6-18,8$) do que Gramado ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,4-19,1$). No norte da província, os magmas-tipo basálticos Ribeira, Pitanga e Paranapanema, apresentam variações mais restritas nas composições isotópicas de Sr, Nd e Pb ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7055 - 0,7063$; $^{143}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}_i = -1,6$ a $-3,6$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,81- 18,12$) em relação aos demais magmas-tipo. Por sua vez, o magma-tipo Urubici, alto-Ti do sul da província, apresenta composições isotópicas de Sr-Nd-Pb que se sobrepõem às dos magmas-tipo do norte, todavia apresentando uma variação maior, que se estende para os valores de Sr e Pb menos radiogênicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ bem mais altas (0,714-0,727).

Estudos isotópicos recentes em basaltos de baixo-Ti e alto-Ti, distribuídos de norte a sul na província (Marques et al., 1999) confirmam as variações apontadas por Peate (1997).

Esses estudos resultaram na apresentação de uma proposta de estrutura interna do pacote vulcânico da província do Paraná, ou seja, do empilhamento dos diferentes magmas-tipo definidos, principalmente os basálticos, conforme distribuição e disposição esquemática no perfil N-S (Fig. 07) de Peate et al. (1992).

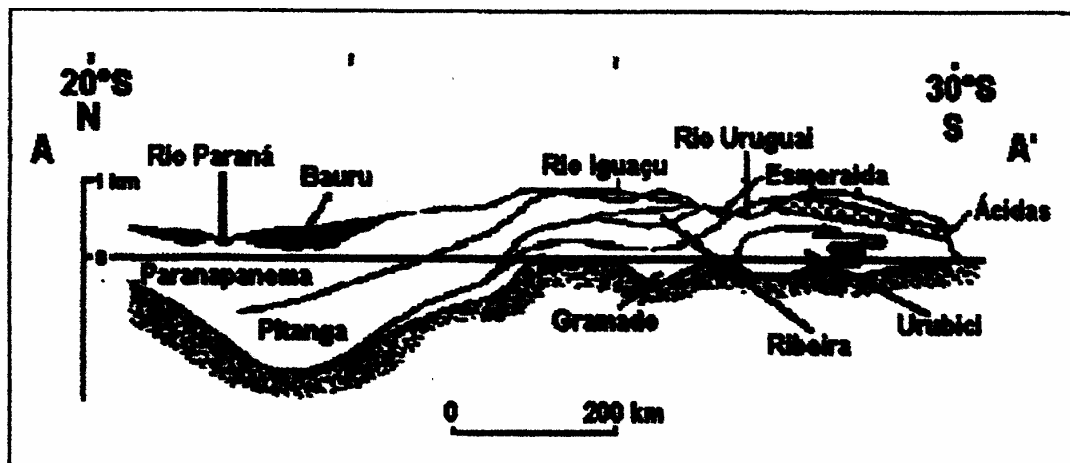


Figura 06- Perfil esquemático Norte-Sul através da pilha vulcânica da Província do Paraná, segundo ~52W. As unidades estratigráficas conforme definidas por Peate et al. (1992).

Então, a partir do recobrimento estratigráfico entre os magmas-tipo, os autores sugerem que o magmatismo evoluiu do tipo Gramado para o Pitanga e deste para o Paranapanema. Mais ainda, baseados no mergulho das unidades para norte e de encontro ao assoalho da bacia, que o magmatismo teria migrado de sul para norte, num processo vinculado à abertura do Rife do Atlântico Sul –RAS (Peate et al., 1990;1992; Hawkesworth et al.,1992). Com base na separação geoquímica entre as unidades de Gramado ($Ti/Y < 300$) e Pitanga ($Ti/Y > 300$), tida como a mais importante dentro da pilha vulcânica, Peate et al.(1990) sugerem que a província do Paraná poderia ser pensada em termos de duas províncias de CFB sucessivas. Uma mais antiga ao sul e uma mais jovem ao norte. Peate (1990), Peate et al. (1990;1992) e Hawkesworth et al. (1992) consideram que os magmas basálticos de baixo e alto-Ti foram formados a partir de fusões de porções distintas do manto litosférico continental enriquecidas em elementos incompatíveis, à semelhança da província de CFB do Karoo (Cox,1988).

Turner et al. (1996) defendem que os magmas-tipo da província não devem representar a evolução petrogenética a partir de uma única fonte mantélica, pois formam unidades diacrônicas (Turner et al.,1994), extravasadas a partir de diferentes centros (Peate et al., 1990;1992). Sugerem, ainda, que a disposição superficial dos magmas-tipo parece refletir a distribuição sub-crustal de regiões fontes litosféricas distintas. Tal zonalidade litosférica, alto e baixo-Ti, está assinalada, também, segundo esses autores, no magmatismo máfico potássico contemporâneo e posterior à província do Paraná (Gibson et al., 1995;1996).Peate e Hawkesworth (1996), Stewart et al.(1996) e Garland et al. (1995) apresentam um modelo de evolução temporal do magmatismo da província, que teria migrado de NW para SE, ao longo da zona extencional do arco de Ponta Grossa, com a fonte mantélica dos magmas tornando-se gradualmente mais rasa. O magma-tipo Pitanga, representando a unidade mais antiga da província, teria derivado da fusão de peridotitos, relativamente férteis e anidros, da parte mais profunda da litosfera (90-120 km). Já, o magma-tipo Gramado refletiria a fusão da porção mais rasa (<60km) da litosfera, de peridotitos relativamente hidratados. No magma-tipo Esmeralda, a unidade mais jovem da província e que finaliza a evolução do magmatismo, são reconhecidas assinaturas astenosféricas, resultantes da extensão litosférica, que marca a separação América do Sul-África, que teria sido suficiente para gerar magmas por fusão descompressiva da astenosfera.

Marques et al. (1999) sugerem que as diferentes assinaturas geoquímicas dos basaltos foram derivadas da fusão parcial de antigos reservatórios do manto litosférico com características químicas e isotópicas heterogêneas (Hawkesworth et al.,1988;1992; Piccirillo et al.,1988b; 1989),.

sugerem, ainda, que o papel da pluma mantélica de Tristão da Cunha na geração da província, se houve, foi o de fornecer calor para a fusão do manto litosférico. A origem a partir de uma fonte litosférica rasa foi sugerida também para o magma-tipo Urubici (HPT) (Peate et al.,1999) e para a sucessão vulcânica no Uruguai (Turner et al.,1999 a ;b).

Nos últimos anos, grandes esforços foram dedicados, também, à definição de idades precisas das províncias de CFB.

Assim, grande empenho foi direcionado ao potencial da técnica de datação $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ para obtenção de idades mais precisas do evento ígneo da província do Paraná (Baksi et al.,1991; Hawkesworth et al.,1992; 1996 a;b; Mantovani et al., 1994; Turner et al., 1996; 1999 a; Nardy,1995; Stewart et al.,1996).

Os pesquisadores ligados ao Centro Geocronológico de Berkeley (USA) dataram, pela técnica *step heating* (idades platô), para amostras localizadas na parte sul da província (Renne et al.,1992) e concluem que o magmatismo iniciou em 133 ± 1 Ma e teria tido uma duração menor do que 1 Ma. Estes dados concordam com os de Hawkesworth et al.(1992) e Nardy (1995) para essa mesma região. Renne et al. (1992) estimam, então, uma taxa média de erupção da ordem de $1,5 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$, bastante semelhante àquelas obtidas, na época, na província do Deccan (Índia).

Mais tarde, os pesquisadores vinculados à Open University (Inglaterra) (Mantovani et al., 1994; Turner et al.,1994), trabalhando com a técnica *laser spot* em amostras de sondagem e de superfície distribuídas pela província, sugerem um intervalo de cerca de 10 Ma (entre 137 e 127 Ma) para a erupção das lavas. Neste caso, uma taxa de erupção de cerca de $0,1 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$, ou seja, menor que uma ordem de magnitude daquela calculada por Renne et al. (1992).

Defendem, ainda, a migração do magmatismo de NW para SE, previamente à abertura do Atlântico Sul.

A flagrante discrepância entre os resultados obtidos pelos dois grupos e a discordância dos resultados de Turner et al. (1994) com o conhecimento estabelecido de formação das províncias de CFB em curtos períodos de tempo deflagrou o debate sobre a própria validade e resolução das diferentes técnicas analíticas empregadas. Estudos comparativos entre ambas revelaram resultados bastante concordantes (Stewart et al., 1996; Renne et al., 1996b).

Renne et al. (1996b) dataram diques e sills do Arco de Ponta Grossa e concluíram que eles foram injetados entre $131,4 \pm 0,5$ e $129,2 \pm 0,4$ Ma, com uma máxima em 130,5 Ma. Atividade intrusiva subsequente, menor e episódica, perdurou no mínimo até 120 Ma. Para esses autores, tais dados junto com a proposta de estratigrafia química da província (Peate et al., 1992) suportam as conclusões de Piccirillo et al. (1990), de que a maioria desses diques representam os alimentadores da fase mais jovem do magmatismo da província, caracterizada pelas lavas de alto-Ti da porção norte da província.

Já Stewart et al. (1996) datando amostras de sondagens e de superfície reafirmam as conclusões de Turner et al. (1994) e Mantovani et al. (1994), de que o magmatismo durou de 10 a 12 Ma, num processo relacionado à abertura do rift do Atlântico Sul. Ressalvam, todavia, que houve alguma atividade magmática precoce, entre 138 e 135 Ma, no interior do continente e sugerem ainda que o magmatismo teria migrado ao longo da zona extensional do Arco de Ponta Grossa de encontro ao rift.

Peate (1997), a partir da concordância entre os dados obtidos pelos dois grupos (Berkeley e Open University) em amostras de uma mesma área, defende não haver razões para

desconsiderar as idades mais antigas obtidas por Turner et al.(1994) e Stewart et al.(1996).

Ainda nos anos 90, avaliações da potencialidade da província do Paraná para mineralizações magmáticas de Ni-Cu-EGP, tendo como paradigma os depósitos da região Noril'sk, nos Traps Siberianos, e do Complexo Insizwa (Waterfall Gorge), no Karoo (Mincato,1994;2000; Mincato e Schrank,1993;1994;1998). Nesta fase foram também desenvolvidos modelos de formação da províncias de CFB e dos depósitos de sulfetos magmáticos, por meio da aplicação de isótopos radiogênicos e de técnicas geoquímicas (Hawkesworth et al.,1997), visando o estabelecimento de estratégias de exploração válidas, inclusive, para a província do Paraná. Estes estudos também sugerem os magmas de baixo-Ti da porção sul da província (magma-tipo Gramado, de Peate et al., 1992), como potencialmente mais favoráveis para esse tipo de mineralização.

3.5 ROCHAS INTRUSIVAS: MODOS DE OCORRÊNCIA E ESTRUTURAS

Os corpos de rochas ígneas intrusivas podem ser classificados em relação às suas formas, que podem ser alongadas, circulares, tabulares ou mesmo totalmente irregulares. De um modo geral, todos os corpos intrusivos são denominados "plutons" e podem ser distinguidos de acordo com seu tamanho e relação com as rochas encaixantes da crosta.

Os corpos intrusivos menores são representados pelos diques e sills (ou soleiras), que têm formas tabulares, pelos lacólitos, em forma de cogumelo e pelos necks vulcânicos. Diques e sills possuem a mesma geometria e a diferença entre

eles está no modo em que se dá a sua intrusão nas rochas encaixantes.

Os sills (soleiras) são corpos intrusivos tabulares que alojam com a atitude horizontal a sub-horizontal, paralelamente à estratificação quando as rochas encaixantes forem sedimentares pelo que são chamados de corpos concordantes. Seu tamanho também é variável, porém, para um mesmo corpo, a espessura é relativamente constante. Este fato levou os geólogos a sugerirem que os sills são formados por magmas bastante fluidos, o que é geralmente observado, já que a grande maioria dos corpos é constituída de rochas básicas. A ocorrência de um sill, por ser um corpo concordante, exige que a camada de rocha sedimentar sobrejacente seja soerguida por igual a uma altura equivalente à sua espessura. Conseqüentemente, os sills se formam preferencialmente em níveis rasos da crosta, próximos à superfície, onde a pressão exercida pelo peso das rochas sobrepostas é relativamente pequena.

O resfriamento do corpos ígneos tabulares, como sills e diques, e mesmo derrames de lavas, pode causar um padrão distinto de fraturamento nas rochas que os constituem, conhecido como disjunção colunar. Este padrão de fraturamento gera prismas colunares com faces geralmente bem formadas. Isto se dá devido à perda rápida de calor da lava (originalmente a cerca de até 1300° C) em níveis crustais rasos, fazendo com que haja uma contração e formação das colunas poligonais.

Conceição et al. (1993) estudando a influência do magmatismo intrusivo sobre a estruturação de rochas sedimentares, baseados na geometria dos corpos intrusivos e nas deformações induzidas às encaixantes, definiram quatorze estilos estruturais agrupados segundo a forma de ocorrência dos corpos ígneos: diques, sills, lacólitos, bismálitos, cunhas e

apófises (Fig. 07). Segundo os autores, a identificação de padrões estruturais relacionados ao tectonismo intrusivo pode ser aplicada à pesquisa e exploração de hidrocarbonetos, cujas estruturas mais apropriadas para o trapeamento de jazidas compreendem anticlinal periférico, anticlinal sobreposto, diques com dobras e falhas reversas, estruturas dômicas associadas a lacólitos e horsts associados a bismálitos.

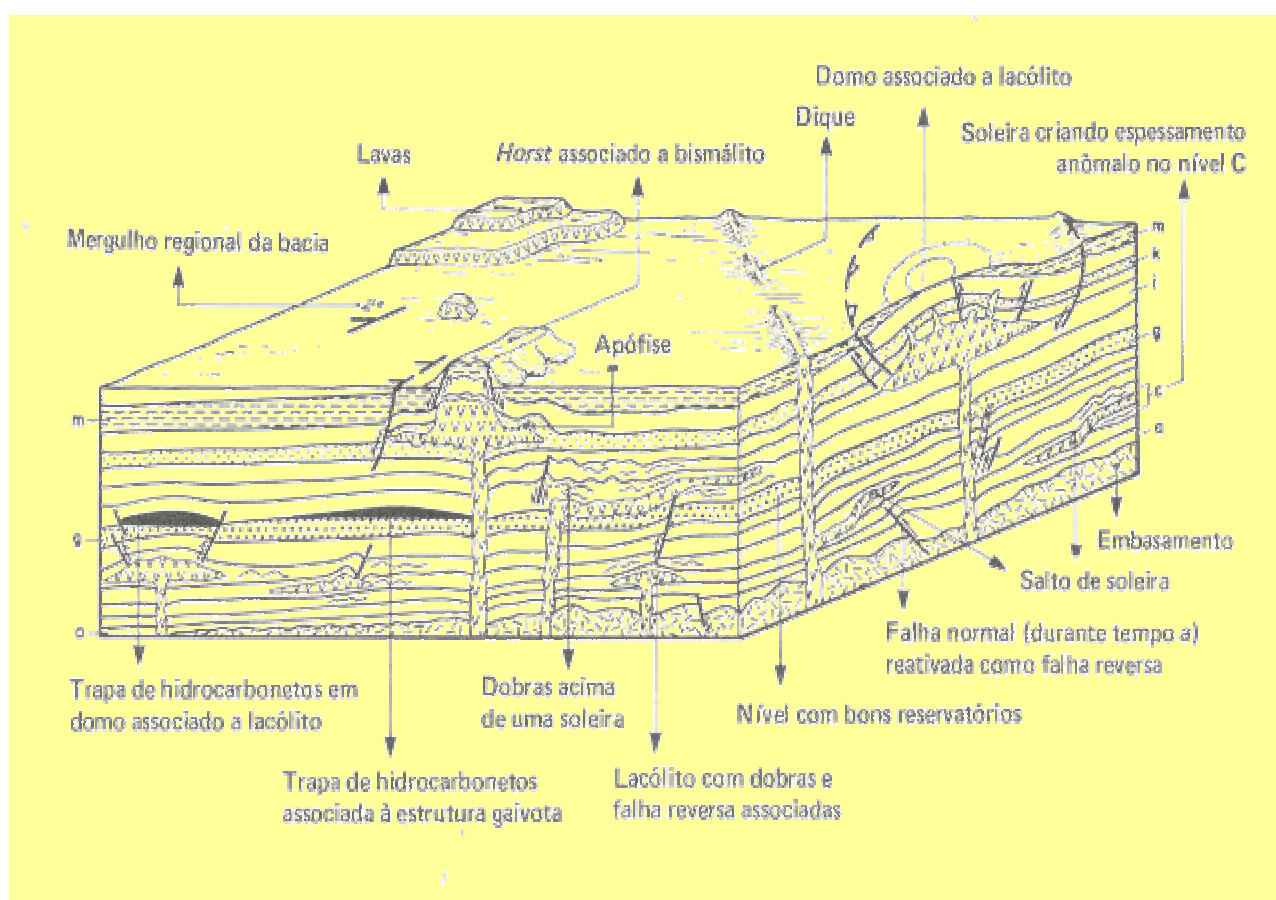


Figura 07– Formas de ocorrências dos sills, segundo Conceição et al. (1993).

3.6 SILLS DA BACIA DO PARANÁ

A geração dos sills na Bacia do Paraná encontra-se relacionada ao fenômeno de ativação tectono-magmática da Plataforma Sul-Americana, ligado à abertura do Atlântico-Sul. Como consequência dessa ativação, tem-se um dos maiores registros de atividade magmática básica em área cratônica do planeta, iniciando-se no final do permiano para atingir o máximo de intensidade no Jurássico e Cretáceo, sendo denominado para Almeida (1967) como Reativação Wealdeneana.

A manifestação magmática constituiu-se de um intenso vulcanismo fissural com sucessivos derrames basálticos e corpos intrusivos associados (diques e soleiras) totalizando mais de 1 milhão de quilômetros quadrados. As intrusivas sob forma de sills ocupam níveis preferenciais no pacote de rochas sedimentares que compõem a Bacia do Paraná. Segundo Soares (1985) destacam-se as formações Irati (Permiano Superior) e Ponta Grossa (Devoniano); em segundo as formações Rio Bonito (Permiano Médio) e Teresina (Permiano Superior); em terceiro as formações Itararé (Permiano Inferior), Pirambóia (Triássico) e Botucatu (Jurássico).

Os sills da Bacia do Paraná, ocorrem no interior da mesma, alojados principalmente nos sedimentos Paleozóicos e são condicionados, segundo Maniesi (1991), pelos fatores estratigráficos e tectônicos. Com relação aos aspectos estratigráficos os sills tendem a se alojar nas rochas da Formação Irati (em toda a Bacia), Formação Botucatu (em São Paulo e no Rio Grande do Sul) e Formações Serra Alta-Terezina (Paraná e Santa Catarina) e nos aspectos tectônicos onde houve áreas em que o esforço de compressão horizontal se apresenta como esforço máximo.

Bellieni et al., (1986), em estudos químicos nas rochas da Formação Serra Geral, visualizaram uma distribuição geográfica das mesmas e as dividiram em três grandes regiões denominadas Paraná Norte, área norte do lineamento Rio Piquiri, Paraná Sul, área sul do lineamento Rio Uruguai e Paraná Central área entre os lineamentos Rio Piquiri e Uruguai. Segundo Bellieni et al., (1986) a ocorrência mais acentuada dos sills mostra que muitos deles pertencem a região (norte do Paraná, norte do lineamento Piquiri).

Todos os sills são basálticos em composição e apresentam quimismo distinto dependendo da distribuição regional. Aqueles do sul do Paraná (sul do lineamento Rio Uruguai) são principalmente baixos e TiO_2 (2%) e elementos incompatíveis (exceto para Rb), enquanto que aqueles do norte Paraná são relativamente altos em TiO_2 (> 2%) e elementos incompatíveis. Os sills da região central do Paraná têm quase quantidades similares dos tipos de baixo e alto TiO_2 .

Os sills de alto TiO_2 têm usualmente concentração mais alta de álcalis em relação a SiO_2 , tendendo para o campo dos basaltos transicionais no diagrama de classificação de De La Roche et.al (1980). Todos os sills, incluindo aqueles que são transicionais com base em seu quimismo, têm um caráter toleítico em termos de mineralogia, coexistindo pigeonita e augita (Bellieni et al., 1984b;)

Segundo Bellieni et al., (1986), as feições mineralógicas e químicas dos sills relembram completamente bem aqueles das vulcânicas básicas contemporâneas da Serra Geral. O alto teor de Rb, para MgO similar, em sills de baixo TiO_2 do sul do Paraná, em relação àqueles para análogos de baixo e alto TiO_2 das porções central e norte Paraná, é notável.

Os sills apresentam composição basáltica e apresentam quimismo distinto dependendo da sua distribuição regional. Os

sills presentes na região sul da Bacia do Paraná normalmente pertencem à família de baixo TiO_2 , e são empobrecidos em elementos incompatíveis (exceto para Rb), ao passo que os sills da região norte são enriquecidos em elementos incompatíveis, apresentam maior concentração de álcalis em relação a sílica, e pertencem a família de alto TiO_2 . Para Bellieni et al. (1988) as feições químicas e mineralógicas dos sills são similares as das vulcânicas básicas contemporâneas da Formação Serra Geral. Estudos realizados por Bellieni et al. (1984b) em sills de diabásio da Bacia do Paraná, mostraram que a evolução dos processos sob condições de baixa temperatura ocorrido em tais corpos, desenvolveram cristalização *in situ* de piroxênio rico em Ca mais plagioclásio e subordinadamente olivina, pigeonita e Ti-magnetita. Estágios avançados desta diferenciação são tipicamente representados por intercrescimento de quartzo e feldspato alcalino.

Segundo Peate (1990) os sills da Região Norte e Central da Bacia do Paraná são os magmas tipo Paranapanema e Pitanga e os da Região Sul são os magmas tipo Urubici, Esmeralda e Gramado.

Renne et al.(1996b) dataram diques e sills do Arco de Ponta Grossa e concluíram que eles foram injetados entre $131,4 \pm 0,5$ e $129,2 \pm 0,4$ Ma, com uma máxima em 130,5Ma.

3.7 INFLUÊNCIA TERMAL DOS SILLS

O estudo da favorabilidade de petróleo e gás na Bacia do Paraná ocorre desde 1892 com os trabalhos de perfuração, em Bofete Estado de São Paulo (Muhlmann, 1980), devido à sua localização em regiões densamente povoadas, na maioria com grandes facilidades de acesso e por apresentar indícios de petróleo que ocorrem principalmente ao longo da faixa de afloramentos da borda leste e mesmo em áreas cobertas por derrames basálticos (Muhlmann, 1980). Segundo Milani et al. (1990) a Formação Irati, depositada no Neo-Permiano, é a unidade que reúne condições geoquímicas mais favoráveis à geração abundante de hidrocarbonetos na calha central da Bacia do Paraná, cujos teores de matéria orgânica alcançam até 23%, sendo caracterizados por querogênios favoráveis à geração de hidrocarbonetos líquidos, no entanto, os folhelhos da Formação Irati encontram-se imaturos.

Ocorre que os sedimentos da Formação Irati em boa parte da Bacia foram intrudidos por sills de espessuras variadas, sills estes que podem ter contribuído para a maturação dos hidrocarbonetos ou mesmo terem destruído o potencial gerador da mesma.

No caso específico dos sills estudados em Reserva, Irati e Prudentópolis pode-se observar em campo e na análise microscópica de minerais que as modificações mineralógicas dos sills sobre os sedimentos das rochas da Formação Irati (auréolas de contato) são de pelo menos uma vez a espessura do corpo intrusivo, fato este também observado por Alves e Rodrigues (1985) em estudos nos folhelhos Devonianos da Bacia do Amazonas. Esta auréola de contato pode ter contribuído na redução da porosidade nas zonas de contato sill – sedimento podendo ter havido migração de fluidos aquecidos

dos poros para fora dos sedimentos, bem como, ter gerado um acréscimo substancial na temperatura fator preponderante na maturação dos hidrocarbonetos.

Referências sobre efeitos térmicos das intrusões ígneas sobre o conteúdo orgânico das rochas adjacentes são escassas na literatura especializada. Não que o assunto seja de menor importância, mas porque, tratando-se de um processo natural de simulação de evolução diagenética de rochas potencialmente geradoras, seu estudo tem atraído principalmente pesquisadores de companhias de petróleo, que não revelam os resultados obtidos em suas investigações.

Entre os principais trabalhos que citam a influência das intrusões magmáticas sobre rochas encaixantes, pode-se citar os seguintes:

Einsele et al. (1980) investigaram os efeitos dos sills basálticos em sedimentos porosos do Golfo da Califórnia (Bacia de Guaymas). Segundo Einsele et al. (op. cit.) a interação entre os sills quentes e os sedimentos resultam em grandes mudanças na composição dos fluidos dos poros (há acréscimo de lítio dissolvido, cloretos e manganês), na alteração da matéria orgânica, na formação de minerais hidrotermais e na grande redução na porosidade nas zonas de contato sill-sedimento e esta grande redução, implica na migração substancial de fluidos aquecidos dos poros para fora dos sedimentos.

No Brasil, estudos realizados por Alves et al. (1985) nos folhelhos devonianos da Bacia do Amazonas constataram que a espessura dos folhelhos que sofreram modificações mineralógicas induzidas pelas intrusões equivale a pelo menos uma vez à espessura do corpo intrusivo. Quadros et al. (1976) estudando o efeito das intrusões de diabásio nas rochas sedimentares do leste e sul da Bacia do Paraná concluíram que essas rochas foram sensivelmente alteradas, principalmente a

Formação Irati, a mais influenciada pelo metamorfismo térmico. Estes autores investigaram a paleotemperatura de submissão dessas rochas utilizando o método de organopalinologia pelo processo de alteração térmica, no entanto, mais tarde (1980) os mesmos autores usando outros métodos de detecção de paleotemperatura (Carbono Orgânico, Organopalinofácies, Índice de Alteração Térmica, Poder Refletor, Extrato Orgânico e Cromatografia das Parafinas) verificaram que a influência dos sills restringe-se às imediações dos contatos e equivalem à metade da espessura do corpo intrusivo e de acordo com os mesmos autores esses efeitos são insignificantes e desprezíveis quer como mecanismos de geração, quer como agentes degradantes.

França e Potter (1989), relatam que fluxos de calor oriundos de intrusões de diabásio, nos folhelhos das Formações Ponta Grossa e Irati, também contribuíram para a maturação da matéria orgânica, liberando ácidos orgânicos e hidrocarbonetos, bem como, possivelmente foram responsáveis pela dissolução de cimento criando porosidade secundária intergranular.

Araújo et al. (2000), relatam que os sistemas petrolíferos, que têm a influência da intrusão de sills, são termalmente maturados e são considerados sistemas “atípicos”, caracterizados pelo sincronismo entre os processos de geração e migração.

No entanto, alguns trabalhos relatam que os sills pouco influenciam as rochas sedimentares no que diz respeito a maturação da matéria orgânica, entre eles:

Estudos realizados por Oliveira (1971) sobre a possibilidade de geração e migração de óleo na Bacia do Paraná consideraram desprezível, local e restrita a influência térmica dos corpos de diabásio com respeito à seção paleozóica de interesse para petróleo.

Simoneit et al. (1978) que estudaram os efeitos de um sill de diabásio sobre o conteúdo orgânico dos folhelhos negros do Cretáceo em Cabo Verde, concluíram que os principais efeitos da intrusão foram de natureza térmica e que as variações composicionais do conteúdo orgânico foram mínimas.

Turner e Verhoogen (1960) admitem que as auréolas metamórficas tendem a ser mais espessas nas imediações dos corpos graníticos que nas imediações de intrusões básicas. Segundo os autores, freqüentemente, sills de diabásio com centenas de metros de espessura, pouco afetaram suas encaixantes situadas próximo do contato. Turner (1968) explica que esses efeitos térmicos insignificantes devem-se à existência de um influxo de água para dentro do magma. Tal influxo não permite a elevação da temperatura nas imediações do corpo intrusivo, além disso, Turner (op. cit.) acredita que grande parte do calor emanado do corpo ígneo em cristalização é consumido nas reações endotérmicas de descarbonatação e desidratação nas imediações do contato, contribuindo para manter a temperatura relativamente baixa em relação a alta temperatura do magma invasor.

Percebe-se, então, que dos poucos trabalhos à respeito da influência térmica dos sills sobre rochas sedimentares adjacentes, alguns, são a favor desta influência outros são contrários.

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA LOCAL

O quadro geológico local obtido através das investigações geológicas é caracterizado no âmbito estratigráfico e litológico. No domínio da área estudada foram identificadas as seguintes unidades litoestratigráficas:

- Sill de Reserva
- Sill de Prudentópolis
- Sill de Irati
- Rochas sedimentares da Formação Irati

É importante destacar que todas as amostras referidas numericamente no texto foram objeto de estudos petrográficos. A localização dos afloramentos onde as amostras foram coletadas pode ser verificada nos Mapas de pontos de cada sill estudado (Mapas de pontos 1-2-3, anexo), e as características petrográficas destas amostras podem ser consultadas na Tabela 01.

4.1 CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA

Para a nomenclatura das rochas estudadas foram empregados parâmetros petrográficos e químicos. A utilização de ambos os parâmetros, foi em função de que a associação da nomenclatura baseada em aspectos químicos e petrográficos, proporciona uma visão mais completa da rochas analisadas.

4.2 CRITÉRIOS PETROGRÁFICOS

Por muito tempo a denominação petrográfica adotada para as rochas básicas do Serra Geral no Estado do Paraná foi de chama-la

de diabásio como em Marini et al. 1967, no entanto, a partir de 1989 a IUGS sugeriu que as rochas básicas sejam denominadas em função de sua granulometria da seguinte forma:

- Rochas com granulometria fina : basaltos (Fig.08 A)
- Rochas com granulometria média: micro-gabros (Fig.08 B)
- Rochas com granulometria grossa: gabros (Fig.08 C)

Portanto, a denominação petrográfica adotada para as rochas analisadas de Reserva, Prudentópolis e Irati, corresponde a sugerida pela IUGS.

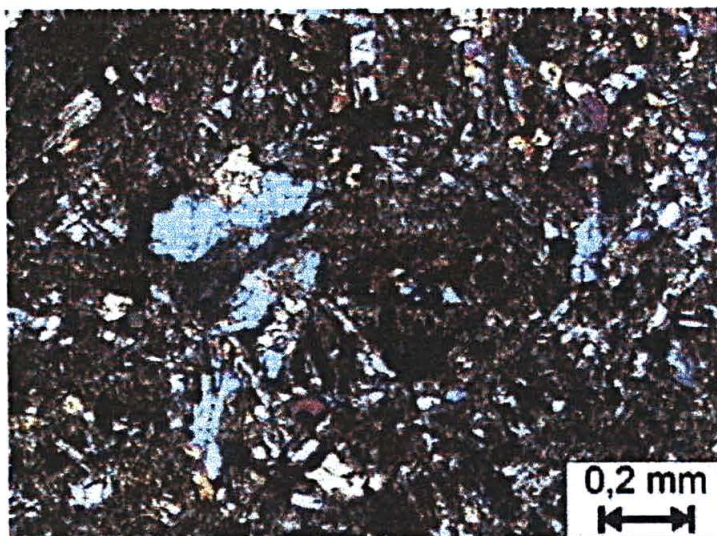


FIGURA 08 A – FOTOMICROGRAFIA, COM POLARIZADORES CRUZADOS DE BASALTO . AMOSTRA 19/44



FIGURA 08 B – FOTOMICROGRAFIA, COM POLARIZADORES CRUZADOS DE MICROGABRO . AMOSTRA 13/30

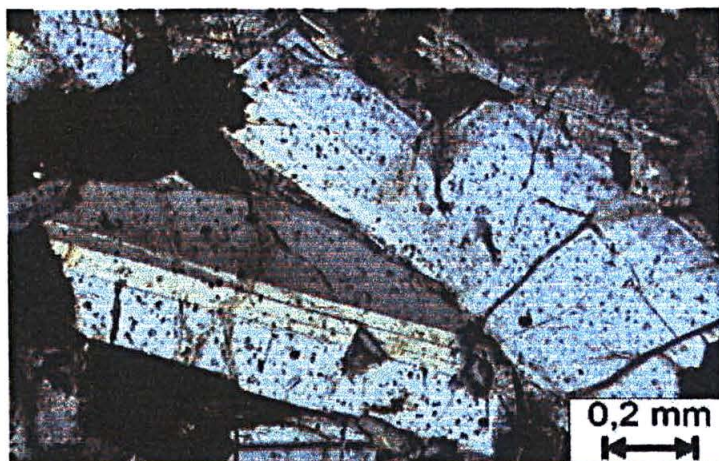


FIGURA 08 C – FOTOMICROGRAFIA, COM POLARIZADORES CRUZADOS DE GABRO . AMOSTRA 13/30

4.3 GENERALIDADES E CARACTERÍSTICAS COMUNS

Os dados geológicos obtidos nos trabalhos de campo resultam em complementação de mapas já existentes como o da MINEROPAR (1980) e a confecção de cortes geológicos, permitiram uma melhor interpretação geológica dos corpos pesquisados.

Os sills mesozóicos aflorantes nas regiões de Reserva, Prudentópolis e Irati apresentam espessuras variáveis de poucos centímetros a centenas de metros. Apresentam em geral granulação fina, sendo denominadas de basalto, a média-grossa, micro-gabros a gabros respectivamente, apresentam texturas faneríticas holocristalinas e subofíticas .

Os *sills* se encontram encaixados nas rochas sedimentares Paleozóicas da Bacia do Paraná, dentro da região norte do Paraná (Bellieni et al. 1984) e caracterizam-se por apresentarem auréolas de contato que alcançam dimensões métricas, formadas por rochas de granulação fina com aspecto de cozimento, ou seja as rochas sedimentares do contato com o sill encontram-se silicifidas (metarmorfismo de contato), como já verificado em outros sills de diabásio da Bacia do Paraná por Girardi et al. (1978). Estas auréolas são bastante estudadas neste trabalho já que as mesmas refletem o grau de influência dos sills junto às rochas geradoras de hidrocarbonetos da Formação Irati.

O *sill* de Reserva encontra-se junto ao alinhamento estrutural definido por Ferreira (1982) como Rio Alonso, no setor central do Arco de Ponta Grossa, enquanto que os *sills* de Prudentópolis e Irati estão localizados entre os alinhamentos estruturais da Zona de Falha Candido de Abreu (Ferreira et al., 1981) e o Lineamento Rio Piquiri.

4.4 SILL DE RESERVA

Localizado entre as coordenadas 7.288.718 Km e 7.267.922 Km de latitude sul e 509.014 Km e 525.506 Km de longitude oeste, no município de Reserva Estado do Paraná com cerca de 130 Km² de área, o *sill* de Reserva encontra-se encaixado em rochas sedimentares da Bacia do Paraná, conforme pode ser visto no mapa de pontos em anexo (Anexo 01).

Estratigraficamente o *sill* de Reserva apresenta em sua porção basal siltitos arenosos pertencentes à Formação Palermo a leste e oeste da área mapeada, com folhelhos e argilitos da Formação Irati no topo da *sill* e no centro da área mapeada. Afloram ainda nas adjacências, rochas sedimentares das formações Teresina, Rio Bonito e do Sub-Grupo Itararé.

As espessuras do *sill* de Reserva em campo variam de 5 a 50m (Fig.09), porém Maniesi (1991) relata espessuras do *sill* da ordem de 200 metros.

A região de Reserva apresenta bons afloramentos sendo os principais na estrada de ferro na qual foi feito um perfil entre os pontos 15 e 20. Neste perfil observou-se o contato superior e inferior do *sill* com as rochas sedimentares da Formação Irati. O *sill* apresenta variações granulométricas do centro para o topo do contato onde na parte mais central a granulometria apresenta-se grossa (gabros) que vão afinando a micro-gabros e basaltos a medida que estão mais próximas do contato. Os gabros do *sill* de Reserva apresentam como minerais principais Plagioclásios representados por Labradorita que variam de 45 à 55% da rocha, Piroxênios representados por Augita que variam de 25 à 35%, ocorrem ainda em quantidades menores magnetitas e titanitas, cloritas, quartzo e apatitas, apresentam ainda texturas subofírica holocristalina intergranular, Porfírica holocristalina intergranular e Afírica holocristalina intergranular

todos com estrutura maciça e granulometria grosseira. Os microgabros e basaltos apresentam as mesmas mineralogias dos gabros sendo sua identificação feita através da granulometria da rocha, onde microgabros apresentam granulometria média e os basaltos granulometria fina. Nesta área foram descritos 13 afloramentos, sendo que as rochas de maneira geral, caracterizam-se pela cor preta esverdeada. No contato do sill com os folhelhos da Formação Irati ocorrem auréolas de contato (Fig. 10) de aproximadamente 2m que apresentam aspecto de cozimento, ou seja, rochas sedimentares que foram metamorfizadas e tornaram-se metarenitos vítreos. Observa-se ao microscópio que os folhelhos sofreram variações mineralógicas tornando-se rochas compostas essencialmente por quartzo(65 a 70%), além de argilominerais, plagioclásios, clorita, carbonato, zircão e biotita, conforme pode ser visto na Figura 11(Amostras 15/37-Fig.11A e 19/43-Fig.11B). Na difratometria de Raio X feita na amostra 19/43 os minerais identificados foram a sílica, albita, illita e sanidina.

Os folhelhos apresentam coloração cinza escura a clara, às vezes esverdeados e granulação fina, composição siltica a siltico-argilosa, estratificados, normalmente exibindo níveis milimétricos de coloração cinza intercalados com níveis de coloração branca. Apresentam clasto-suportada em sua textura, estrutura de laminação plano-paralela granodecrescente ascendente definida pela intercalação de níveis quartzosos mais grossos com níveis gradativamente mais finos e com cimento silicoso.

Mineralogicamente os folhelhos da região do *sill* de Reserva são constituídos de quartzo, argilominerais, plagioclásio, clorita e minerais opacos. Na difratometria de raio x realizada na amostra 19/49 (gráfico 1 pág. 63) os minerais identificados foram a sílica, albita, vermiculita e sanidina.

Pode-se observar em campo que a influência termal do *sill* de Reserva sobre as rochas sedimentares da Formação Irati, correspondem a no máximo uma vez a espessura do *sill*, tendo causado modificações mineralógica onde os folhelhos tornaram-se compostos por um material vítreo composto essencialmente por quartzo, sem estrutura e muito compacto dando idéia que nesta área de influência houve alteração na porosidade da rocha sedimentar , podendo neste caso como já citado por Alves e Rodrigues (1985) ter contribuído na redução da porosidade da rocha sedimentar e assim ter havido migração de fluídos aquecidos dos poros para fora do sedimento.



Figura 09 – Pedreira abandonada onde foram observadas as espessuras maiores do *sill* de Reserva.

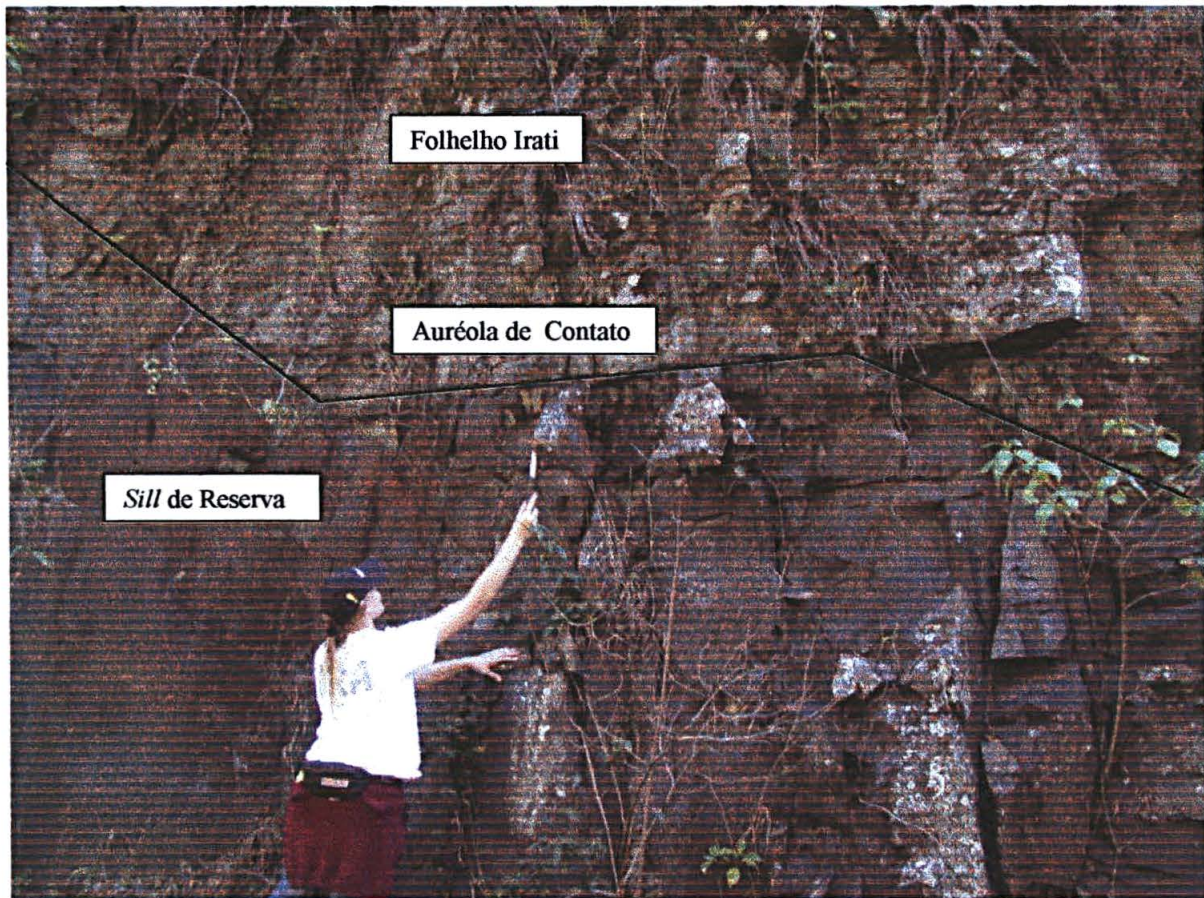


Figura 10 - Contato entre o sill de Reserva na base e as Rochas encaixantes da Formação Irati (parte superior do afloramento).

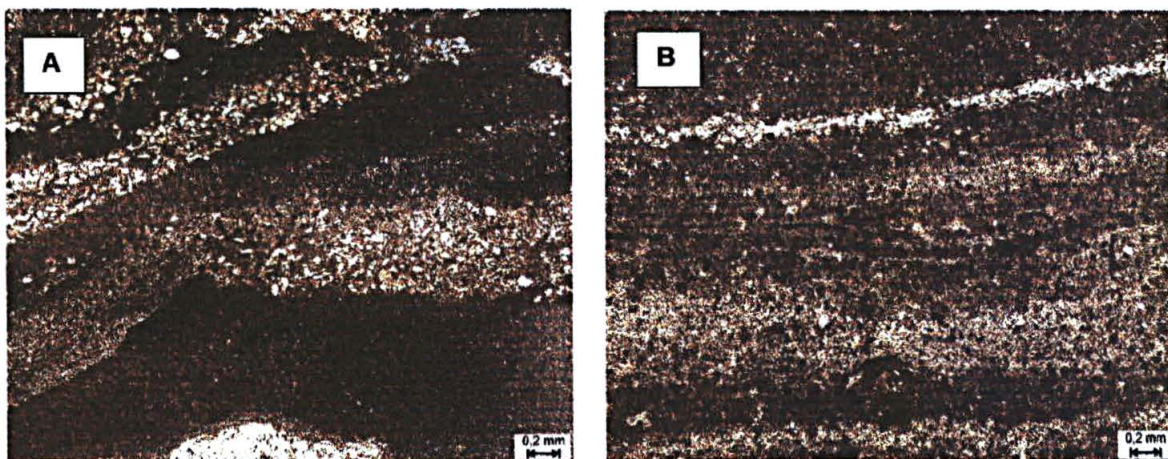


Figura 11- Fotomicrografias, com polarizadores paralelos, de amostras de siltito(A) e metarenito(B), constituídas por quartzo e argilominerais.

4.5 SILL DE PRUDENTÓPOLIS

Localizado entre as coordenadas 7.212.818 Km e 7.212.99 Km de latitude sul e 512.320 Km e 522.932 Km de longitude oeste, a leste da cidade de Prudentópolis, Estado do Paraná, o mesmo encontra-se geologicamente encaixado, em rochas sedimentares da Bacia do Paraná; estando distribuído estratigraficamente em sua porção basal por siltitos arenosos pertencentes a Formação Palermo a leste e oeste da área mapeada, com folhelhos e argilitos da Formação Irati.

Os principais afloramentos são observados principalmente em leitos de rios, no entanto, nesta região não foi possível encontrar o contato direto entre as rochas da Formação Irati e o sill de Prudentópolis, não podendo-se desta forma visualizar as relações de contato, bem como, a influência do sill na rocha sedimentar.

Na estrada que liga Ivaí para Água Parada (ponto 09) foram encontradas fraturas que apresentaram as seguintes medidas:

N 04° E	N 05° W	N 16° W	N 33° W
85° NW	86° NE	79° SW	84° SW

As características petrográficas das rochas encontradas na região são de ser basaltos a microgabros, raramente gabros. Os basaltos e/ou microgabros são cinza escuro, de granulação fina (basaltos) a média (microgabros), compondo-se por plagioclásio e piroxênio, com estrutura maciça e textura subofítica, são em sua maioria rochas homogêneas.

Não se percebe uma variação significativa na mineralogia do *sill* de Prudentópolis em relação ao de Reserva a não ser a presença de hornblendas mineral este não encontrado em Reserva, bem como, a escassez de gabros mostrando que a granulometria do *sill* de prudentópolis é mais fina em relação ao de Reserva.

As rochas sedimentares aflorantes são em sua maioria siltitos amareladas (Fig.12) com textura do tipo matriz suportada e estrutura

de laminação plano paralela intercalada por níveis de grossos e finos de quartzo.

Conhecida por seu potencial turístico Prudentópolis apresenta um grande número de cachoeiras (Fig.13) localizadas sobre o sill , além da geomorfologia (Fig.14) exuberante em forma de platôs que torna a região uma das mais belas paisagens do Estado.



Figura12- Rochas sedimentares (siltitos amarelados) da região de Prudentópolis.



Figura 13 – Foto da cachoeira do Rio dos Patos, Prudentópolis, Estado do Paraná.



Figura 14 – Geomorfologia da Região de Prudentópolis, Estado do Paraná.

4.7 SILL DE IRATI

O sill de Irati está localizado no Estado do Paraná entre as cidades de Irati, ao sul e Imbituva ao norte, entre as coordenadas 7.206.446 Km e 7.179.784 Km e 521.612 Km e 540.589 Km, o mesmo encontra-se encaixado em rochas sedimentares da Bacia do Paraná, conforme pode ser visto no mapa de pontos em anexo (Anexo 03).

Estratigraficamente o *sill* de Irati apresenta em sua porção basal folhelhos pertencentes à Formação Irati a leste e oeste da área mapeada, com siltitos e argilitos da Formação Palermo no topo do *sill* e no centro da área mapeada.

As espessuras do sill de Irati variam de 5 a 40m, sendo que as melhores exposições do mesmo ocorrem na região de Imbituva e na Pedreira Boscardim (Fig.15), onde ocorre o

contato do sill com as rochas sedimentares da Formação Irati. Neste local a auréola de contato (sedimento metamorfizado) encontra-se sem estrutura reliquiar da rocha sedimentar e assim como no *sill* de Reserva equivale a no máximo uma vez a espessura do *sill*, no entanto, a rocha sedimentar metamorfizada não encontra-se com aspecto tão vítreo como as rochas de Reserva. Percebe-se que a influência termal do *sill* na rocha sedimentar foi menor em relação ao *sill* de Reserva, no entanto, esta observação não foi confirmada na difratometria de raio x, pois assim como a assembléia mineralógica dos *sills* de Reserva e Prudentópolis apresentaram sanidina como mineral constituinte o mesmo foi verificado para o *sill* de Irati, ou seja, os três corpos de *sill* foram submetidos um metamorfismo da fácies sanidinito, compatível com uma temperatura de até 1.200°C.

As rochas do *sill* encontradas na região são basaltos a microgabros, raramente gabros. Os basaltos e/ou microgabros são cinza escuro, de granulação fina(basaltos) a média(microgabros).

Os folhelhos (Fig. 16) apresentam coloração cinza escura a clara, às vezes esverdeados e granulação fina, composição síltica a síltico-argilosa, estratificados, normalmente exibindo níveis milimétricos de coloração cinza intercalados com níveis de coloração branca. Apresentam clasto-suportada em sua textura, estrutura de : laminação plano-paralela granodecrescente ascendente definida pela intercalação de níveis quartzosos mais grossos com níveis gradativamente mais finos e com cimento silicoso.



Figura 15 - Pedreira Boscardim localizada no município de Irati, Estado do Paraná

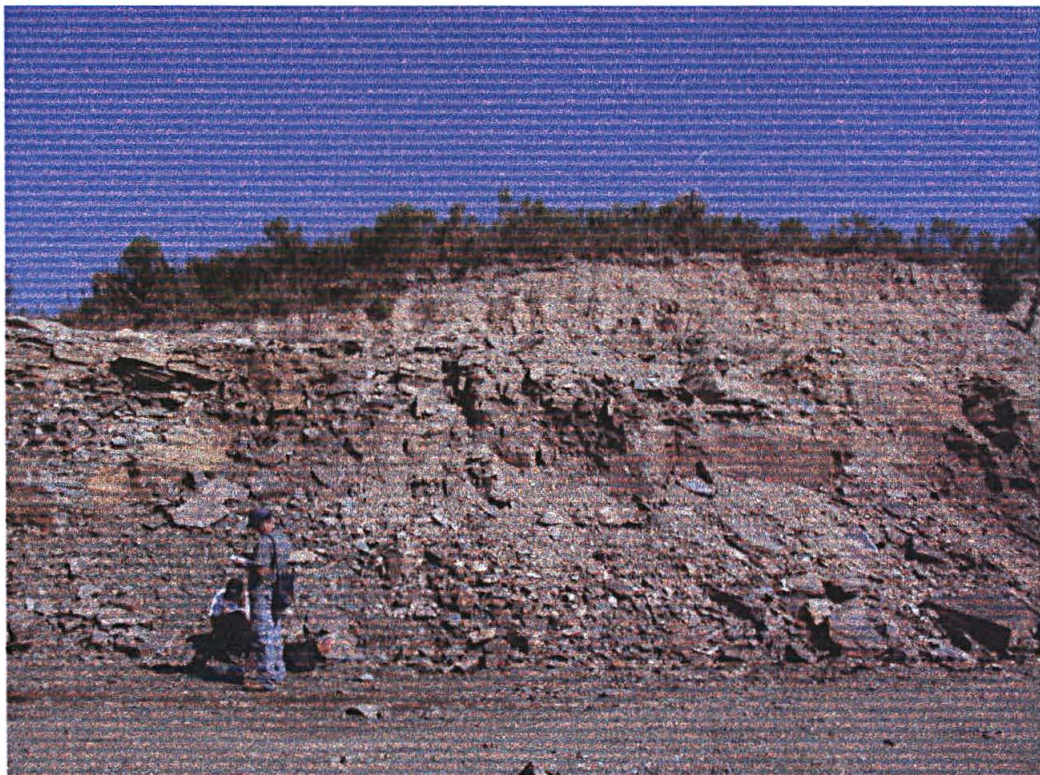


Figura 16 – Forma de ocorrência dos folhelhos na região do sill de Irati.

CAPÍTULO 5

PETROGRAFIA

A análise petrográfica foi realizada em microscópio binocular petrográfico polarizador do Laboratório de Mineralogia e Petrologia (LAPEMIN) da Universidade Federal do Paraná. Foram descritos microgabros, basaltos, microdiorito, andesito e rochas sedimentares, classificadas como siltitos, arenitos, folhelhos e arenitos subarcoseanos (Tabela 06).

Como visto anteriormente, as rochas dos sills de Reserva, Prudentópolis e Irati são basaltos e microgabros, excepcionalmente gabros. Os basaltos e/ou microgabros são cinza escuros, de granulação fina (basaltos) a média (microgabros), compondo-se por plagioclásio e piroxênio, com estrutura maciça e textura subofítica, raramente porfirítica. São rochas homogêneas e suas variações foram verificadas na interface sill-folhelho, onde exibem granulação muito fina a fina e textura afanítica. A medida que se distanciam desta interface suas granulações aumentam tornando a rocha um microgabro.

As rochas dos *sills* estudados, inserem-se no grupo de rochas básicas (100%), enquanto que as rochas do contanto *sill* x sedimento e a própria rocha sedimentar não metamorfizada foram classificados como siltitos e folhelhos respectivamente, essa rochas serão descritas a seguir em termos gerais com base em dados petrográficos de detalhe, obtidos de 51 lâminas delgadas. Cabe ressaltar que algumas amostras de rochas sedimentares em função da sua dureza extremamente baixa não foi possível confeccionar lâminas petrográficas. No tabela 05 encontram-se reportados de forma esquemática, os dados petrográficos referentes a cada amostra analisada.

Os critérios adotados na análise petrográfica foram os utilizados por Pinese 1989, são eles:

1-Granulação (em mm):

- (a) muito fina ($\varnothing \leq 0,1$);
- (b) fina ($0,1 < \varnothing \leq 1,0$);
- (c) média ($1,0 < \varnothing \leq 5,0$);
- (d) grossa ($5,0 < \varnothing \leq 20,0$);
- (e) muito grossa ($\varnothing > 20,0$).

2- Tamanho dos cristais (em mm):

- (a) matriz ($\varnothing \leq 0,1$);
- (b) microfenocristais ($0,1 < \varnothing \leq 0,5$);
- (c) fenocristais ($0,5 < \varnothing \leq 2,0$); (d) macrofenocristais ($2,0 < \varnothing \leq 10,0$);
- (e) megafenocristais ($\varnothing > 10,0$).

3-Conteúdo em fenocristais:

- (a) fracamente porfirítica ($f \leq 5\%$);
- (b) moderadamente porfirítica ($5\% < F \leq 10\%$);
- (c) fortemente porfirítica ($F > 10\%$).

Em geral as rochas são holocristalinas, mas registram-se raros casos de rochas hipocristalinas. As amostras apresentam granulação média (cerca de 45%), fina (cerca de 45%) e muito fina (cerca de 10%), sendo que as de granulação média são representativas das partes centrais dos *sills*, enquanto as de granulação fina e muito fina representam as margens destes corpos.

A classificação das texturas mais comuns observadas nas rochas dos *sills* estudados foram definidas utilizando-se a mesma classificação proposta por Pinese (1989) são elas:

A- Subofítica: onde as ripas de plagioclásios encontram-se parcialmente englobadas por cristais oticamente contínuos de piroxênios, cujo tamanho médio é inferior ao dos plagioclásios.

- B- Intergranular: os interstícios dos plagioclásios são ocupados por cristais de piroxênios.
- C- Porfirítica: é caracterizada por apresentar macrofenocristais, fenocristais e mais raramente microfenocristais de plagioclásios e/ou piroxênios imersos em matriz de granulação fina e muito fina. Matriz esta constituída essencialmente pelos mesmos minerais acima citados e que predominantemente apresenta textura intergranular ou intersertal.
- D- Intersertal: somente se diferencia da intergranular por apresentar esporadicamente massas de vidro intersticial.
- E- Hialofítica: os cristais de plagioclásios e piroxênios encontram-se imersos em abundante matriz vítrea, formando massas regulares.

Cumprе ressaltar, que a textura ofítica caracterizada por cristais de plagioclásios completamente englobados por piroxênios, é excepcional e restrita a áreas isoladas de algumas lâminas.

5.1 ANÁLISE MODAL DOS *SILLS* DE RESERVA, PRUDENTÓPOLIS E IRATI

A- Litotipos Básicos

A análise modal dos litotipos básicos dos *sills* de Reserva, Prudentópolis e Irati considerou como constituintes essenciais 4 fases minerais : a- Plagioclásio, ou labradorita, b- Clinopiroxênio, ou augita, c- minerais secundários, representados por biotita, clorita sericita e carbonatos, d- Minerais opacos, principalmente magnetita e raramente ilmenita.

- Associação Toleítica

Das rochas básicas que foram caracterizadas como sendo da série magmática de Associação Toleítica, foram selecionadas 12 amostras do *sill* de Reserva (tabela 1), 8 amostras do *sill* de Prudentópolis (tabela 2) e 9 amostras do *sill* de Irati (tabela 3).

- *Sill* de Reserva

MINERAL	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
	02/05	03/06	15/34	15/35	15/36	16/39	18/41	19/44	19/45	19/46	21/54	22/55
Labradorita	60%	60%	55%	50%	50%	50%	55%	45%	45%	40%	50%	45%
Augita	35%	35%	25%	30%	20%	35%	35%	25%	25%	20%	35%	40%
Opacos	5%	5%	10%	10%	10%	10%	10%	10%	10%	10%	10%	10%
Clorita	Tr	Tr	10%	10%	20%	5%	5%	15%	10%	20%	5%	5%
Quartzo	Tr	Tr	Tr		Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Apatita	Tr	Tr	Tr								Tr	Tr
Biotita						Tr					Tr	Tr
Argilo <i>minerais</i>						Tr			10%	10%		
Sericita												
Hidroxido de Ferro							Tr					
Titanita												

Tabela 01 – Porcentagens modais das rochas básicas da associação toleítica do *sill* de Reserva. Legenda: Tr= Traços, AM= Amostra.

- Sill de Prudentópolis

MINERAL	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
	09/17	09/18	10/19	10/20	11/21	11/22	11/23	23/56	23/57
Labradorita	45%	45%	40%	55%	40%	40%	40%	50%	50%
Augita	35%	35%	35%	35%	45%	45%	45%	30%	30%
Opacos	10%	10%	10%	10%	10%	10%	10%	10%	10%
Clorita	10%	10%	10%				5%	Tr	Tr
Quartzo	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	10%	10%
Apatita					Tr	Tr		Tr	Tr
Biotita			Tr	Tr				Tr	Tr
Argilo mineral					5%	5%	5%		Tr
Sericita							Tr		
Hidroxido de Ferro									
Titanita									
Hornblenda	Tr	Tr							

Tabela 02 – Porcentagens modais das rochas básicas da associação toleítica do sill de Prudentópolis. Legenda: Tr= Traços, AM=Amostra

- Sill de Irati

MINERAL	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
	12/24	12/25	13/26	13/26 B	13/28	13/29	13/30	14/32	26/64	26/66	26/67	29/72
Labradorita	55%	55%	55%	55%	55%	40%	55%	55%	45%	45%	50%	45%
Augita	30%	30%			35%		35%		30%	30%	30%	30%
Opacos	10%	10%	10%	10%	10%	5%	10%	10%	10%	10%	10%	10%
Clorita			10%	25%	10%	45%	Tr				10%	5%
Quartzo	Tr	Tr	5%	5%	Tr	5%		Tr				5%
Apatita												Tr
Biotita	Tr	Tr	15%		Tr		Tr	35%				
Argilo mineral	5%	5%	5%	5%	Tr			Tr	5%	5%		
Sericita							Tr	Tr				
Carbonato						10%						
Hornblenda							Tr					
Ilmenita												Tr
Titano Augita				5%								

Tabela 03 – Porcentagens modais rochas básicas da associação toleítica do sill de Irati. Legenda: Tr= Traços, AM= Amostra.

5.1.2 Rochas do contato *sill* x rocha sedimentar da Formação Irati

Em função da escassez de afloramentos que apresentam o contato direto *sill* rocha sedimentar da Formação Irati, foram selecionados 9 amostras do *sill* de Reserva e 5 amostras do *sill* de Prudentópolis para a análise modal (tabelas 04 e 05). Foram considerados como constituintes essenciais 4 fases minerais: a- Quartzo, b- Plagioclásio (Labradorita), c- Minerais alterados, representados por biotitas, cloritas sericita ou carbonatos, d- Minerais opacos, principalmente magnetita e raramente ilmenita. Em relação ao *sill* de Irati não foi possível a confecção de lâmina petrográfica de um único ponto de contato *sill* rocha sedimentar em função da amostra ser muito friável.

Tabela 04 – Análise Modal dos principais minerais constituintes do contato *sill* rocha sedimentar do *sill* de Reserva

MINERAL	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
	15/37	17/40	19/47	19/48	19/49	20/50	20/51	20/52	20/53
Argilo mineral	25%	35%	20%	25%	30%	15%	Tr	Tr	
Plagioclásio	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	10%		Tr		Tr	Tr	Tr		Tr
Clorita			10%	10%	10%	25%	35%		25%
Quartzo	55%	45%	50%	55%	35%	55%	65%	65%	65%
Muscovita	5%	5%			Tr				
Sericita	Tr		Tr						
Biotita	15%	10%	10%	10%	25%			25%	10%
Carbonato	5%							5%	
Hidroxido de ferro					Tr				
Zircão	Tr								

Legenda: Tr= Traços, AM= Amostra.

Tabelas 05 – Análise Modal dos principais minerais constituintes do contato *sill rocha sedimentar* do sill de Prudentópolis.

MINERAL	AM	AM	AM	AM	AM
	09/15	09/16	24/58	25/61	25/62
Argilo Minerais	40%	30%	30%	10%	10%
Plagioclásio	5%	5%		20%	20%
Opacos			5%	10%	10%
Clorita					
Quartzo	35%	45%	45%	50%	50%
Muscovita	20%	10%	10%		
Serlcita					
Biotita	Tr	10%	10%	10%	10%

Legenda: Tr= Traços, AM= Amostra.

5.2 MINERALOGIA DAS ROCHAS ÍGNEAS

Ao microscópio são descritos cristais de labradorita e augita e, subordinadamente, minerais opacos, olivina ou quartzo, carbonato, clorita, biotita, apatita, sericita e argilominerais (Fig.16.A-B-C-D-E-F). As rochas exibem estruturas maciça e, ocasionalmente, amigdalóide ou fluidal. Apresentam texturas holocristalinas intergranulares, ou ofíticas e subofíticas e, ainda, subafírica ou porfirítica.

PLAGIOCLÁSIOS

Os plagioclásios foram identificados como labradorita (Fig. 17 B-C-E-F) e ocorrem na forma de fenocristais ou como matriz em quantidades que variam de 40 a 60% em volume de rocha. São cristais subédricos a anédricos, prismáticos, ripiformes; preferencialmente inalterados, porém em rochas mais alteradas, os cristais estão argilizados ou sericitizados. São cristais submilimétricas inequigranulares onde os fenocristais freqüentemente aparecem zonados. Ocorrem ainda sob a forma de esferulitos e em intercrescimento mirmequítico com o quartzo(Fig.17 B).

PIROXÊNIOS

Os piroxênios foram identificadas como augita (Fig.17 E) caracterizados principalmente pelo relevo médio-baixo e pelo ângulo $2V$ médio ($> 20^\circ$). São cristais prismáticos em quantidades que variam de 20 a 40% em volume da rocha, seus cristais anédricos a subédricos, intersticiais à labradorita, ocorrem preferencialmente inalterados, porém com cristais em

processo de alteração para clorita e biotita, além dos minerais opacos.

São cristais milimétricos a submilimétricos inequigranulares ocasionalmente zonados.

OLIVINA

As olivinas demonstram presença relativamente baixa entre as amostras analisadas, sempre com volumes não superiores a 5% da composição total da rocha, são cristais anédricos, arredondados, submilimétricos ocorrendo preferencialmente associados à augita.

QUARTZO

O quartzo ocorre subordinado, representando fases finais de cristalização, são cristais anédricos, submilimétricos a inequigranulares, intersticiais aos cristais de plagioclásio ocorrendo também em intercrescimento mirmequítico.

CLORITA

Os cristais de clorita (Fig.17A) apresentam-se esverdeados em agregados fibrorradiados, submilimétricos e inequigranulares em volumes inferiores a 5%; freqüentemente intersticiais aos demais cristais, preenchendo amígdalas ou microfraturas. Associados à clorita ocorrem lamelas de biotita, as quais são submilimétricas e inequigranulares.

APATITA

Os cristais de apatita ocorrem na forma hexagonal, são cristais euédricos a subédricos, submilimétricos, ocorrem como inclusões em labradorita ou na matriz da rocha e representam o principal acessório das rochas.

OPACOS

Ocorrem em proporções modais variando entre 1 a 10%. Os minerais opacos (Fig.17. C) exibem formas quadradas ou retangulares, são subédricos ou euédricos, milimétricos e inequigranulares o que permite defini-los como sulfetos ou magnetita, às vezes os cristais opacos apresentam formas aciculares e são definidos como ilmenita.

CARBONATOS

Os carbonatos ocorrem na forma de minerais traços, possuem granulação fina e encontram-se associados aos cristais de labradorita ou preenchendo amígdalas e fraturas.

ARGILOMINERAIS

Possivelmente decorrentes da alteração da labradorita os argilominerais possuem granulação muito fina e coloração acastanhada.

AMÍGDALAS

As amígdalas ocorrem em porcentagem subordinada são arredondadas ou subarredondadas, submilimétricas a milimétricas, freqüentemente preenchidas por clorita, carbonato e quartzo.

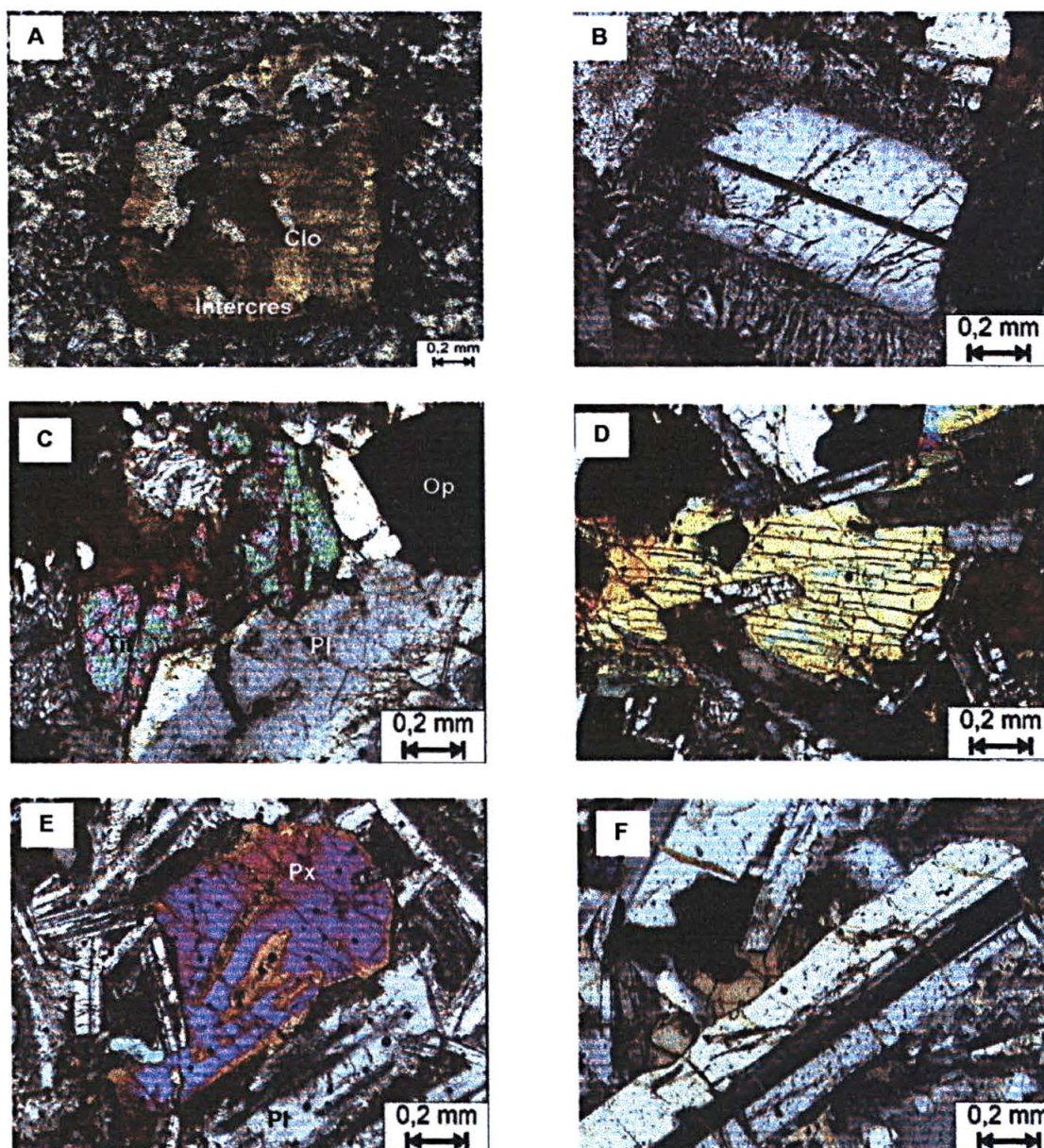


Figura 17 - Fotomicrografias, com polarizadores cruzados, de seções delgadas dos *sills* de Reserva, Irati e Prudentópolis. Figura A: clorita com – intercrescimento (amostra 08/14 de Basalto), Figura B: cristal de labradorita com intercrescimento mirmequítico com quartzo (amostra 10/19 de Microgabro), Figura C: cristais de plagioclásio, titanita e opacos (amostra 15/34 de Gabro), Figura D: cristal de augita (amostra 16/39 de Gabro), Figura E: cristal de piroxênio englobado por plagioclásios (amostra 22/55 de Gabro), Figura F: Fenocristal de labradorita (amostra 02/05 de Gabro).

A Tabela 06 apresenta um resumo das descrições petrográficas. O número das amostras foi dado em função dos pontos de campo (1º número) e número da amostra (2º número),

p.ex.: 15/36 – 15 corresponde ao ponto amostrado e 36 ao número da amostra.

TABELA 06: Descrição petrográfica resumida de amostras *sills* e rochas sedimentares.

AMOSTRA	COMPOSIÇÃO	ROCHA
02/05	Labradorita 60%, augita, minerais opacos, clorita, quartzo e apatita.	GABRO
03/06	Labradorita, augita, biotita, clorita, quartzo, argilominerais e minerais opacos.	BASALTO
09/15	Quartzo, muscovita, argilominerais, plagioclásio e biotita.	SILTITO
09/16	Quartzo, muscovita, argilominerais, plagioclásio e biotita.	SILTITO
09/17	Labradorita, augita, hornblenda (?), clorita, quartzo e minerais opacos.	MICROGABRO
09/18	Labradorita, augita, hornblenda (?), clorita, quartzo e minerais opacos.	BASALTO
10/19	Labradorita, augita, biotita, clorita, quartzo e minerais opacos.	BASALTO
10/20	Labradorita, augita, biotita, clorita, quartzo e minerais opacos.	MICROGABRO
11/21	Labradorita, augita, quartzo, argilominerais e minerais opacos.	BASALTO
11/23	Labradorita, augita, olivina, sericita, clorita, quartzo, argilominerais e minerais opacos.	GABRO
12/24	Labradorita, augita, olivina (?), biotita, quartzo, argilominerais e minerais opacos.	MICROGABRO
13/26 – A	Labradorita, biotita, clorita, quartzo, argilominerais e minerais opacos.	GABRO
13/26 – B	Labradorita, clorita, titano-augita (?), minerais opacos, quartzo e argilominerais.	BASALTO

13/27	Labradorita, biotita, titano-augita (?), clorita, minerais opacos, quartzo e argilominerais.	BASALTO
13/29	Labradorita, clorita, quartzo, carbonato e minerais opacos.	GABRO
13/28	Labradorita, augita, biotita, quartzo, argilominerais e minerais opacos.	MICROGABRO
13/30	Labradorita, augita, hornblenda (?), biotita, clorita, sericita e minerais opacos.	MICROGABRO
14/32	Labradorita, biotita, sericita, quartzo, argilominerais e minerais opacos.	BASALTO
15/34	Labradorita, augita, olivina, biotita, clorita, quartzo, apatita, hidróxido de ferro e minerais opacos.	GABRO
15/35	Labradorita, augita, clorita, quartzo e minerais opacos.	MICROGABRO
15/36	Labradorita, augita, clorita, quartzo e minerais opacos.	BASALTO
15/37	Quartzo, argilominerais, plagioclásio, biotita, clorita, carbonato, zircão e minerais opacos.	SILTITO
16/39	Labradorita, augita, quartzo, biotita, clorita, apatita, hidróxido de ferro, argilominerais e minerais opacos.	GABRO
17/40	Quartzo, argilominerais, plagioclásio, biotita e muscovita.	SILTITO
18/41	Labradorita, augita, quartzo, clorita, hidróxido de ferro e minerais opacos.	GABRO
19/42	Quartzo, argilominerais, plagioclásio, biotita, muscovita, clorita, pirita (?), óxido de ferro e minerais opacos.	SILTITO
19/43	Quartzo, argilominerais, plagioclásio, biotita, muscovita, clorita, pirita (?), hidróxido de ferro, zircão e minerais opacos.	SILTITO
19/44	Labradorita, augita, quartzo, clorita e minerais opacos.	BASALTO
19/45	Labradorita, augita, clorita, quartzo, sericita, argilominerais e minerais opacos.	BASALTO
19/46	Labradorita, augita, clorita, quartzo, argilominerais e minerais opacos.	BASALTO

19/47	Quartzo, argilominerais, plagioclásio, biotita, clorita, sericita e minerais opacos.	ARGILITO
19/48	Carbonato, quartzo, argilominerais, plagioclásio, biotita, clorita.	CALCÁRIO
19/49	Quartzo, argilominerais, plagioclásio, biotita, clorita, muscovita, fragmentos líticos, hidróxido de ferro e minerais opacos.	ARGILITO
20/50	Quartzo, argilominerais, plagioclásio, clorita e minerais opacos.	FOLHELHO
20/51	Quartzo, argilominerais, plagioclásio, clorita e minerais opacos.	FOLHELHO
20/52	Quartzo, argilominerais, plagioclásio, biotita, carbonato e mica branca.	FOLHELHO
20/53	Quartzo, plagioclásio, biotita, clorita e minerais opacos.	BASALTO
21/54	Labradorita, augita, biotita, clorita, apatita, quartzo e minerais opacos.	GABRO
22/55	Labradorita, augita, biotita, clorita, quartzo, apatita e minerais opacos.	GABRO
23/56	Labradorita, augita, biotita, clorita, quartzo, apatita e minerais opacos.	MICROGABRO
23/57	Labradorita, augita, minerais opacos, biotita, clorita, apatita, argilominerais e hornblenda (?).	MICROGABRO
24/59	Quartzo, feldspato, biotita, óxido de manganês, mica branca, argilominerais e minerais opacos.	SILTITO
25/61	Quartzo, carbonato, microclínio, plagioclásio, biotita, óxido e hidróxido de ferro, mica branca e minerais opacos.	ARENITO SUBARCOSEANO
25/62	Quartzo, plagioclásio, microclínio, carbonato, biotita, hidróxido de ferro, mica branca, minerais opacos e argilominerais.	ARENITO SUBARCOSEANO
25/64	Labradorita, augita, ilmenita, clorita, sericita e quartzo.	MICROGABRO
26/66	Labradorita, augita, minerais opacos, clorita e argilominerais.	MICROGABRO
26/67	Labradorita, augita, minerais opacos e clorita.	MICROGABRO

27/68	Carbonato, óxido de ferro e minerais opacos.	CALCÁRIO
28/69	Labradorita, augita, vidro vulcânico (?), quartzo, carbonato, minerais opacos, ilmenita e argilominerais.	BASALTO
28/70	Labradorita, augita, minerais opacos, olivina (?), clorita, quartzo e argilominerais.	GABRO
28/71	Quartzo, argilominerais, minerais opacos, mica branca e hidróxido de ferro.	SILTITO
29/72	Labradorita, augita, minerais opacos, vidro vulcânico (?), clorita, quartzo, ilmenita e apatita.	MICROGABRO
30/73	Quartzo, argilominerais, minerais opacos, mica branca e hidróxido de ferro.	SILTITO

5.3 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A PETROGRAFIA

As rochas básicas da Associação Toleítica dos sills estudados, normalmente apresentam entre duas a quatro fases de cristalização com posteriores fases de alteração. Rochas afíricas apresentam duas fases de cristalização, onde praticamente todos minerais se formaram em um mesmo intervalo de tempo, com freqüente cristalização primária da labradorita, seguida pela augita. A terceira ou quarta fase (alteração) compreende os cristais de biotita, clorita, sericita ou carbonatos; finalizando com os minerais opacos e argilominerais. Rochas porfiríticas exibem novas fases de cristalização, representadas pelos fenocristais de labradorita e/ou augita; seguindo-se com a geração da matriz, e subseqüentemente, as fases de alteração. As amígdalas presentes em algumas rochas indicam um estágio rico em voláteis com escape de gases e preenchimento de minerais que se cristalizaram em uma fase tardia.

As rochas analisadas no contato *sill* rocha sedimentar se caracterizam por apresentarem grande quantidade de quartzo (60 à 75 % do volume da rocha) , com marcante perda da estratificação gerada pelo metamorfismo térmico ao qual o sedimento foi

submetido, derivado provavelmente da percolação de fluídos químicos oriundos dos *sills* que provocou alteração significativa na porosidade destas rochas.

As rochas sedimentares da Formação Irati são caracterizadas pelo elevado conteúdo de quartzo (na maioria das amostras variando entre 45 a 60%), além de apresentarem em sua composição porcentagem menores de: carbonato, feldspato, epidoto, biotita, argilominerais e minerais opacos, exibem cimento silicoso ou carbonático, estratificação plano-paralela e textura predominantemente do tipo matriz-suportada. As rochas com baixo conteúdo de quartzo são compostas essencialmente por argilominerais.

CAPÍTULO 6

GEOQUÍMICA

Das amostras coletadas, 31 foram analisadas por fluorescência de raios X, no laboratório do Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista, Campus Rio Claro, SP (IGCE – UNESP), para elementos maiores e traços, conforme pode ser visto na Tabela 02.

6.1 DIAGRAMA TAS

Inicialmente os dados foram projetados nos diagramas classificatórios TAS e R1R2. A partir do diagrama TAS [(Na₂ + K₂O)/SiO₂] de Le Maitre (1989) (Fig.18) verifica-se que a grande maioria das amostras é classificada como basalto.

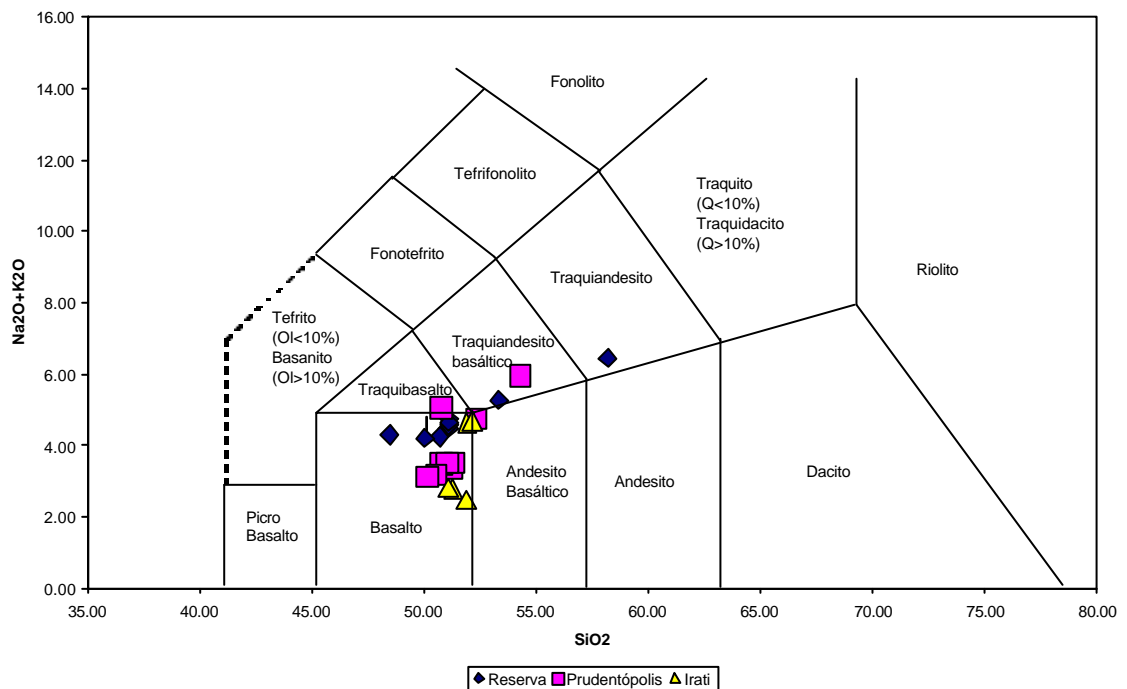


Figura 18 - Diagrama TAS ((Na₂O+K₂O) vs. SiO₂) de Le Maitre (1989), para as rochas estudadas.

6.2 DIAGRAMA R1 VS R2

No diagrama R1R2 de De La Roche *et al.* (1980) (Fig.19) as rochas analisadas variam de basaltos andesíticos (mais comuns) a latitos. A disposição dos pontos segue uma tendência com decréscimo de R2, indicando o fracionamento dos basaltos andesíticos para os latitos.

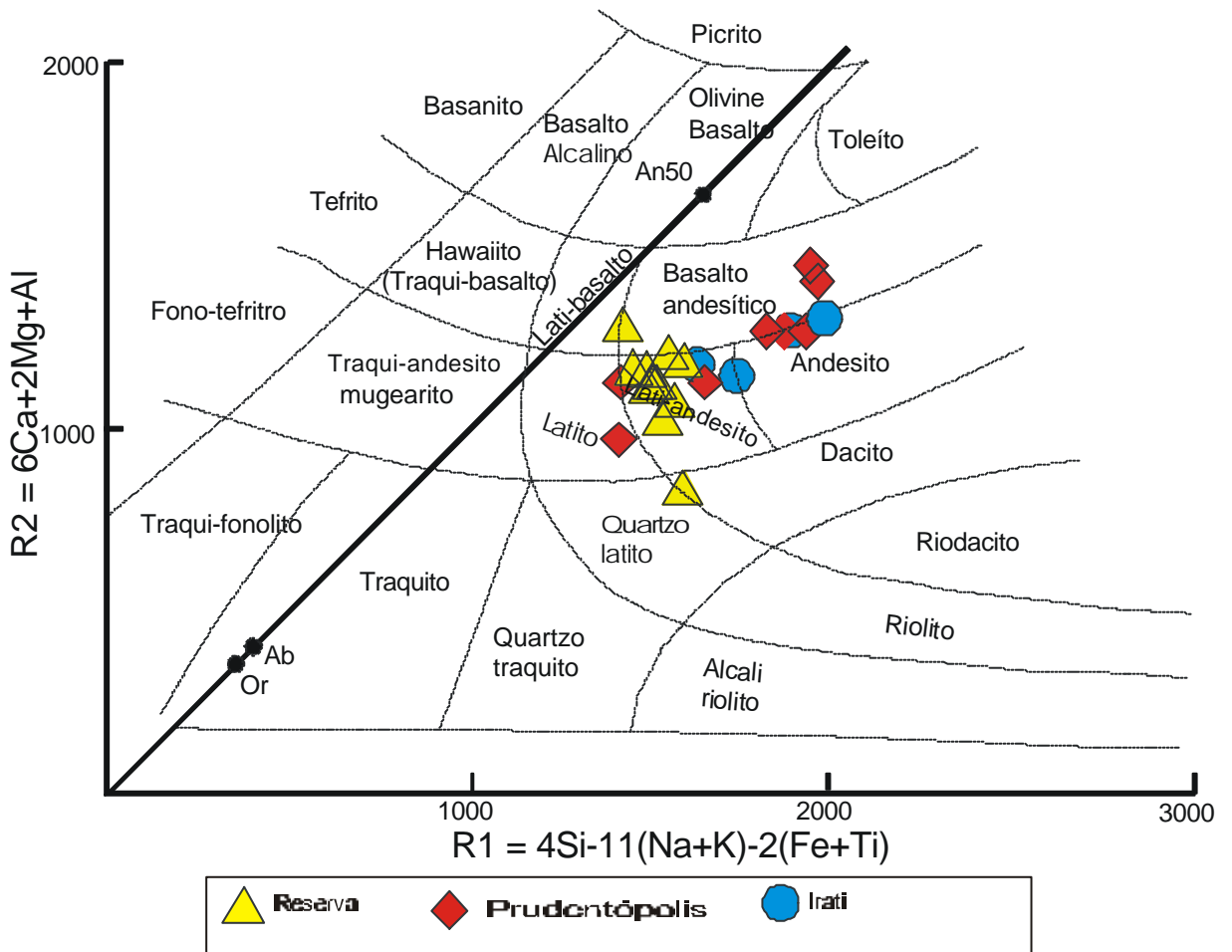


Figura 19 - Diagrama R1 ($4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$) vs R2 ($6Ca + 2Mg + Al$) de De La Roche *et al.* (1980) para as rochas estudadas.

Tabela 7 – Resultado das análises químicas das amostras de Reserva, Prudentópolis e Irati.

Amostra	Reserva										
	E-3/6	E-15/34	E-15/35	E-15/36	E-16/39	E-18/41	E-19/44	E-19/45	E-19/46	E-21/54	E-22/55
SiO ₂	50,51	58,17	51,08	50,08	51,12	53,34	51,11	51,12	50,70	50,04	48,46
TiO ₂	2,64	1,77	3,32	3,42	3,20	2,91	3,48	3,25	3,65	3,77	4,16
Al ₂ O ₃	13,25	12,41	13,03	13,56	13,62	13,08	13,09	13,24	13,57	15,22	14,44
Fe ₂ O ₃	15,65	14,02	14,89	15,44	15,05	14,19	14,74	15,08	15,43	14,20	14,95
MnO	0,08	0,15	0,14	0,16	0,14	0,10	0,18	0,13	0,18	0,13	0,12
MgO	4,52	1,19	4,16	4,33	3,35	3,15	4,23	4,17	4,29	3,86	4,15
CaO	7,97	5,18	8,13	7,69	8,02	6,96	7,81	7,56	7,14	8,15	9,01
Na ₂ O	3,03	3,36	2,89	2,80	3,05	3,13	3,01	3,10	2,93	3,02	3,04
K ₂ O	1,66	3,09	1,60	1,71	1,67	2,14	1,57	1,56	1,31	1,19	1,24
P ₂ O ₅	0,69	0,66	0,76	0,82	0,78	1,00	0,77	0,80	0,81	0,41	0,43
LOI	0,46	0,31	0,90	1,92	1,06	0,99	1,57	1,23	2,19	0,36	0,24
Total	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	100,00	100,01	100,01	100,00
Total sem LOI	99,53	99,69	99,10	98,09	98,94	99,02	98,43	98,77	97,82	99,65	99,76
ID	54,07	51,91	55,86	53,62	53,85	52,75	54,11	53,98	54,32	54,01	51,43
Mg	46,11	52,10	41,71	45,40	44,73	49,53	44,99	44,81	44,33	44,87	51,35
Cr	30	3	18	22	21	14	26	26	25	33	39
Ni	10	1	4	3	1	2	6	2	4	21	13
Cu	114	251	101	94	111	49	86	82	86	197	205
Zn	97	114	90	85	87	102	77	84	88	78	77
Ba	533	951	534	537	550	625	505	540	569	395	401
Rb	35	70	26	35	29	45	36	37	26	30	21
Sr	393	385	458	447	426	416	368	395	399	467	451
Zr	201	380	212	219	202	254	202	209	215	162	157
Y	40	66	34	37	36	53	35	40	41	27	26
Nb	20	43	13	25	16	27	16	12	27	9	3

Continuação ...

Amostra	Prudentópolis					Irati			
	E-11/21	E-11/23	E-23/56	E-23/57	E-25/64	E-13/30	E-26/66	E-28/70	E-29/72
SiO ₂	50,53	50,11	54,26	52,33	50,72	51,22	51,46	51,43	51,52
TiO ₂	2,01	1,92	2,98	3,99	4,04	2,37	2,10	3,84	2,58
Al ₂ O ₃	13,31	13,72	13,12	13,42	13,55	13,13	13,48	13,56	12,14
Fe ₂ O ₃	14,09	13,51	13,29	12,21	13,01	15,12	14,19	12,83	16,30
MnO	0,17	0,14	0,11	0,09	0,11	0,09	0,21	0,11	0,31
MgO	6,00	6,56	2,90	4,79	5,05	5,16	5,59	4,84	4,40
Cão	10,46	10,68	6,41	7,85	7,93	9,19	9,44	8,20	8,47
Na ₂ O	2,37	2,33	3,23	2,82	3,08	2,41	2,37	2,77	2,64
K ₂ O	0,84	0,81	2,75	1,94	1,99	1,02	0,91	1,88	1,28
P ₂ O ₅	0,23	0,22	0,96	0,56	0,52	0,29	0,26	0,55	0,36
LOI	0,89	1,92	0,27	0,99	0,24	0,21	0,24	0,74	0,89
Total	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00
Total sem LOI	99,12	98,08	99,74	99,02	99,76	99,80	99,76	99,26	99,11
ID	57,71	59,82	62,66	57,92	58,27	61,72	57,03	64,87	60,46
Mg	41,02	35,52	35,50	41,53	40,66	40,27	40,74	35,07	49,23
Cr	133	163	22	66	70	167	132	74	64
Ni	57	74	8	87	54	75	53	56	38
Cu	349	368	338	295	252	355	363	298	399
Zn	68	70	102	81	66	69	68	62	71
Ba	307	281	762	816	632	282	337	581	424
Rb	16	21	54	44	45	29	16	34	30
Sr	326	336	659	676	733	211	221	673	310
Zr	116	124	336	254	233	151	128	241	153
Y	22	25	51	35	27	36	30	34	33
Nb	3	1	38	30	21	9	7	23	4

Continuação...

Amostra	Prudentópolis			
	E-9/17	E-9/18	E-10/19	E-10/20
SiO ₂	51,19	50,72	51,34	51,01
TiO ₂	2,32	2,37	2,33	2,26
Al ₂ O ₃	13,08	13,27	13,02	13,18
Fe ₂ O ₃	15,34	15,55	15,29	15,36
MnO	0,17	0,15	0,16	0,17
MgO	5,07	5,09	4,92	5,05
Cão	9,14	9,04	9,10	9,16
Na ₂ O	2,39	2,48	2,46	2,43
K ₂ O	1,01	1,03	1,09	1,10
P ₂ O ₅	0,29	0,30	0,28	0,29
LOI	1,49	0,26	0,23	0,16
Total	100,00	100,01	100,00	100,01
Total sem LOI	98,51	99,75	99,78	99,84
ID	54,25	66,06	69,27	57,41
Mg	45,78	33,41	17,44	40,89
Cr	79	79	77	78
Ni	605	124	36	37
Cu	354	354	344	345
Zn	82	64	78	73
Ba	313	391	355	359
Rb	18	13	21	25
Sr	210	214	216	243
Zr	149	147	149	148
Y	33	39	37	29
Nb	4	9	16	11

6.3 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

As análises químicas das amostras foram projetadas em diagramas de variação binários, tendo o MgO como índice de diferenciação (Fig. 20). As rochas podem ser separadas em duas seqüências evolutivas: a primeira formada pelo *sill* de Reserva, a segunda pelo *sill* de Prudentópolis e pelo *sill* de Irati .

O conteúdo de sílica dessas rochas varia de 48,46 a 58,17%, com elevados conteúdos de $\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ (22%, em média) e com altos teores de alumínio (13,47% em média). Al_2O_3 e Fe_2O_3 possuem dispersão moderada, porém o Fe_2O_3 exibe tendência levemente positiva, enquanto que o Al_2O_3 levemente negativa. SiO_2 , Na_2O , K_2O e P_2O_5 apresentam correlações positivas com o decréscimo do MgO e o CaO exibe correlação negativa.

A distribuição desses elementos apresenta uma linearidade significativa, sugerindo que o decréscimo de TiO_2 , FeO_T , MgO e CaO com a evolução da diferenciação pode ser atribuído ao fracionamento de fases minerais, como ilmenita, titanita, piroxênio e plagioclásio cálcico. A cristalização fracionada foi o processo magmático dominante na evolução dessas rochas.

Os elementos traço, também foram projetados em diagramas de variação binários com MgO como índice de diferenciação (Fig.21), geram tendências levemente curvilíneas, características de processo de cristalização fracionada com assimilação (processo AFC). Rb, Ba, Zn, Y, Zr e Nb exibem correlações positivas com o decréscimo do MgO, os quais tendem a se enriquecer nas fases finais de cristalização, uma vez que são elementos incompatíveis. A compatibilidade de um elemento depende da carga e raio iônicos e do coeficiente de partição (K_d). Cr exibe correlação negativa com o decréscimo do MgO, ou seja, sua cristalização se deu nos primeiros estágios de evolução do magma.

Os diagramas de razão entre elementos traço, como Zr em relação à razão Zr/Y corroboram a cristalização fracionada como principal processo magmático (Fig.22), definindo *trends* horizontais para as seqüências evolutivas.

Com relação aos teores de TiO_2 , quando comparados com os dados de Piccirillo & Melfi (1988), a maioria das rochas é definida como alto TiO_2 , que varia de 2,01 a 4,16%. As rochas com baixo TiO_2 possuem teores entre 0,73 e 1,94 % (Fig. 23). Já para os magmas tipo de Peate (1992), as rochas com alto TiO_2 foram classificadas como do tipo Paranapanema e as de baixo TiO_2 como sendo magmas tipo Pitanga.

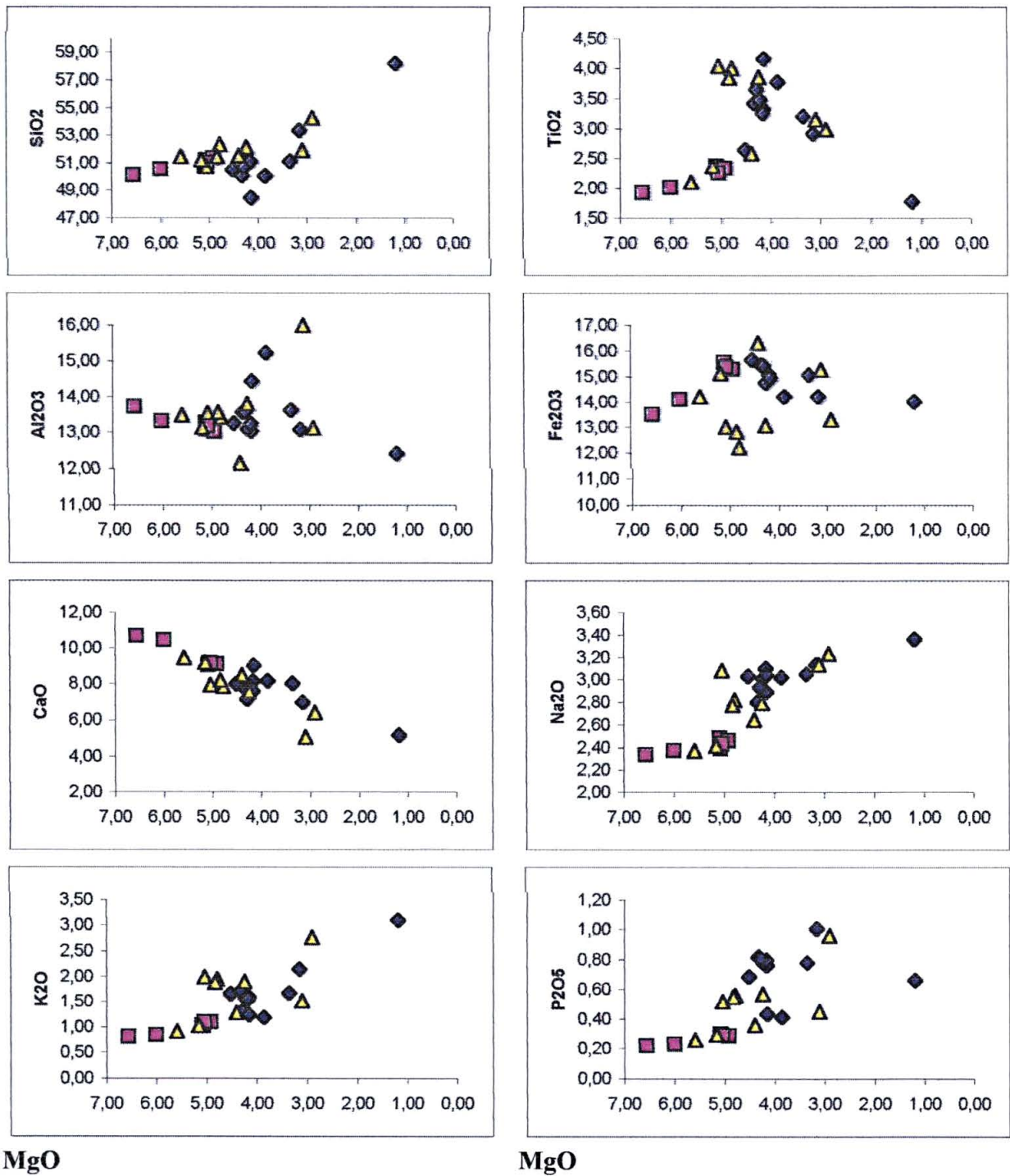
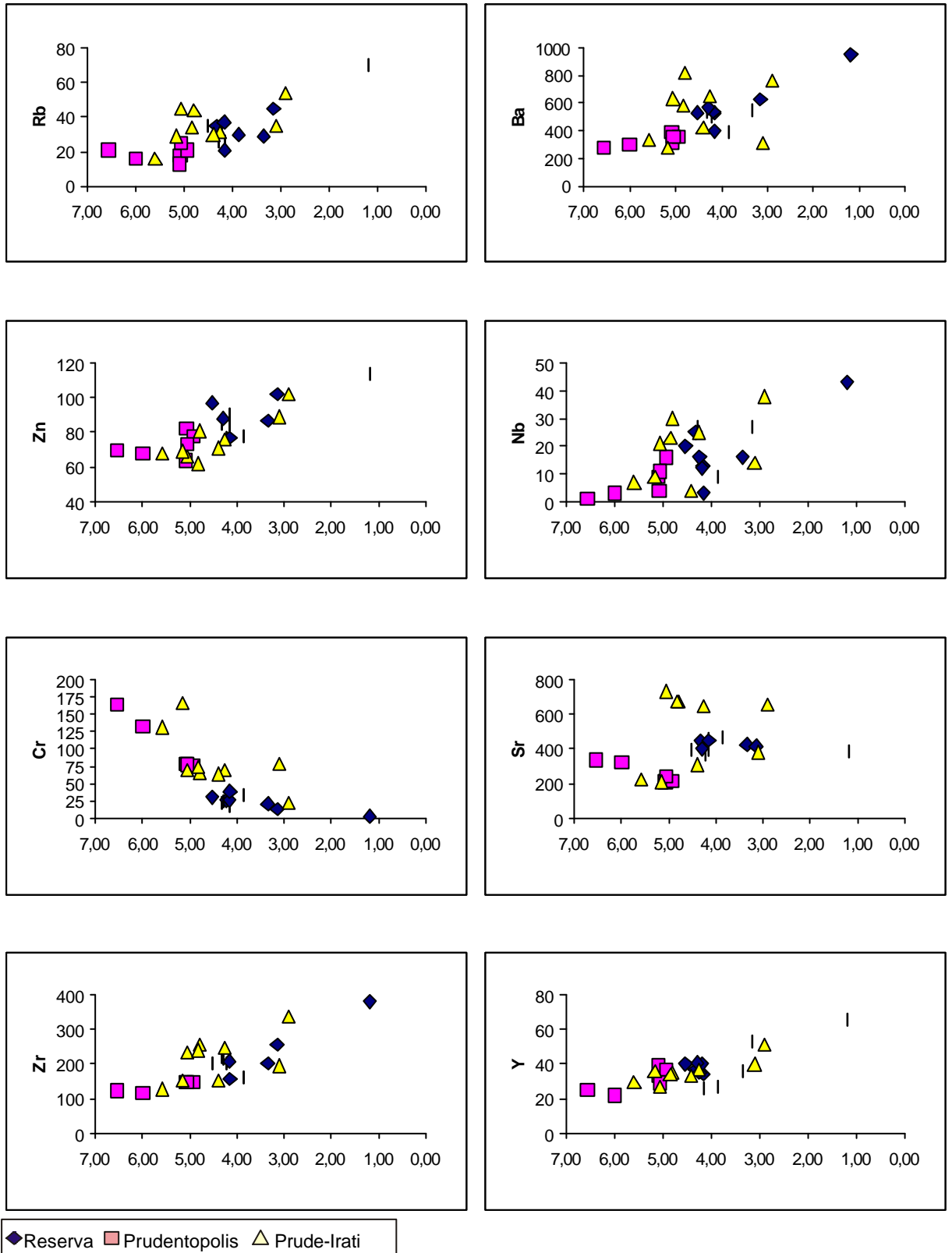


Figura 20 - Diagramas de variação para elementos maiores, utilizando o MgO como índice de diferenciação, para os *sills* encaixados na Formação Irati.



MgO

MgO

Figura 21 - Diagramas de variação para elementos traços, utilizando o MgO como índice de diferenciação, para os *sills* encaixados na Formação Irati.

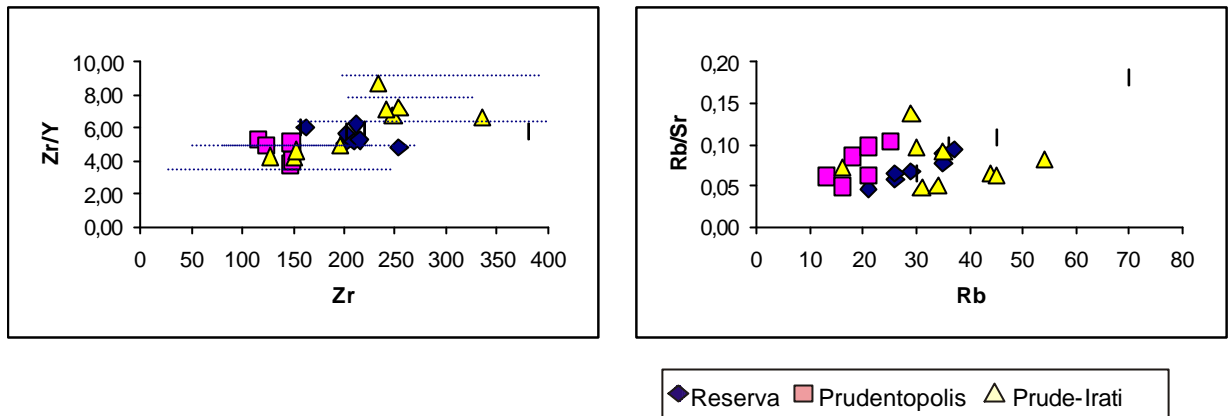


Figura 22 - Diagramas de razão entre elementos traço para os *sills* encaixados na Formação Irati.

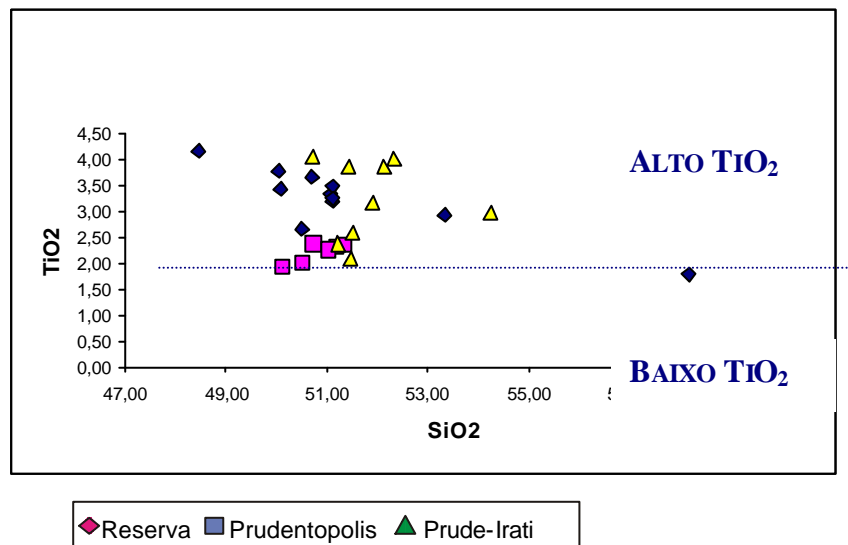


Figura 23 - Diagrama SiO₂ vs. TiO₂ para as rochas estudadas, divisão segundo Piccirillo e Melfi (1988).

6.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES

O padrão gerado pelos elementos traço em diagramas multielementares é característico de rochas não cogenéticas (Fig.24). A partir destes diagramas confirma-se a separação nas duas seqüências evolutivas propostas a partir da análise dos diagramas de classificação e de variação. As rochas do *sill* de Prudentópolis e Irati são mais primitivas e apresentam anomalia fortemente negativa em Nb. As rochas do *sill* de Reserva são mais evoluídas com fracionamento mais acentuado.

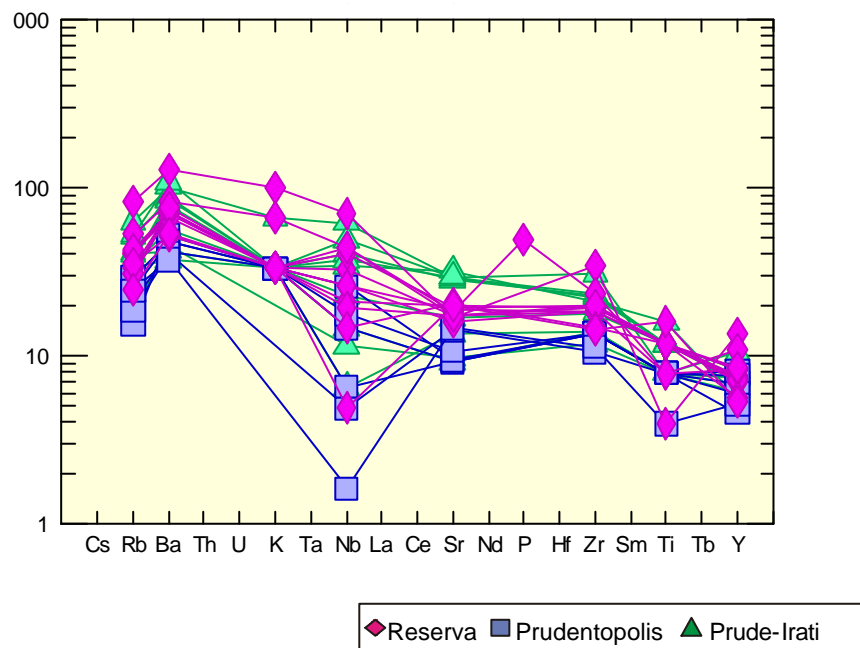


Figura 24 - Diagrama multielementar com as amostras normalizadas pelo manto primordial de Wood *et al.* (1979).

CAPÍTULO 7

DIFRATOMETRIA DE RAIOS X

7.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Nos vários trabalhos existentes sobre a geologia e petrografia dos Sills da Bacia do Paraná raríssimas são as referências sobre os fenômenos de metamorfismo de contato. As poucas informações existentes foram fornecidas por Amaral (1971), Girardi et al. (1978) e dos Anjos et al. (2003), os quais se utilizaram das paragêneses mineralógicas para tentar entender as condições físicas do metamorfismo, bem como, as modificações sofridas pelas rochas sedimentares e metassedimentares. No entanto, nenhum destes trabalhos procurou relacionar a influência do contato dos sills com a rocha encaixante sob o ponto de vista da maturação dos hidrocarbonetos. Episódios magmáticos expressivos são observados em grande parte das bacias sedimentares, especialmente nas bacias paleozóicas. Volumes imensos de magma são introduzidos em meio aos sedimentos, ocupando ou criando espaços para seu posicionamento, promovendo novos campos de tensões e elevação da temperatura. Logo, as intrusões magmáticas são relevantes na estruturação e acumulação de hidrocarbonetos, uma vez que influenciam a distribuição de estruturas pré-existentes, a geração de novos reservatórios e ainda, favorecem a acumulação e maturação da matéria orgânica.

Para tentar entender este processo sob o ponto de vista da identificação da paragênese mineral, com posterior determinação de grau metamórfico, no caso específico dos Sills de Prudenópolis, Irati e Reserva utilizou-se o método de difratometria de raios X onde foram analisadas 10 amostras as quais foram submetidas ao Difrátômetro de Raio X do LAMIR (Laboratório de Análise de Minerais

e Rochas) da Universidade Federal do Paraná, (gráficos 01-02-03-04-05-06-07-08-09-10) de rochas sedimentares encaixantes dos *sills*, com o objetivo de definir a intensidade do metamorfismo de contato atuante sobre essas rochas por influência térmica das intrusões.

A partir das observações em campo das auréolas de contato entre os *sills* e a rocha encaixante, que apresentam cerca de 3 a 4 metros de espessura, sendo que nesta região as rochas são pretas, compactas, de granulação muito fina no contato da encaixante com o *sill* e por volta dos últimos metros e apresentam indícios da estratificação reliquiar do sedimento. Nestas rochas na área das auréolas foi procurado desenvolver uma amostragem num intervalo de 1 em 1m de forma que as mesmas pudessem representar através da paragênese mineralógica o grau de metamorfismo atingido naquele local e posteriormente se fazer uma relação com a temperatura da intrusão e sua influência nos hidrocarbonetos da Formação Irati.

Os resultados das análises mostraram que as principais assembléias mineralógicas, para cada *sill* são:

7.2 SILL DE RESERVA

O perfil escolhido para a amostragem das rochas no *sill* de Reserva se deu nos pontos 19 e 20, os quais encontram-se localizados na estrada de ferro Reserva/Ivaí (Ver Mapa Geológico e de pontos anexo 01).

Este perfil por apresentar uma exposição rara do contato superior e inferior da intrusão com as rochas sedimentares da Formação Irati foi estudado e analisado de forma minuciosa. Neste perfil foram analisadas 4 amostras do ponto 19 (gráficos 01-19/43, 02- 19/47, 03-19/48, 04-19/49) e duas amostras do ponto 20 (gráficos

05-20/50 e 06-20/52), bem como, lâminas petrográficas e descrição macroscópica, já citadas nos capítulos anteriores.

Para que houvesse uma interpretação mais didática dos intervalos e locais de coleta das amostras, bem como, da paragênese mineralógica resultante dos difratogramas foi construído um perfil esquemático (Fig.25) referente ao ponto 19.

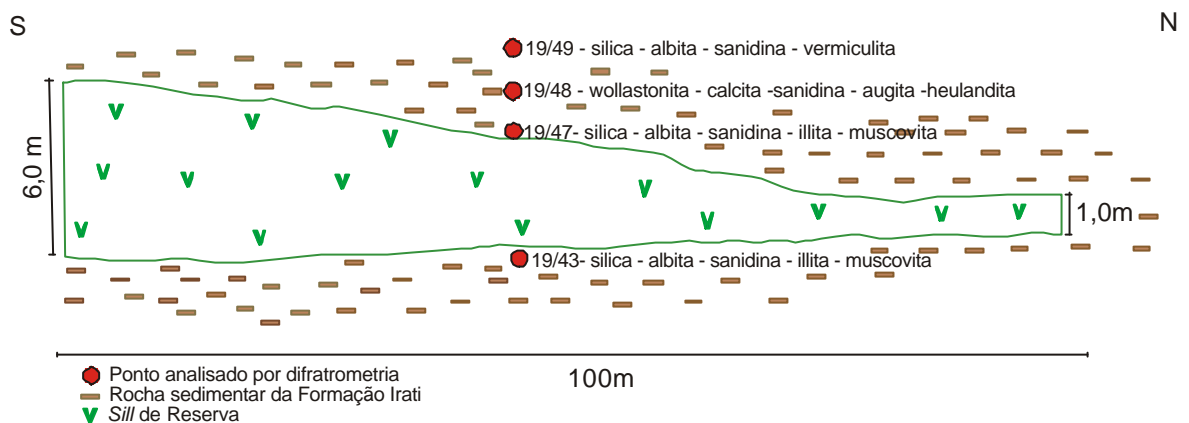


Figura 25 - Perfil esquemático do afloramento 19, contendo local de coleta e paragêneses minealógicas obtidas através da difratometria.

Os resultados das análises dos pontos 19 e 20 com os seus respectivos gráficos, seguem abaixo:

AMOSTRA 19/43

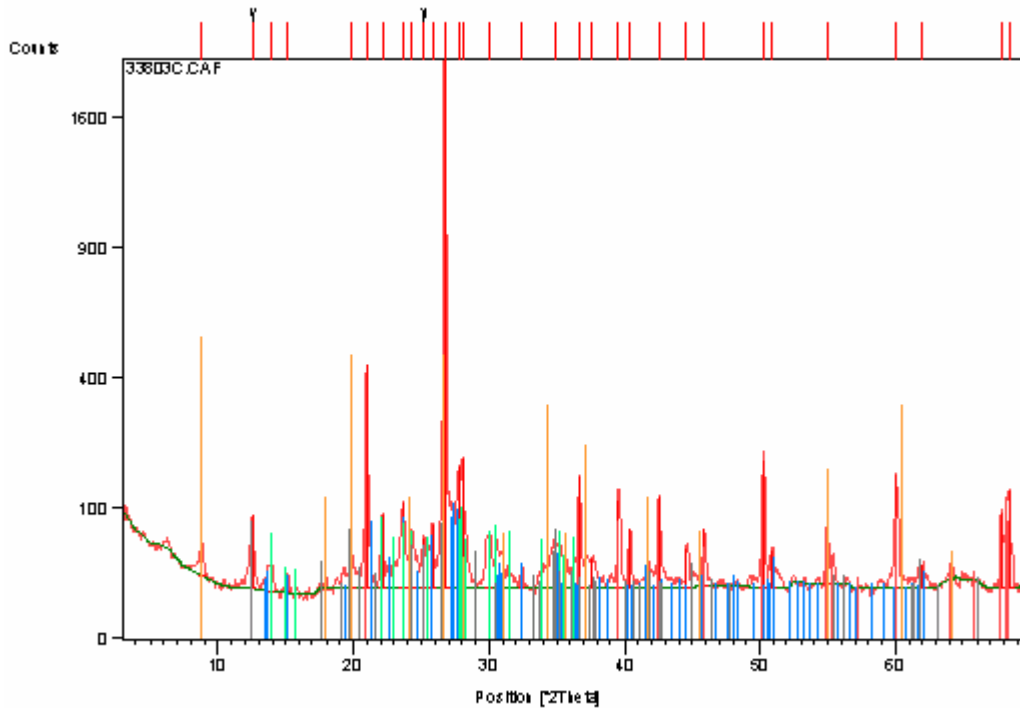


Gráfico 1 – Resultado da análise por difratometria de raios x amostra 19/43.

Pattern List

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name
Displ.[°2Th]	Scale	Fac.	Chem. Formula
*	33-1161	69	silica
0,000	0,409		Si O2
*	19-1227	55	Sanidina
0,000	0,047		(K , Na) (Si3 A..
*	09-0457	56	Albita cálcica
0,000	0,045		(Na , Ca) (Si , ..
*	07-0025	34	Muscovita-1\ITM\RG..
0,000	0,031		K Al2 Si3 Al O10 (..
*	09-0343	25	Illita, trioctahed..
0,000	0,256		K0.5 (Al , Fe , M..

AMOSTRA 19/47

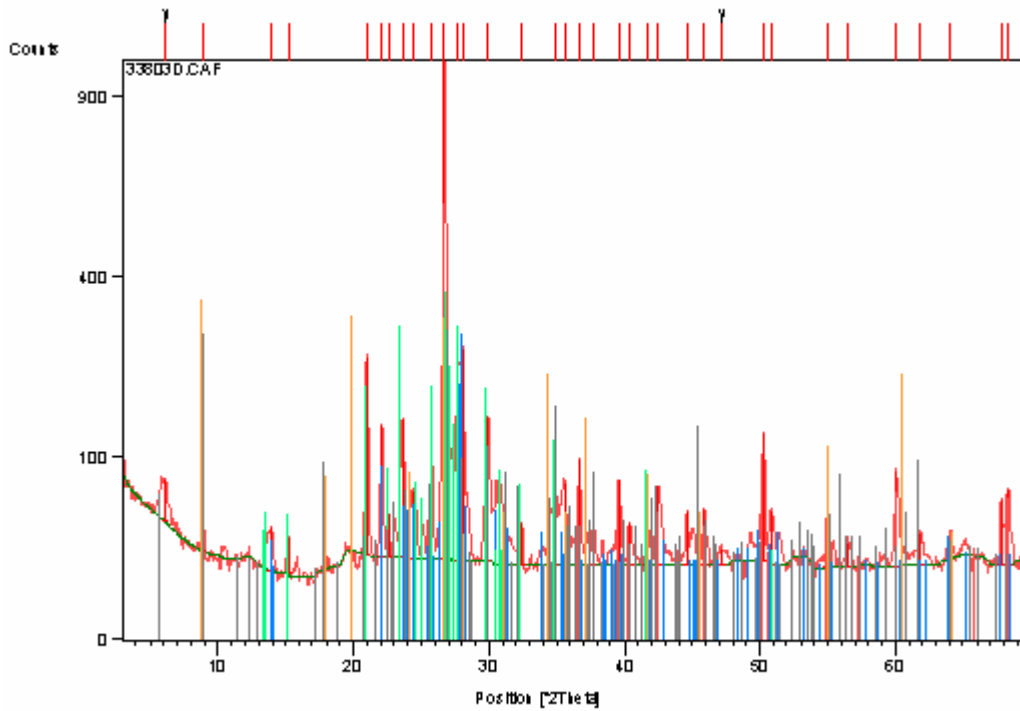


Gráfico 2 – Resultado da análise por difratometria de raios x amostra 19/47.

Pattern List

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name
Displ.[°2Th]	Scale	Fac.	Chem. Formula
*	33-1161	56	silica
0,000	0,546		Si O2
*	41-1480	44	Albita cálcica
0,000	0,261		(Na , Ca) Al (S..
*	10-0353	36	Sanidina, high, syn
0,000	0,344		K Al Si3 O8
*	06-0263	25	Muscovita-2\ITM#1\RG
0,000	0,268		K Al2 (Si3 Al) O..
*	09-0343	13	Illita, trioctahed..
0,000	0,322		K0.5 (Al , Fe , M..

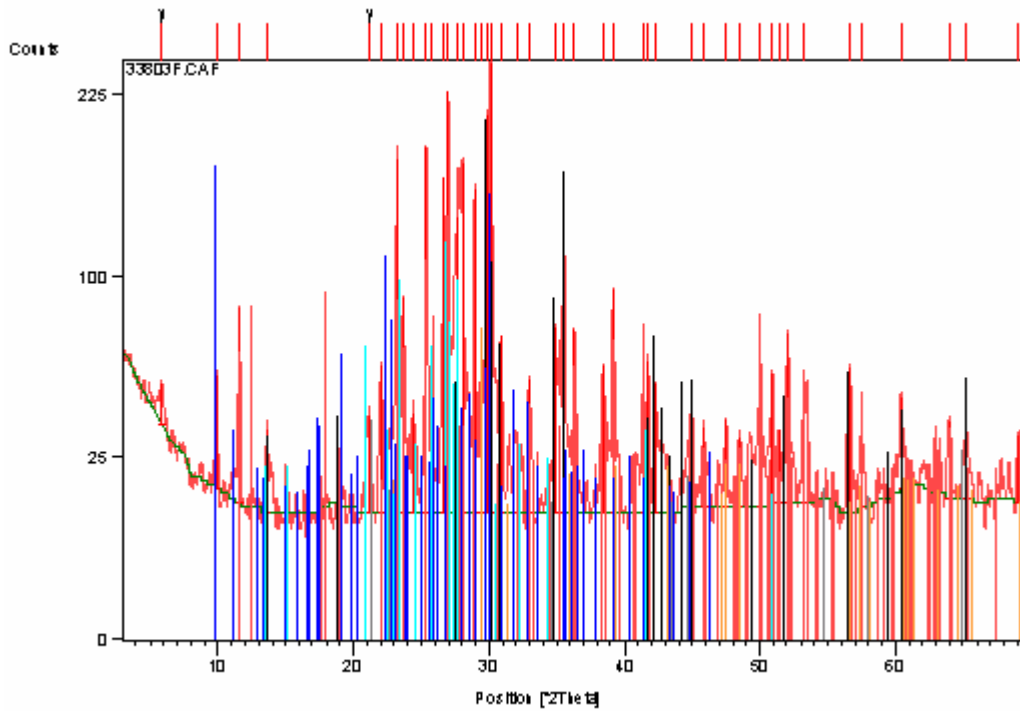
AMOSTRA 19/48

Gráfico 3 – Resultado da análise por difratometria de raios x amostra 19/48.

Peak List**Pattern List**

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name
Displ.[°2Th]	Scale	Fac.	Chem. Formula
*	42-0547	50	Wollastonita-1\ITA..
0,000	1,409	Ca Si O3	
*	05-0586	28	Calcita, syn
0,000	0,232	Ca C O3	
*	10-0353	40	Sanidina, high, syn
0,000	0,404	K Al Si3 O8	
*	24-0201	47	Augita
0,000	0,723	Ca (Fe , Mg) Si2..	
*	41-1357	19	Heulandita
0,000	0,574	Ca (Si7 Al2) O18..	

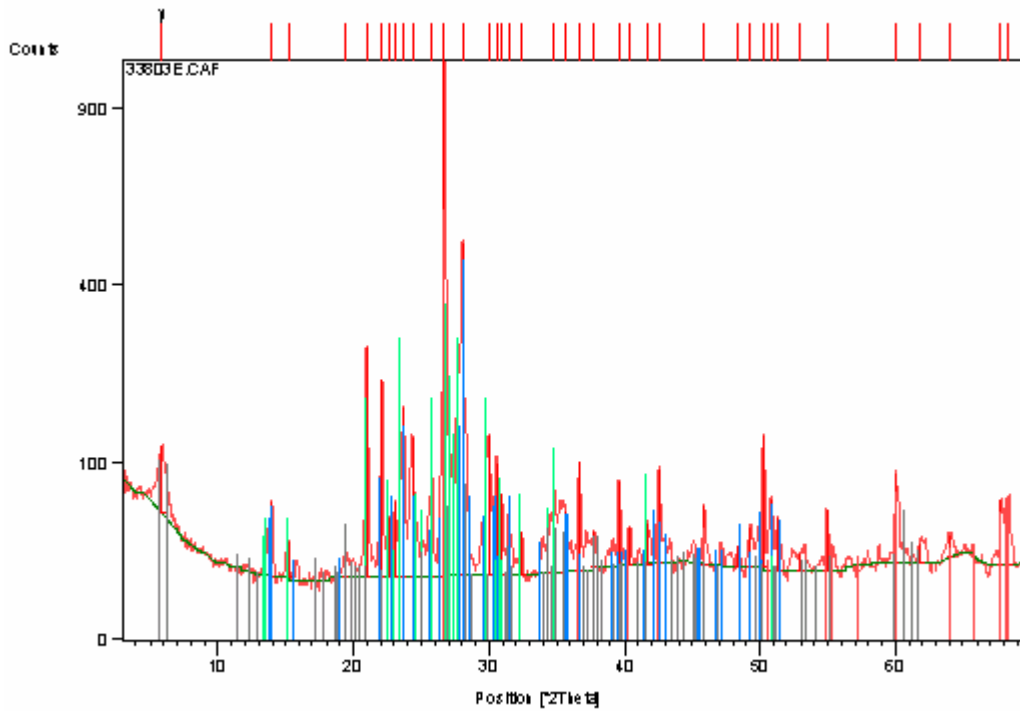
AMOSTRA 19/49

Gráfico 4 - – Resultado da análise por difratometria de raios x amostra 19/49.

Pattern List

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name
Displ.[°2Th]	Scale	Fac.	Chem. Formula
*	33-1161	53	silica
0,000	0,538	Si O2	
*	10-0393	51	Albita, disordered
0,000	0,417	Na (Si3 Al) O8	
*	10-0353	32	Sanidina, high, syn
0,000	0,325	K Al Si3 O8	
*	16-0613	25	Vermiculita-2\ITM\RG
0,000	0,048	Mgx (Mg , Fe)3 (..	

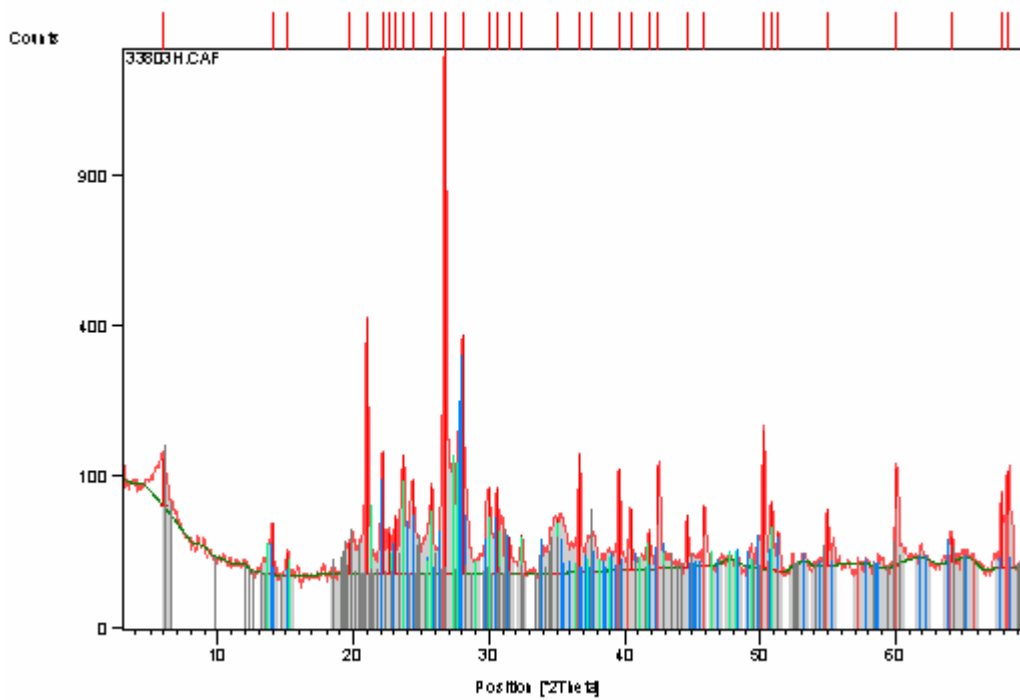
AMOSTRA 20/50

Gráfico 5 – Resultado da análise por difratometria de raios x amostra 20/50.

Peak List**Pattern List**

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name
Displ.[°2θ]	Scale	Fac.	Chem. Formula
*	33-1161	49	silica
0,000	0,348		Si O2
*	41-1480	42	Albita cálcica
0,000	0,216		(Na , Ca) Al (S..
*	13-0456	41	Sanidina
0,000	0,080		K0.47 Na0.43 Ca0.1..
*	34-0166	24	Vermiculita-2\ITM\RG
0,000	0,059		(Mg , Al)3 (Si ..

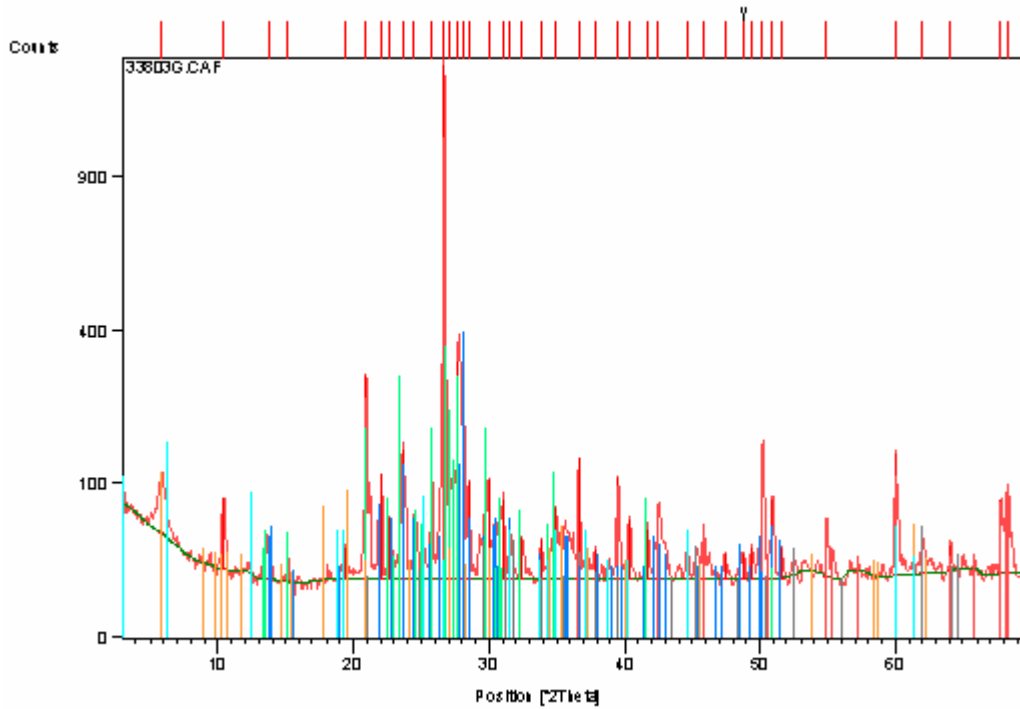
AMOSTRA 20/52

Gráfico 6- Resultado da análise por difratometria de raios x amostra 20/52.

Pattern List

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name
Displ.[°2Th]	Scale	Fac.	Chem. Formula
*	33-1161	55	silica
0,000	0,733	Si O2	
*	10-0393	50	Albita, disordered
0,000	0,269	Na (Si3 Al) O8	
*	10-0353	30	Sanidina, high, syn
0,000	0,242	K Al Si3 O8	
*	17-0763	10	calcita-III
0,000	0,019	Ca C O3	

7.3 SILL DE PRUDENTÓPOLIS

O perfil escolhido para a amostragem das rochas no sill de Prudentópolis se deu no ponto 25, localizado após Imbituva entre as coordenadas 7200707 e 531442 (Ver Mapa de pontos anexo 02).

Assim como foi feito para o *sill* de Reserva neste ponto também foi criado um perfil esquemático (Fig.26), das amostras 25/60 (Gráfico 07), 25/61 (Gráfico 08), 25/62 (Gráfico 09).

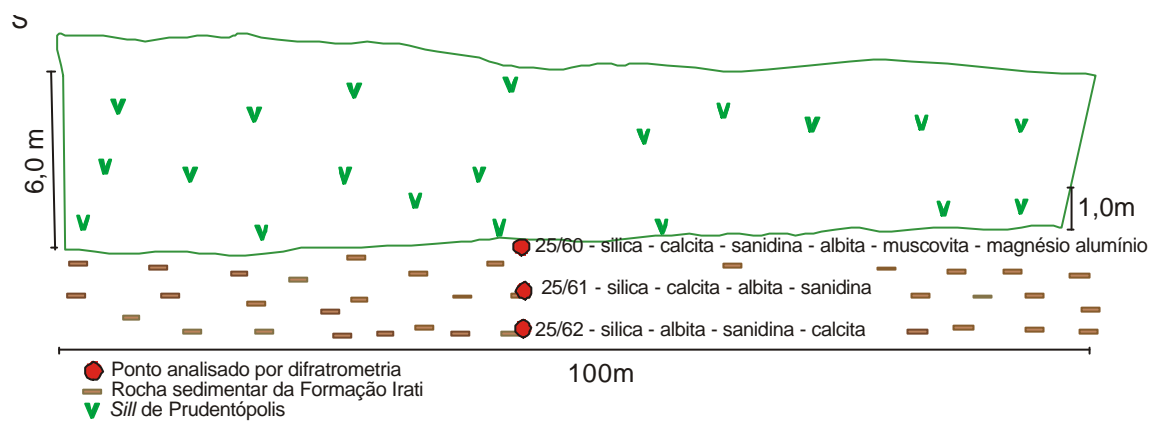


Figura 26- Perfil esquemático do afloramento 25, contendo local de coleta e paragênese mineralógica obtida através da difratometria.

Os resultados das análises do ponto 25 com os seus respectivos gráficos, seguem abaixo:

AMOSTRA 25/60

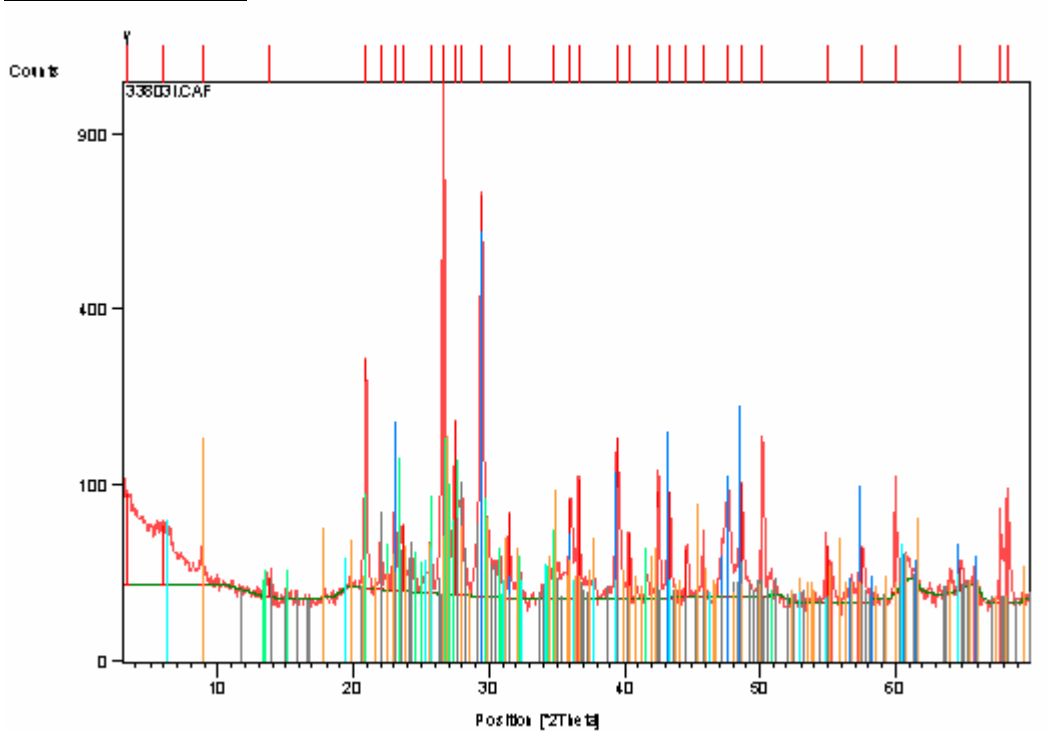


Gráfico 7 - Resultado da análise por difratometria de raios x amostra 25/60.

Pattern List

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name
Displ.[°2Th]	Scale	Fac.	Chem. Formula
*	33-1161	74	silica
0,000	0,984	Si O2	
*	24-0027	53	Calcita
0,000	0,533	Ca C O3	
*	10-0353	29	Sanidina, high, syn
0,000	0,135	K Al Si3 O8	
*	20-0554	32	Albita, ordered
0,000	0,083	Na Al Si3 O8	
*	06-0263	21	Muscovita-2\ITM#1\RG
0,000	0,138	K Al2 (Si3 Al) O..	

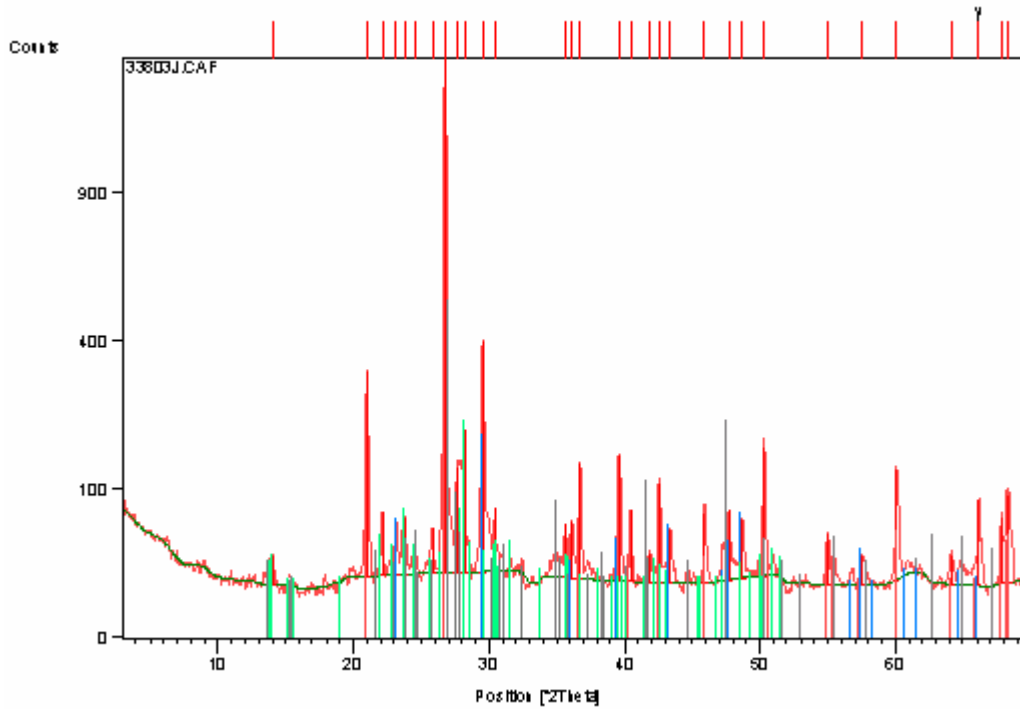
AMOSTRA 25/61

Gráfico 8- Resultado da análise por difratometria de raios x amostra 25/61.

Pattern List

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name
Displ.[°2Th]	Scale	Fac.	Chem. Formula
*	33-1161	41	silica
0,000	0,281	Si O2	
*	24-0027	34	Calcita
0,000	0,108	Ca C O3	
*	10-0393	32	Albita, disordered
0,000	0,125	Na (Si3 Al) O8	
*	10-0357	24	Sanidina potássica..
0,000	0,050	(Na , K) (Si3 A..	

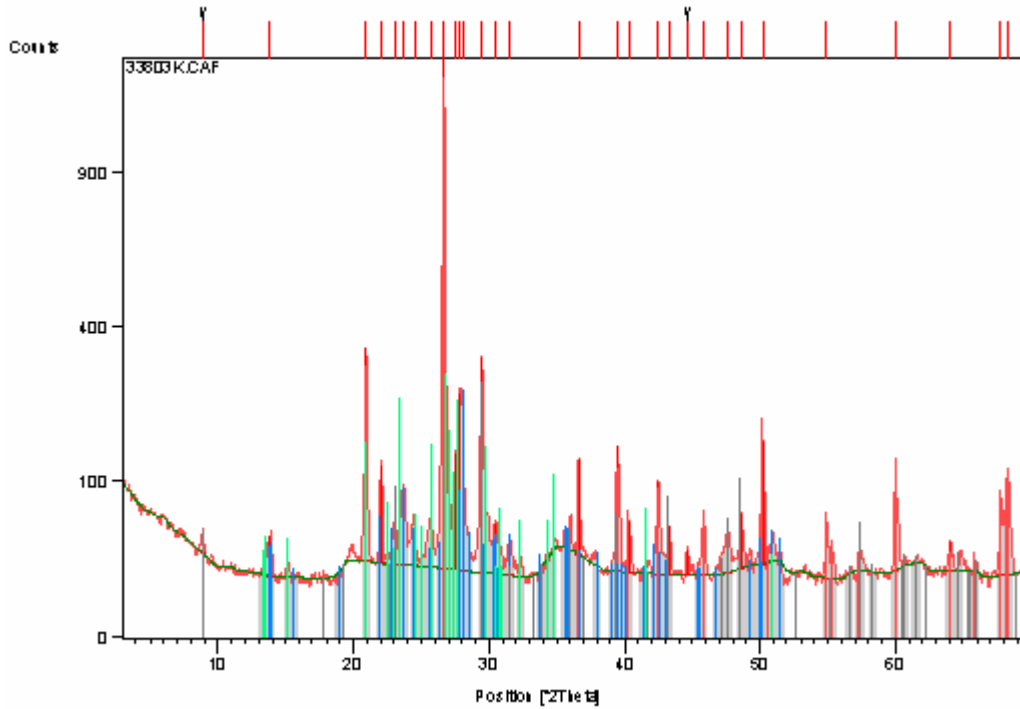
AMOSTRA 25/62

Gráfico 9 - Resultado da análise por difratometria de raios x amostra 25/63.

Pattern List

Visible Displ. [°2θ]	Ref.Code	Score	Compound Name
	Scale	Fac.	Chem. Formula
*	33-1161	67	silica
0,000	0,905	Si O2	
*	10-0393	49	Albita, disordered
0,000	0,168	Na (Si3 Al) O8	
*	10-0353	23	Sanidina, high, syn
0,000	0,191	K Al Si3 O8	
*	24-0027	44	Calcita
0,000	0,179	Ca C O3	

7.4 SILL DE IRATI

No *sill* de Irati o ponto escolhido para a amostragem localiza-se na Pedreira Boscardin (Fig.27), ponto 14 na cidade de Irati sentido Rebouças.

Trata-se de uma pedreira onde ocorre o contato da base do *sill* com as rochas sedimentares da Formação Irati, local este onde foi coletada a amostra 14/31 (Gráfico 10).

Neste ponto a assembléia mineralógica resultante foi:

- sílica, albita cálcica e sanidina.



Figura 27 – Detalhe do contato inferior da Formação Irati com o contato superior do *sill* de Irati, Pedreira Boscardin.

O resultado das análises do ponto 25 com o seu respectivo gráfico, segue abaixo:

AMOSTRA 14/31

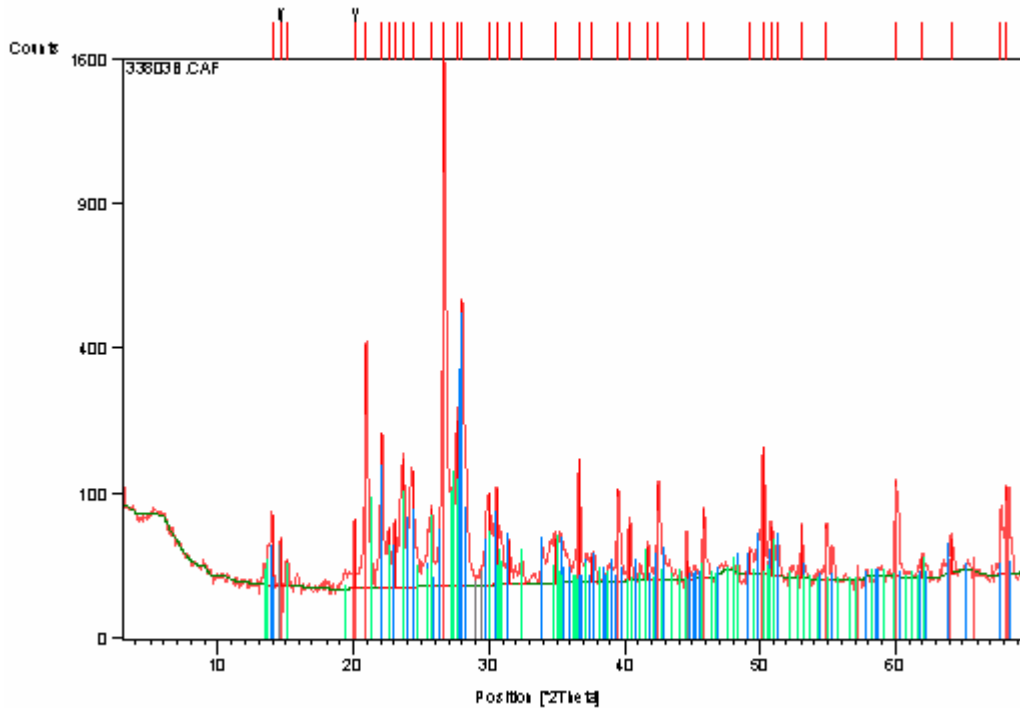


Gráfico 10 - Resultado da análise por difratometria de raios x amostra 14/31.

Pattern List

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name
Displ.[°2Th]	Scale	Fac.	Chem. Formula
*	33-1161	55	silica
0,000	0,640	Si O2	
*	41-1480	52	Albita cálcica
0,000	0,308	(Na , Ca) Al (S..	
*	19-1227	40	Sanidina
0,000	0,076	(K , Na) (Si3 A..	

7.5 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A DIFRATROMETRIA DE RAIO X

Com exceção de uma amostra do *sill* de Reserva (19/48) todas as demais possuem quartzo como fase principal. Albita e sanidina também estão presentes em quase todas as amostras (exceção à 19/48, que não possui albita). Argilominerais comuns são illita, vermiculita e muscovita. Em várias amostras observa-se calcita. Na amostra 19/48 que possui maior porcentagem de calcita verifica-se a presença de wolastonita, augita e heulandita.

Devido à presença de sanidina em todas as paragêneses das rochas analisadas define-se que o metamorfismo de contato atingiu a fácies sanidinito, compatível com a temperatura de até 1200°C.

CAPÍTULO 8

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos efetuados neste trabalho de dissertação, propiciaram as seguintes considerações finais:

No domínio da área estudada foram identificadas as seguintes unidades litoestratigráficas:

- Sill de Reserva
 - Sill de Prudentópolis
 - Sill de Irati
 - Rochas sedimentares da Formação Irati
- Os 3 corpos intrusivos posicionam-se na faixa de rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná, no contexto do Arco de Ponta Grossa. O *sill* de Reserva encontra-se localizado junto ao alinhamento estrutural Rio Alonso. Os *sills* de Prudentópolis e Irati estão localizados junto ao alinhamento Rio Piquiri.
 - As rochas dos *sills* de Reserva, Prudentópolis e Irati, inserem-se em 3 grupos diferentes: básico (80%), intermediário(18%) e ácido(2%),
 - As rochas pertencentes aos *sills* de Reserva, Prudentópolis e Irati foram definidas segundo sua granulometria em basaltos (granulometria fina), microgabros (granulometria média) e gabros (granulometria grossa).
 - As rochas dos *sills* são homogêneas e suas variações foram verificadas na interface sill-folhelho, onde exibem granulação muito fina a fina e textura afanítica. A medida que se distanciam desta interface suas granulações aumentam tornando a rocha um microgabro.
 - O *sill* de Reserva é o que apresenta as melhores exposições do contato com as rochas encaixantes da Formação Irati.

- As análises microscópicas em lâminas delgadas das rochas dos três *sills* estudados, revelaram uma mineralogia, constituída principalmente por plagioclásio definido como labradorita, piroxênio definido como augita, minerais opacos, olivina ou quartzo, carbonato, clorita, biotita, apatita, sericita e argilominerais.
- As rochas exibem estruturas maciça e, ocasionalmente, amigdalóide ou fluidal.
- Apresentam texturas holocristalinas intergranulares, ou ofíticas e subofíticas e, ainda, subafírica ou porfirítica.
- As rochas sedimentares, foram classificadas como siltitos, arenitos, folhelhos e arenitos subarcoseanos.
- A partir do diagrama TAS $[(Na_2 + K_2O)/SiO_2]$ de Le Maitre (1989) verificou-se que a grande maioria das amostras é classificada como basalto.
- No diagrama R1R2 de De La Roche *et al.* (1980) as rochas analisadas variam de basaltos andesíticos (mais comuns) a latitos. A disposição dos pontos segue uma tendência com decréscimo de R2, indicando o fracionamento dos basaltos andesíticos para os latitos.
- Tendo o MgO como índice de diferenciação as rochas podem ser separadas em duas seqüências evolutivas: a primeira formada pelo *sill* de Reserva, a segunda pelos *sills* de Prudentópolis e Irati .
- O conteúdo de sílica dos *sills* estudados varia de 48,46 a 58,17%, com elevados conteúdos de $FeO_T + MgO + TiO_2$ (22%, em média) e com altos teores de alumínio (13,47% em média).
- A distribuição dos elementos nos diagramas de variação apresentam uma linearidade significativa, sugerindo que o decréscimo de TiO_2 , FeO_T , MgO e CaO com a evolução da diferenciação pode ser atribuído ao fracionamento de fase

minerais, como ilmenita, titanita, piroxênio e plagioclásio cálcico. A cristalização fracionada foi o processo magmático dominante na evolução dessas rochas.

- Os elementos traço, também foram projetados em diagramas de variação binários com MgO como índice de diferenciação e geram tendências levemente curvilíneas, características de processo de cristalização fracionada com assimilação (processo AFC).
- Os diagramas de razão entre elementos traço, como Zr em relação à razão Zr/Y corroboram a cristalização fracionada como principal processo magmático, definindo *trends* horizontais para as seqüências evolutivas.
- Com relação aos teores de TiO₂, quando comparados com os dados de Piccirillo e Melfi (1988), a maioria das rochas é definida como alto TiO₂, que varia de 2,01 a 4,16%. As rochas com baixo TiO₂ possuem teores entre 0,73 e 1,94%.
- Já para os magmas-tipo de Peate (1992), as rochas com alto TiO₂ foram classificadas como do tipo Paranapanema e as de baixo TiO₂ como sendo magmas tipo Pitanga.
- O padrão gerado pelos elementos traço em diagramas multielementares é característico de rochas não cogenéticas.
- A partir dos diagramas multielementares confirma-se a separação nas duas seqüências evolutivas propostas a partir da análise dos diagramas de classificação e de variação. As rochas do *sill* de Prudentópolis e Irati são mais primitivas e apresentam anomalia fortemente negativa em Nb. As rochas do *sill* de Reserva são mais evoluídas com fracionamento mais acentuado.
- No que diz respeito às observações geoquímicas, os *sills* estudados são separados em duas seqüências evolutivas (a primeira formada pelo *sill* de Reserva, mais evoluída, a

segunda pelos *sills* de Prudentópolis e Irati mais primitiva, ambas submetidas a processos de cristalização fracionada. Entretanto, independente do estágio evolutivo, os três *sills* provocaram metamorfismo de contato de mesma intensidade nas rochas encaixantes.

- Devido à presença de sanidina em todas as paragênese das rochas analisadas por difratometria de raios x , defini-se que o metamorfismo no contato das rochas sedimentares da Formação Irati com os três *sills* atingiu a fácies sanidinito, compatível com a temperatura de até 1200°C.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem da Plataforma Brasileira. DNPM, Div. Geol. Min. Bol. 241, 36p. Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F. F. M. 1981. Síntese sobre Tectônia da Bacia do Paraná. Atas III Simp. Reg. Geol.,(SBG), Conf. De Abert., 1,1-20. Curitiba.
- ALVES, D.B.;RODRIGUES,R. 1985. Influência das intrusões ígneas nos folhelhos devonianos da Bacia do Baixo Amazonas. Revista Brasileira de Geociências, **15**: 110-115.
- AMARAL,G. & CRÓSTA,A.P. 1983. Comportamento estrutural e estratigráfico dos diferenciados ácidos da Formação Serra Geral na Porção Sul da Bacia do Paraná. Anais do IV Simpósio Regional de Geologia. São Paulo.197-210.
- AMARAL, G.,CORDANI, U.G.;KAWASHITA, K.; REYNOLDS,J.H. 1966. Potassium–argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **30**: 159-189.
- ARAÚJO, L.M.;TRIGÜIS, J.A.;CERQUEIRA, J.R.;FREITAS, L.C. 2000. The atypical Permian Petroleum System of the Paraná Basin, Brazil. In: MELLO, M.R.; KATZ, B.J., eds. Petroleum systems of South Atlantic margins, AAPG Memoir, **73**: 377-402.
- ARTUR, P.C.; SOARES, P.C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*,**32**: 433-438.
- ASSINE, M. L.;SOARES, P.C.;MILANI,E.J. 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. *Rev. Bras. de Geoc.*, **24**: 77-89.
- BAKSI,A.K; FODOR,R.V.; FARRAR,E. 1991. Preliminary results of 40Ar-39Ar dating studies on rocks from the Serra Geral flood basalt province and Brazilian continental margin (abstract).EOS Trans. AGU, **72**: 300.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; Da ROIT,P. 1988. Mineral Chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives frm the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M & MELFI, A.J. (eds). *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP.73-92.
- BELLIENI,G.; COMIN-CHIARAMONTI,P.; MARQUES,L.S.;

- MARTINEZ,L.A; MELFI, A.J.; NARDY,A.R.; PICCIRILLO,E.M.; STOLFA,D. 1986a. Continental flood basalts from the central-western regions of the Paraná Plateau (Paraguay and Argentina); petrology and petrogenetic aspects. *Neues Jahr. Miner. Abh.*, **154**:111-139.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES,L.S.; MELFI, A.J.; NARDY,A.R.; PAPTRECHAS,C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISEMBERG,A ; STOLFA,D. 1986b. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): mineralogical and petrochemical relationships. *J. Petrol.*,**27**:915-944.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES,L.S.; MELFI, A.J.; NARDY,A.R.; PICCIRILLO, E.M.; ROISEMBERG,A. 1984a. High- and Low-TiO₂ Flood Basalts from Paraná Plateau (Brazil): Petrology and Geochemical Aspects Bearing on their Mantle Origin. *Neues Jahr.Mineral.Abh.*,**150**:273-306.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M. 1984b. Flood basalt and rhyolite suites in southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J.Petrol.*; **25**: 579-618.
- COFFIN,M.F.& ELDHOLM, O. 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T; PANKHURST,R.J. (eds). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ. **68**:17-30.
- COMIN-CHIARAMONT, P.; GOMES, C. B.; RIVALENT, G. 1983. High TiO₂ dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). *Neues Jahr. Miner. Abh.*, **146**: 133-150.
- CONCEIÇÃO, J.C.J.; ZALAN, P.V.; DAYAN, H. 1993. Deformações em rochas sedimentares induzidas por intrusões magmáticas: *classificação e mecanismos de intrusão*. Boletim Técnico da Petrobrás. Rio de Janeiro, **7**: 57-91.
- CORDANI,U.G.; SARTORI,P.L.; KAWASHITA, K. 1980. Geoquímica dos isótopos de estrôncio e a evolução da atividade vulcânica na Bacia do Paraná (sul do Brasil) durante o Cretáceo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **52**: 811-818.
- CORDANI,U.G.; BRITO,N.; B.B.; FUCK, R.A, PORTO,R., THOMAZ, A.; CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo Preliminar de Integração do pré-Cambriano com os Eventos Tectônicos das Bacias

Sedimentares Brasileira. Bol. Petrobrás- Expl. De Petrol.,15,70pp.

- COX, K.G. 1988. The Karoo Province. In: MACDOUGALL, J.D. (ed). Continental Flood Basalts.Dordrecht, Kluwer. p. 239-271.
- CREER,K.M., MILLER,J.A.; SMITH,G.A. 1965. Radiometric age of the Serra Geral formation. *Nature*. **207**: 282-283.
- DAVINO, A.; SINELLI, O.;SOUZA,A.; CORREIA, C.T. 1982. Diabásios na região nordeste da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL.,32. Salvador, 1982. SBG. p. 1736-1744.
- DEER, A.A.W.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN,J. 1966. Minerais constituintes das rochas - uma introdução. Logmans, Green and Co. Ltd.
- DE LA ROCHE,H.;LETERRIER,P.; GRANDCLAUDE,P.; MARCHAL,M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks usin R1-R2 – diagram and major-element analyses.Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*,**29**:183-210.
- DOS ANJOS, C. W. D.; GUIMARÃES E. M. 2003. Evidências de Metamorfismo de Contato nas Rochas da Formação Irati em Goiás. CONGR. BRAS. GEOQ., Belém, 2003. 587-589.
- DUPUY,C. & DOSTAL,J. 1984. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**: 61-69.
- EINSELE,G.; GIESKES, J. M.; CURRAY, J.; MOORE, D. M.; AGUAYO, E.; AUBRY, M.P.; FORNARI, D.; GUERRERO, J. KASTNER, M.; KELTS, K.; LYLE, M.; MATOBA, Y.; CRUZ-MOLINA, A.; NIEMITZ, J.; RUEDA, J.; SAUNDERS, A.; SCHRADER, H.; SIMONEIT, B.; VACQUIER, V. 1980. Intrusion of basaltic *sills* into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity. *Nature*. England, **283**: 441-445.
- FERNANDES,L.A.; COIMBRA,A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, **68**: 195-205.
- FERREIRA,F.J.F.;MORAES,R.A.V.;FERRARI,M.P.;VIANNA,R.B. 1981. Contribuição ao Estudo do Alinhamento estrutural de Guapiara. Atas do 3º Simpósio Reg. De Geol.,SBG., 1,226-224. Curitiba-PR.
- FERREIRA,F.J.F. 1982. Alinhamentos estruturais magnéticos da região oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In:

Geol. da Bacia do Paraná – reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos- PAULIPETRO, Consórcio IPT/ CESP. 143-166.

- FRANÇA, B.A.; POTTER, P.E. 1989. Estratigrafia e Ambiente Depositional do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). *Boletim Geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro, **3**:17-28, jan./jun.
- FODOR, R.V. 1987. Low-and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from a picritic parentage and a common mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**: 423-430.
- FODOR, R.V.; CORWIN, C.; ROISENBERG, A. 1985. Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**: 54-65.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**: 590-610.
- GALLAGHER, K. & HAWKESWORTH, C. 1994. Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **123**: 105-117.
- GALLAGHER, K. & HAWKESWORTH, C. 1992. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature*, **258**: 57-59.
- GARLAND, F.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1995. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. *J. Petrol.*, **36**: 1193-1227.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O. H. 1996. Mafic potassic magmatic key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalts. *Earth planet. Sci. Lett.*, **141**:325-341.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O. H. 1995. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**:149-165.
- GIRARDI, V. A.V.; MELFI, A.J.; AMARAL S. E. 1978. Efeitos Termiais Associados aos Diabásios Mesozóicos da Bacia do Paraná. *Boletim IG. Instituto de Geociências*, **9**: 47-55.

- HAWKESWORTH,C.; LIGHTFOOT,P.; PEATE,D.; MANTOVANI,M. 1997. Continental mafic magmatism and associated magmatic sulphides. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão-SP,1997. *Extended Abstracts...*; Campos do Jordão-SP,8-11.
- HAWKESWORTH,C.J.; GALLAGHER,K.; KELLEY,S.; MANTOVANI,M.; PEATE,D.W.; REGELOUS,M.; ROGERS,N.W. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Storey,B.C.; ALABASTER,T; PANKHURST,R.J.(eds). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ.,**68**:221-240.
- HAWKESWORTH,C.J.; MANTOVANI,M.; PEATE,D.W. 1988. Lithosphere reboilisation during Paraná magmatism. In: Cox,K.G. & MENZIES,M.A. (ed.) *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences*. *J. Petrol. Spec.***Vol.** 205-223.
- LE MAITRE, R. W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms. *Blackwell Sci. Pub. Great Britain*.p.193.
- MANIESI, V. 1991. Petrologia das soleiras de Diabásio de Reserva e Salto do Itararé no Paraná. Dissertação de Mestrado, UNESP - Campus de Rio Claro.
- MANTOVANI,M.S.M.;STEWART,K.;TURNER,S.; HAWKESWORTH,C.J. 1994. Duration of Paraná magmatism and implications for the evolution and source regions of continental flood basalts. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE. São Paulo. 1994. *Extended Abstracts...* São Paulo,p.47-48.
- MANTOVANI, M.S.M.; CORDANI,U.G.; ROISEMBERG,A. 1985a. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. *Rev. Bras. Geoc.*,**15**: 61-65.
- MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES,L.S.; SOUSA, M.A.; ATALLA, L.; CIVETTA, L.; INNOCENT, F.1985b. Trace Element and Strontium Isotope Constraints on the Origin and Evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina state (Southern Brazil). *J. Petrol.*, **26**: 187-209.
- MARIMON, M. P. C.; AYALA, L.; MOREIRA, M. L. O. 1982. Formação Serra Geral no Sul do Brasil; Rochas básicas e ácidas: *sua distribuição, petrografia e litoquímica*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32. Salvador,1982, *Anais...* Salvador: SBG. p. 403-414.

- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; TREIN, E. 1967. Intrusivas básicas Jurássico – Cretáceas do Primeiro planalto do Paraná. *Bol. Paranaense de Geociências.*, Curitiba, **23-25**:307–324.
- MARQUES, L.S. 1983. Estudo do comportamento geoquímico de alguns elementos traços determinados em rochas vulcânicas da Bacia do Paraná. São Paulo. (Dissertação de Mestrado, IAG-USP).
- MARQUES, L.S. 1988. Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná: implicações petrogenéticas. São Paulo. 175 p. (Tese de Doutorado, IAG-USP).
- MARQUES, L.S.; DUPRÉ, B.; PICCIRILLO, E.M. 1999. Mantle Source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *J. Geodynamics*, **28**: 439-458.
- MELFI, A.J. 1967- Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **31**: 1079-1089.
- MILANI, E. J.; KINOSHITA, E. M.; ARAÚJO, L. M.; CUNHA, P. R. C. 1990. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas na calha central. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **4**:21-34.
- MILANI, E. J. 1992. Intraplate Tectonics and the Evolution of the Paraná Basin, SE Brazil. In. *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*. De Witte & Ransorne (edit), 101-108.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B. & SCHNEIDER, R. L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **8**: 69-82.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B. & SCHNEIDER, R. L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **8**:69-82.
- MINCATO, R.L. 1994. Avaliação do potencial da Província Ígnea Continental do Paraná para Mineralizações de Ni-Cu-EGP, a partir dos modelos Noril'sk e Insizwa. Campinas-SP. 113p. (Dissertação de Mestrado, IG-UNICAMP).
- MINCATO, R.L. & SCHRANK, A. 1994. Evaluation of the Ni-Cu-PGE mineralisation for the Paraná Continental Igneous Province based on the Noril'sk and Insizwa Models. In: VII INTERNATIONAL

- PLATINUM SYMPOSIUM, With a Special Session of IGCP Project 336: "Intraplate Magmatism and Metallogeny", Moscow – Noril'sk, 1994. *Abstracts...*, Moscow, p.120.
- MINCATO, R.L. & SCHRANK, A. 1993. Modelo de mineralização de EGP de Insizwa-Transkey- África do Sul e sua aplicação à Formação Serra Geral – Bacia do Paraná- Brasil. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA, 1º, Brasília, 1993, *Resumos Expandidos...*, Brasília, SBG, p. 56-58.
- MINCATO, R.L. & SCHRANK, A.; ENZWEILER, J. 1998. Estratigrafia da Porção Meridional da Seqüência Vulcânica da Província Ígnea Continental do Paraná a partir de Critérios Petrográficos e Geoquímicos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 40. Belo Horizonte, 1998. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. p. 100.
- MINEROPAR. 2001. Atlas Geológico do Estado do Paraná. Curitiba – PR. CD-ROM.
- MINIOLLI, B., POÇANO, W.L.; OLIVEIRA, S.M.B. 1971. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil meridional. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **43**: 433-437.
- MORGAN, W.J. 1971. Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, **230**: 42-43.
- MULHLMANN, H. 1980. Histórico da Exploração de Petróleo na Bacia do Paraná – Métodos Exploratórios Empregados – Custos Exploratório. In: GEOLOGIA PONTECIALIDADE PETROLÍFERA DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE SÃO PAULO- S.P. Coletânea de Trabalhos e Debates.
- NARDY, A.J.R. 1995. Geologia e Petrologia do vulcanismo Mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná. Rio Claro-SP. 316 p. (Tese de Doutorado, IGCE-UNESP).
- NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; BELLINI, G.; OLIVEIRA, M.A.F. 1993. Caracterização litoquímica e aspectos petrológicos de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral: região centro-sul do Estado do Paraná. *Geociências*, São Paulo, **12**: 275-313.
- O'CONNOR, J.M. & DUNCAN, R.A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge- Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.*, **95**: 17474-17502.

- OLIVEIRA, M. A. M. 1971. Possibilidades de geração e migração tardias de petróleo na Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25.
- PEATE, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds). *Large igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph* 100.AGU. 217-245.
- PEATE, D.W. 1990. Stratigraphy and petrogenesis of the Paraná continental flood basalts, southern Brazil. Milton Keynes, England, 359 p. (Ph.D. Thesis, Open University).
- PEATE, D.W. & HAWKESWORTH, C.J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil. *Chem. Geol.*, **127**:1-24.
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.M.S.; ROGERS, N. W.; TURNER, S.P. 1999. Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of "Dupal"-type mantle in the South Atlantic region. *J. Petrol.*, **40**: 451-473.
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.M.S. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): Classification of magma types and their spatial distribution. *Bull. Volcanol.*, **55**: 119-139.
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.M.S.; SHUKOWSKY, W. 1990. Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*. **18**: 1223-1226.
- PEATE, D.W.; MANTOVANI, M.M.S.; HAWKESWORTH, C.J. 1988. Geochemical Stratigraphy of the Paraná Continental Flood Basalts: Borehole Evidence. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**: 212-221.
- PETRINI, R.; CIVETTA, L.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J. 1987. Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. *J. Petrol.*, **28**; 701-726.
- PETIJOHN, E.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. 3. ed. Nova York: Harper.
- PICCIRILLO, E.M & MELFI, A.J.(eds). 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic e geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP, 600p.

- PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1987. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, **1**: 53-69.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A.J.; PINEZZI, J.P.P.; ZANTADESCHI, P.; DE MIN, A. 1990. Lower Cretaceous Tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (Southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd Isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chem. Geol.*, **89**: 19-48.
- PICCIRILLO, E.M.; CIVETTA, L.; PETRINI, R.; LONGINELLI, A.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J. 1989. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): Evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. *Chem. Geol.*, **75**: 103-122.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; USSAMI, N. 1988c. Significance of the Paraná flood volcanism in the disruption of western Gondwanaland. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds). *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP. 285-295.
- PINESE, J.P.P. 1989. Caracterização petrológica e geoquímica dos diques do arco de Ponta Grossa. (Dissertação Geofísica Universidade de São Paulo).
- QUADROS, L.P. 1976. Efeito das intrusões de diabásio em rochas sedimentares do leste e sul da Bacia do Paraná. *Boletim técnico da Petrobrás*. Rio de Janeiro, **19**: 139-156.
- QUADROS, L.P.; SANTOS, A.S.; MELLO, L.A.M. 1980. Efeito das intrusões de diabásio sobre o conteúdo orgânico das rochas sedimentares. In: 31º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1980, *Anais...* Balneário Camboriú.
- RENNE, P.R.; GLEN, J.M.; MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R. 1996a. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*. **24**: 659-662.
- RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E. M. 1996b. Age of Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and

- implications to Paraná flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **144**: 199-211.
- RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PREVOT, M.; PERRIN, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*. **258**: 975-979.
- SANTOS, R.V.; DANTAS, E.; ALVARENGA, C.J. S. DE; BERTRAN, F.; REIS, W.; GUIMARÃES, E.M.; OLIVEIRA, C.G.; APARECIDO, D.; TOIGO, M.M.; MENDONÇA FILHO, J.G.; REIS, C.W.D.; MEDEIROS, S.R. 2003. Geochemical and thermal effects of basic intrusive rocks on sediments from the Irati Formation at northwestern Paraná Basin. In: IV South American Symposium on Isotope Geology. Salvador, BA. 24-27 de agosto. Boletim de Resumos Expandidos. CDROM Ref. 4 p.
- SARTORI, P.L.P. & GOMES, C.B. 1980. Composição Químico-Mineralógica das Últimas Manifestações Vulcânicas na Região de Santa Maria (RS). *Na. Acad. Brás. Ciênc.*, **52**, 125-133.
- SARTORI, P.L.P. 1984. As principais ocorrências de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral no Planalto do Paraná. *Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol. (SBG)*, Rio de Janeiro: 4539-4547.
- SIAL, A. N.; MCREATH, I. 1984. *Petrologia Ígnea*. Salvador, Bureau.
- SIMONEIT, B. R. T.; BRENNER, S.; PETERS, K. E.; KAPLAN, I. R. 1978. Thermal alteration of Cretaceous black shale by intrusions basaltic in the Eastern Atlantic. *Nature*. England, **273**: 501-504.
- SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das Bacias intracratônicas brasileiras. *Anais do XXVIII Cong. Bras. Geol.* Porto Alegre (SBG), **4**: 61-83.
- SOARES, P.C. 1981. Estratigrafia das formações jurássico-cretácicas na Bacia do Paraná – Brasil. In: Volkheimer, W. & Musacchio, E.A., *Cuencas sedimentarias del Jurássico y Cretácico de America del Sur*. Comitê Sudamericano del Jurássico y Cretácico. Buenos Aires. p.271-302.
- SOARES, P.C. 1985. informações sobre Sills de Diabásio da Bacia do Paraná. Relatório Rio Doce Geol. Min. S.A. 20pp.
- SOUZA, I.V.A.F.; MENDONÇA FILHO, J.G.; MENEZES, T. R. 2003. Estudo da influência térmica das intrusões ígneas no horizonte potencialmente gerador da Bacia do Paraná (Formação Irati):

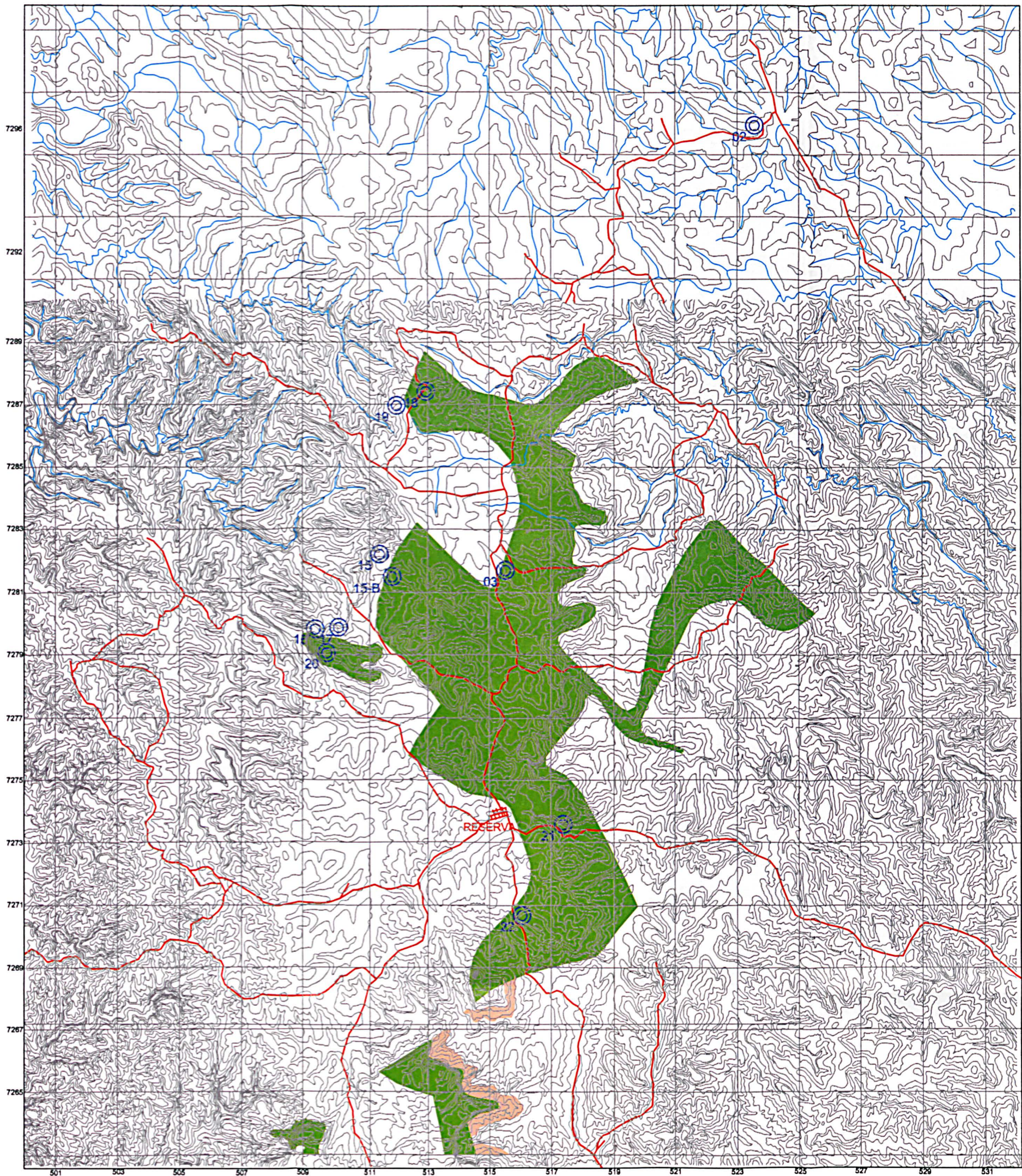
implicações para a geração de hidrocarbonetos. In: 9^o CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2003, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos do IX Congresso Brasileiro de Geoquímica*.

- STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. J.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M. S. M. 1996. 3-D $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology in the Paraná flood basalt province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**: 95-110.
- TURNER, S.; PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. 1999a. Chemical Stratigraphy of the Paraná basalt succession in western Uruguay: further evidence for the diachronous nature of the Paraná magma types. *J. Geodynamics*, **28**: 459-469.
- TURNER, S.; KIRSTEIN, L. A.; HAWKESWORTH, C. J.; PEATE, D. W.; HALLINAN, S.; MANTOVANI, M. S. M. 1999b. Petrogenesis of a 800 m lava sequence in eastern Uruguay: insights into magma chamber processes beneath the Paraná flood basalt province. *J. Geodynamic*, **28**: 471-487.
- TURNER, S.; HAWKESWORTH, C. J.; GALLAGHER, K.; STEWART, K.; PEATE, D. W.; MANTOVANI, M. S. M. 1996. Mantle plumes, flood basalts and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application on the Paraná. *J. Geophys. Res.*, **101**: 11503-11518.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic; high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**: 333-348.
- VOGEL, D. C. & KEAYS, R. R. 1997. The Petrogenesis and platinum-group element geochemistry of the Newee Volcanic Province, Victoria, Australia. *Chem. Geol.*, **136**: 181-204.
- WHITE, I. C. 1908. Relatório final da Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional. 617p.
- WHITE, R. & MCKENZIE, D. 1989. Magmatism at Rift Zones: Generation of Volcanic Margins and Flood Basalts. *J. Geophys. Res.*, **94**: 7685-7729.
- WILSON, M. 1989. Continental tholeiites flood basalts provinces. In: WILSON, M. ed. *Igneous Petrogenesis*. London. HarperCollins Academic. P. 287-323.

- WOOD, D. A.; TARNEY J.; VARET, J.; SAUNDERS, A. D. BOUGAULT, H.; JORON, J. L.; TREUIL, M.; CANN, J. R. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg. 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**: 77-97.
- YODER, H.S.; TYLLEY, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, **3**: 342-532.
- ZALAN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; ZANOTTO, O.A. 1987. A Divisão trpartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 242-252.
- ZALAN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J.C. MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1990. Bacia do Paraná . In.: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, Raja-Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. Coord., *Boletim Técnico Petrobrás*, 415pp.

ANEXOS

ANEXO 1
MAPA DE PONTOS DO SILL DE RESERVA



**CONVENÇÕES
ESTRATIGRÁFICAS**

**MESOZÓICO
JURÁSSICO-CRETÁCEO**

**GRUPO SÃO BENTO
FORMAÇÃO SERRA GERAL**



Síls e diques de rochas básicas

**PALEOZÓICO
PERMIANO SUPERIOR**

**GRUPO PASSA DOIS
FORMAÇÃO IRATI**

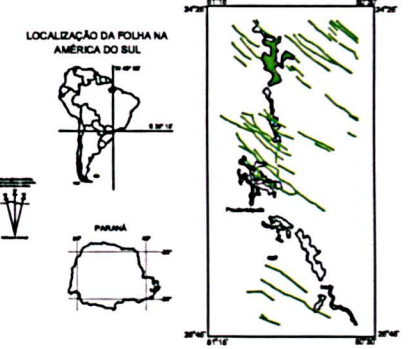


Argilitas e folhehos cinzentos com laminação plano paralela e folhehos pretos, probetuminosos, com intercalações de calcário, e laminação plano paralela

PLANIALTIMÉTRICAS

- Curvas de nível
- Curso d'água
- Lago
- Estrada pavimentada com tráfego intenso
- Estrada sem pavimentação com tráfego periódico
- Caminho/picada
- Localidade
- Ponto descrito e amostrado

**LOCALIZAÇÃO DA FOLHA
NA UNIDADE DA FEDERAÇÃO**

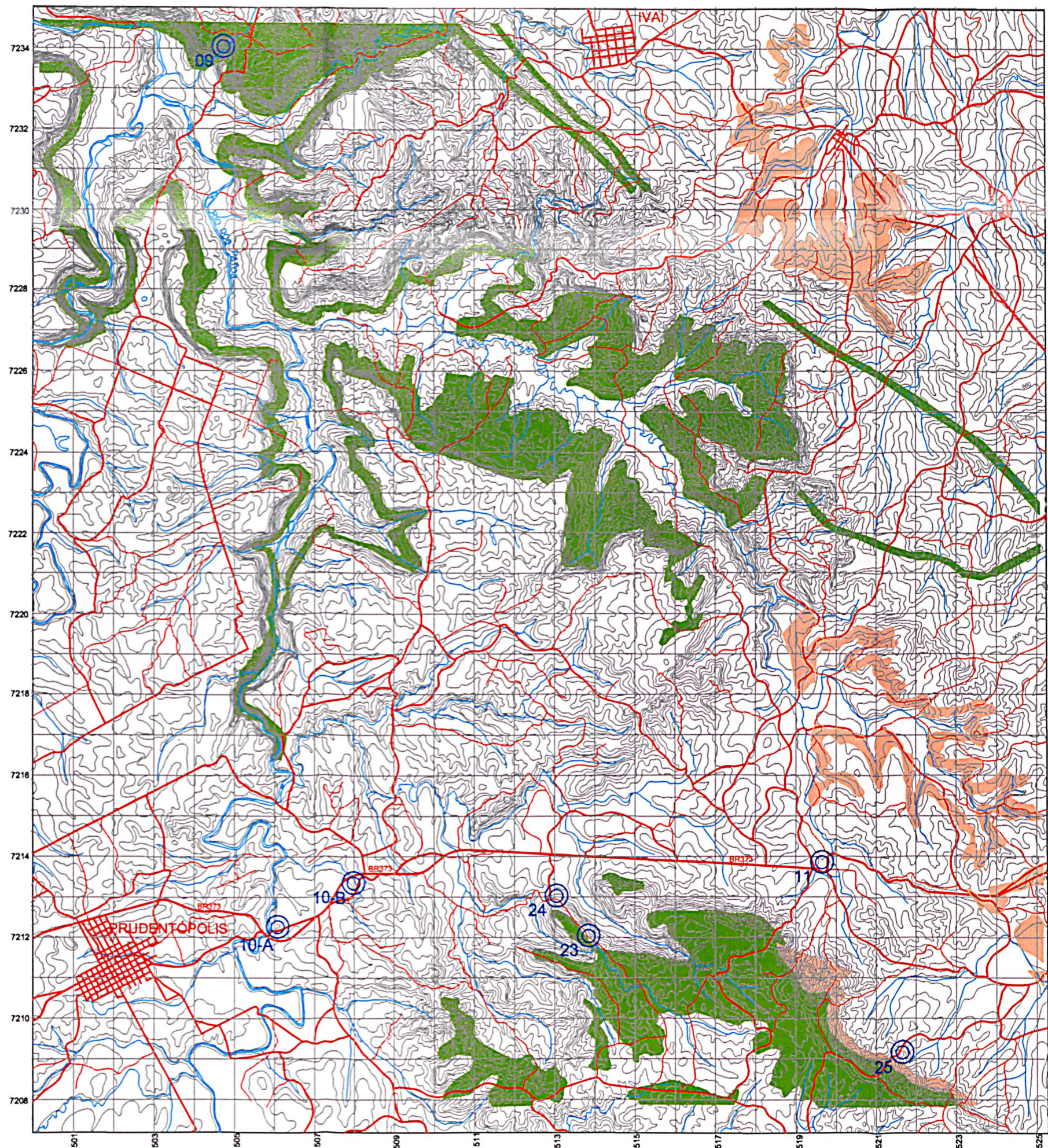


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SEGEPETRO

Carta Topográfica de Reserva
Folha SG 22 34-A-1/1
SERVIÇO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO, 1987
Carta Topográfica de Talsmaço Boito
Folha SG 22-G-1
IBGE,
Mapa geológico do Estado do Paraná
MINEROPAR, 2001
PROJETO CARVÃO
Área a sul do Arco de Ponta Grossa
MINEROPAR, 1980

MAR/2004

ANEXO 2
MAPA DE PONTOS DO SILL DE PRUDENTÓPOLIS



CONVENÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

MESOZÓICO
JURÁSSICO-CRETÁCEO

GRUPO SÃO BENTO
FORMAÇÃO SERRA GERAL



Síls e diques de rochas básicas

PALEOZÓICO
PERMIANO SUPERIOR

GRUPO PASSA DOIS
FORMAÇÃO IRATI

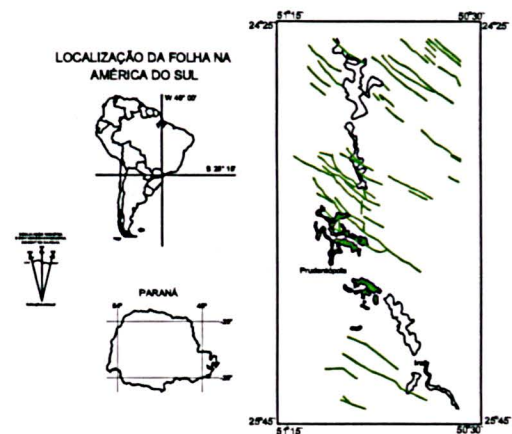


Argilitos e folhetos cinzentos com laminação plano paralela e folhetos pretos, pirobetuminosos, com intercalações de calcário, e laminação plano paralela

PLANIALTIMÉTRICAS

- Curvas de nível
- Curso d'água
- Lago
- Estrada pavimentada com tráfego intenso
- Estrada sem pavimentação com tráfego periódico
- Caminho/picada
- Localidade
- Ponto descrito e amostrado

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NA UNIDADE DA FEDERAÇÃO



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Projeto: SEGETRO

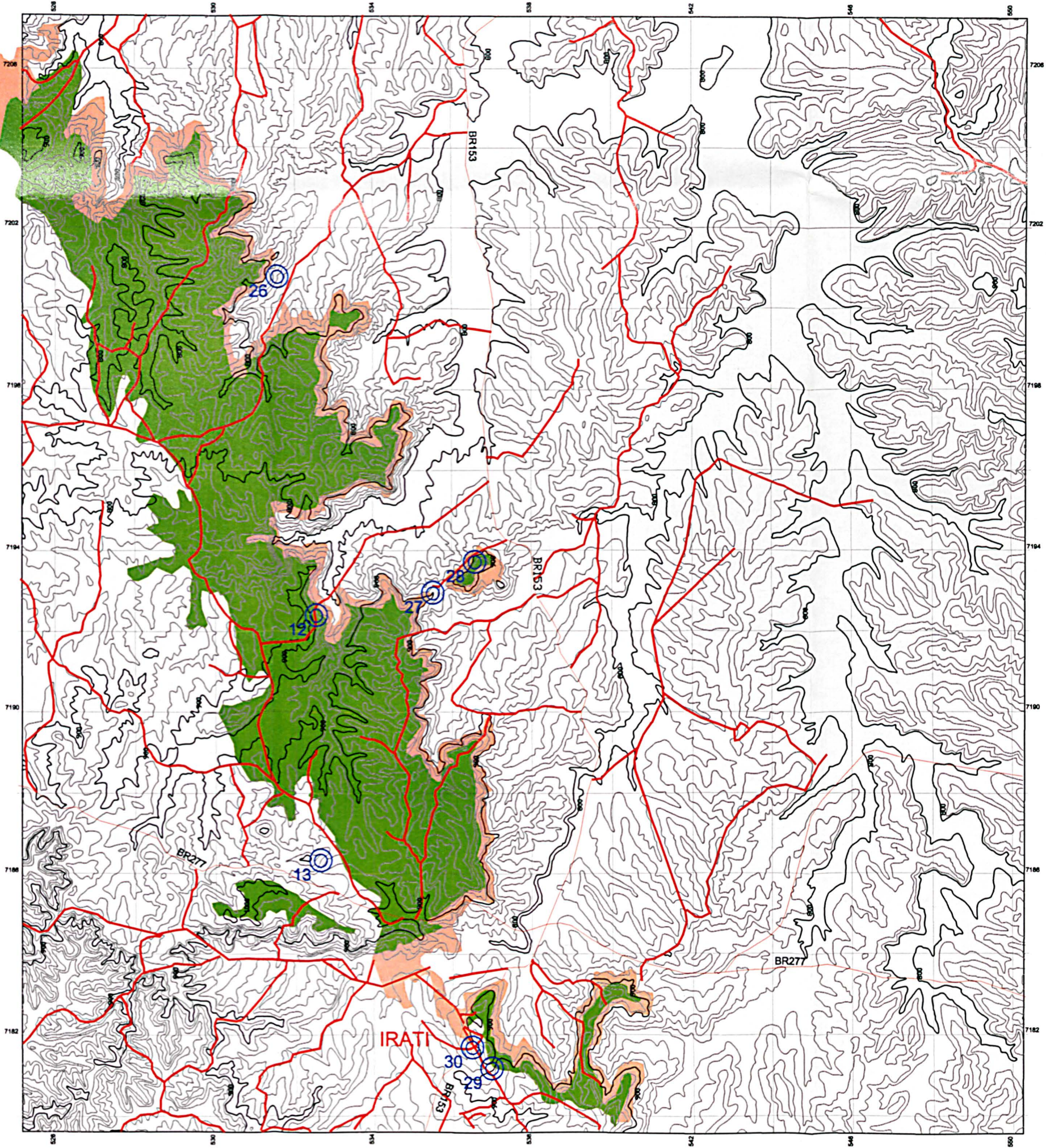
Mapa base: Carta topográfica de Prudentópolis Escala: 1/50.000
Folha SG.22-J-4-1 MI-2839/1
SERVIÇO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO, 1967

Mapa geológico do Estado do Paraná Escala: 1/1.000.000
MINEROPAR, 2001

Data: MAR/2004

0 1000 2000 3000 4000 Metros

ANEXO 3
MAPA DE PONTOS DO SILL DE IRATI



CONVENÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

MESOZÓICO
JURÁSSICO-CRETÁCEO

GRUPO SÃO BENTO
FORMAÇÃO SERRA GERAL



Sills e diques de rochas básicas

PALEOZÓICO
PERMIANO SUPERIOR

GRUPO PASSA DOIS
FORMAÇÃO IRATI

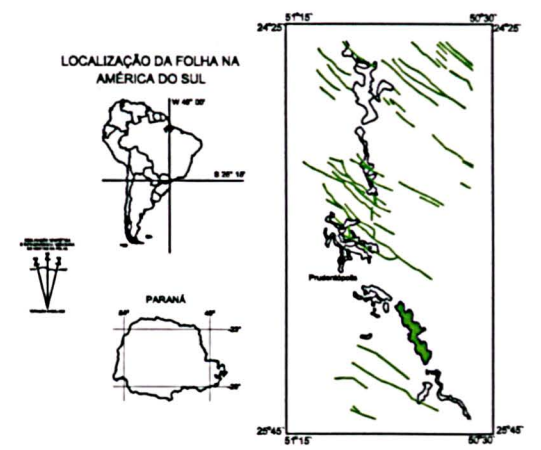


Argilitos e folhelhos cinzentos com laminação plano paralela e folhelhos pretos, pirobetuminosos, com intercalações de calcário, e laminação plano paralela

PLANIALTIMÉTRICAS

- Curvas de nível
- Curso d'água
- Lago
- Estrada pavimentada com tráfego intenso
- Estrada sem pavimentação com tráfego periódico
- Caminho/picada
- Localidade
- Ponto descrito e amostrado

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NA UNIDADE DA FEDERAÇÃO



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Projeto: SEGEPETRO
Mapa base: Carta topográfica de Irati! Escala: 1/50.000
Folha SG.22-X-C-14 M-2839/4
MINISTÉRIO DO EXÉRCITO, 1989
Mapa geológico do Estado do Paraná Escala: 1/1.000.000
MINEROPAR, 2001



Maio/2004