UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E POTENCIAL DE
ARMAZENAMENTO EM ARENITOS
PERMOCARBONÍFEROS DO GRUPO ITARARÉ NA
REGIÃO DO ALTO ESTRUTURAL DE PITANGA,
CENTRO-LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO.**

Chahrazéd Layaun Morenghi

Orientador: Prof. Dr. Jorge Hachiro

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
2007

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vii
RESUMO.....	ix
ABSTRACT	x
CAPÍTULO 1	1
1. INTRODUÇÃO.....	2
1.1. Gás natural - Um novo cenário -	3
1.2. Objetivos	5
1.3. Localização da área de estudos.....	5
CAPÍTULO 2	8
2. CONTEXTO GEOLÓGICO – BACIA DO PARANÁ	9
2.1. Estruturas na borda leste da Bacia do Paraná.....	14
2.2. Estrutura de Artemis.....	16
2.3. Estrutura de Pitanga.....	17
2.4. Estratigrafia do Domo de Pitanga.....	21
2.5. Evolução dos conhecimentos sobre o Grupo Itararé.....	26
2.5.1. Histórico	26
CAPÍTULO 3	38
3. MATERIAIS E MÉTODOS	39
3.1. Trabalhos de campo.....	39
3.2. Levantamento de perfis verticais.....	40
3.3. Análise de fácies	41
3.4. Classificação de depósitos glaciais	42
3.5. Trabalhos de Laboratório	43
3.5.1. Petrografia sedimentar.....	43
3.5.2. Preparação e confecção de seções delgadas	43
3.5.3. Análise petrográfica	44
3.5.4. Análise do sistema MEV-EDS.....	45
3.5.5. Análise por porosimetria a mercúrio.....	46
3.5.6. Análise de sub-superfície	48
CAPÍTULO 4	49
4. RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÕES.....	50
4.1. Supergrupo Tubarão na área de estudos.....	50
4.2. Fácies Sedimentares.....	51
4.3. Associações de Fácies Sedimentares.....	62
4.3.1. Associação de Fácies Inferior	63
4.3.2. Associação de Fácies Intermediária	64
4.3.3. Associação de Fácies Superior.....	67
4.4. Petrografia das fácies sedimentares	71
4.4.1. Caracterização geral	72
4.5. Análise do sistema MEV-EDS dos arenitos	83
4.6. Resultados da porosimetria.....	86
4.7. Caracterização da evolução diagenética.....	90

4.8.	Correlação estratigráfica dos poços.....	92
CAPÍTULO 5		94
5.	Conclusões.....	95
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	96

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1:	Mapa rodoviário do Estado de São Paulo com as principais vias de acesso a área de estudos delimitada pelo retângulo verde.	6
Figura 2:	Mapa de localização da região do Alto Estrutural de Pitanga (área de estudos) na Bacia do Paraná. (Mapa geológico modificado de IPT, 1981)	7
Figura 3:	Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná proposta por Milani <i>et al.</i> (1994).	11
Figura 4:	Principais estruturas geológicas do embasamento da Bacia do Paraná. Estruturas NW-SE: 1) Arco do Rio Grande, 2) Lineamento de Torres-Pousadas, 3) Sinclinal de Torres, 4) Lineamento do Rio Uruguai, 5) Lineamento do Rio Iguaçu, 6) Lineamento do Rio Piquiri, 7) Falha do Rio Alonzo, 8) Arco de Ponta Grossa, 9) Falha de São Jerônimo–Curiúva, 10) Lineamento de Guapiara, 11) Lineamento do Rio Paranapanema, 12) Lineamento do Rio Tietê, 13) Arco de Campo Grande, 14) Flexura de Goiás. Estruturas NE-SW: 15) Arco de São Vicente, 16) Arco de Bom Jardim de Goiás, 17) Falha de Açoitea, 18) Zona de Falha Blumenau – Soledade, 19) Zona de Falha Lancinha-Cubatão, 20) Falha de Jacutiga, 21) Lineamento de Araçatuba, 22) Zona de Falha Transbrasiliana. Estruturas subordinadas E-W: 23) Lineamento de Moji-Dourados, 24) Lineamento de São Sebastião, 25) Lineamento de Jacuí. N-S: 26) Arco de Assunção. (extraído de Holz <i>et al.</i> 2006 compilado de Zalán <i>et al.</i> , 1990; Christopher <i>et al.</i> , 1998; CPRM & Paulipetro, 1982).....	13
Figura 5:	Principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (modificado de Riccomini 1995).	15
Figura 6:	Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná na borda leste do Estado de São Paulo (modificado de Montanheiro 1999).....	16
Figura 7:	Modelo tridimensional da Estrutura de Pitanga, mostrando a forma alongada com relação de eixo maior e o menor de 2:1. (Extraídos de IPT 2002b).	17
Figura 8:	Mapa de contorno aeromagnetométrico, mostrando as principais direções de estruturas lineares regionais. (Extraído de IPT 2002b).....	20
Figura 9:	Contorno estrutural do Domo de Pitanga observa-se a forma alongada orientada por eixo de direção ~ N-S. Falhas interpretadas a partir de mapa aeromagnetométrico (Figura 8) e localização do poço exploratório Pitanga (1-PG-1-SP) da PETROBRAS. (Extraídos de IPT 2002b).....	21
Figura 10:	Mapa geológico da região do Alto Estrutural de Pitanga (modificado de Sousa (1997) por IPT (2002b)).	23

Figura 11: Modelo deposicional proposto por Soares <i>et al.</i> (1977) para o Grupo Itararé na porção centro-leste do Estado de São Paulo.	31
Figura 12: Distribuição espacial das formações Tatuí e Tietê no Estado de São Paulo (Fúlfaro <i>et al</i> 1984).	34
Figura 13: Coluna estratigráfica do Grupo Itararé proposta por França & Potter (1991) modificada por Vesely <i>et.al.</i> (2007).....	35
Figura 14: Classificação de Dott (1964) para rochas psamíticas.....	45
Figura 15: A) Siltito laminado (fácies P) com coloração avermelhada e esbranquiçada devido a percolação de águas superficiais. B) Siltito (fácies P) com aspecto macroscópico maciço devido a homogeneidade granulométrica dos grãos, em seção delgada, laminado. C) Exemplo da fácies P, interlaminada com delgados níveis de arenito fino, estrutura heterolítica. D) Fácies P em camadas de aspecto convolucionado. E) Afloramento da fácies P na margem do rio Passa Cinco com cerca de 3 metros de espessura vertical. F) Afloramento da fácies P com continuidade vertical de dezenas de metros.....	52
Figura 16: A) Camadas tabulares (fácies Ap), estratificação planar e truncamento de baixo ângulo. B) Afloramento da fácies Ap. C) Arenito da fácies Acc com o topo da laminação cruzada cavalgante erodido. D) Arenitos da fácies Acc, com laminação cruzada cavalgante tangencial na base e no topo. E) Sobreposição de <i>sets</i> de arenito com laminação cruzada cavalgante. F) Fácies Acc com topo da <i>climbing ripple</i> capeado por película de argila.	55
Figura 17: A) Afloramento da fácies Ap na beira de estrada. B) Estratificação planar da fácies Ap com ligeira inclinação das camadas. C) Camadas da fácies Acc de geometria lenticular com até 1m de largura, a escala é um martelo a direita. D) Camadas lenticulares amalgamadas da fácies Acc.	56
Figura 18: Afloramento da fácies Aca, canal arenoso com dezenas de metros de extensão	57
Figura 19: A.) Exemplo de arenito da fácies Aca. B) Fácies Acg, em corpo lentiforme lateralmente ramificado. C) Camada de arenito conglomerático, intercalada por arenito, nota-se o final de um ciclo granodecrescente e início do seguinte. D) Canal de aproximadamente 3 metros de espessura preenchido pela fácies Cm.	59
Figura 20: Nesse morro aflora em exposição contínua aproximadamente 20 metros de diamictito maciço.	60
Figura 21: A) Diamictito bem preservado, com clasto estriado imerso em matriz silto-argilosa,; B) Diamictito com matriz silto-argilosa, com clastos de várias dimensões. C) Diamictito com clastos esparsos de cor de alteração arroxeadas; D) Brecha de matriz arenosa com fragmentos de siltito róseo.	61
Figura 22: Mapa esquemático da localização das seções.....	62
Figura 23: Correlação das seções das associações de fácies inferior e intermediária.	66
Figura 24: Correlação das seções da Associação de Fácies Superior	69
Figura 25: Afloramento formado pelas fácies Aca e Acg (porção inferior), sobrepõe-se em contato erosivo a fácies Cm, que é por fim recoberta por camada tabular de diamictito	70

- Figura 26: A) Grão de quartzo arredondado com esfericidade moderada, a presença de fissuras internas sugere exposição a esforços pretéritos; provavelmente a cutícula descontínua de alta birrefringência em torno do grão consista de um tipo biotita em processo de alteração. B) Grão de quartzo exibindo sobrecrecimento (parte superior à direita) e contato côncavo convexo (parte inferior a esquerda).....73
- Figura 27: A) Feldspato sericitizado, tal transformação pode ocorrer ao longo da evolução diagenética ou pode ser pretérita a deposição (ainda na área fonte). B) Feldspato corroído, os planos de clivagem são os primeiros a sofrer dissolução, notar a presença de óxidos ao redor do grão. C) Feldspato com aparência “suja”, aspecto que facilita a diferenciação entre este mineral e o quartzo. D) Fragmento de feldspato plagioclásio, as lamelas são inicialmente alteradas.....74
- Figura 28: A) Fragmento de silito, disposto entre grãos de quartzo. B) Fragmento lítico com grande quantidade de micas trata-se provavelmente de rocha metamórfica. C) Intraclastos de argila, os fragmentos são moldados pelos grãos mais resistentes. D) Fragmento lítico composto por mineral ripeiforme provavelmente trata-se de rocha vulcânica.....74
- Figura 29: A) Arenito feldspático, com elevada porosidade secundária, gerada pela dissolução de feldspatos e fragmentos líticos, observa-se comumente contorno de óxidos, marcando a posição de mineral lixiviado. B) Arenito feldspático com bimodalidade da granulometria, as duas bandas apresentam a mesma composição detritica. A matriz provavelmente sindeposicional parece ter sido recristalizada. C) Arenito feldspático com grãos subangulosos a anguloso. Notar a presença de biotita e a elevada quantidade de matriz. A matriz sindeposicional parece ter sido recristalizada. D) Arenito feldspático com grãos subangulosos, a elevada presença de opacos em torno dos grãos facilita tal observação; E) Arenito feldspático, com matriz, provavelmente sindeposicional, de aspecto cristalino e coloração marrom disposta entre os grãos. F) Fragmentos de feldspatos relativamente preservados, o grão de plagioclásio (superior) apresenta elevada concentração de inclusões.76
- Figura 30: A) Quartzo arenito, cutícula amarelada em torno dos grãos é provavelmente de origem telodiagenética, a presença desse tipo material obstrui a porosidade. B) Quartzo arenito, acúmulo de material escuro indica locais em que houve a dissolução de grãos. C) Quartzo arenito, grãos de quartzo mais “limpos”, notar a porosidade intragranular dada pela corrosão dos feldspatos. D) Quartzo arenito, o feldspato ocorre como grão de aspecto sujo em relação ao quartzo, os planos de clivagem do feldspato favorecem a dissolução deste mineral. E) Arenito feldspático, grão de feldspato microclínio (central) apresenta maior estabilidade em condições diagenéticas, do que feldspato plagioclásio (imagem adquirida com nicóis paralelos e cruzados). F) Arenito feldspático, fragmento de plagioclásio no centro bastante conservado (imagem adquirida com nicóis paralelos e cruzados).78
- Figura 31: A) Arenito lítico, mal selecionado com fragmentos subangulosos de rochas metamórficas e sedimentares. B) Arenito lítico, com grão de granito em que se observa o sobrecrecimento de quartzo e feldspato microclínio, originando a típica textura mirmequítica. C) Arenito lítico, notar a presença de matriz esbranquiçada (constituída por pequenos “bloquinhos”) em torno dos grãos de quartzo, provavelmente trata-se de caulinita. Opaco (direita superior) com forma hexagonal

provavelmente formado durante a diagênese. D) Arenito lítico, notar a angulosidade dos grãos indicando o pouco retrabalhamento, na porção esquerda da lâmina presença de pseudomatriz. E) Quartzo arenito, fragmento de biotita exibindo elevado grau de alteração diagnosticado pela expansão do mineral e pela descoloração. F) Arenito lítico, notar a presença de fragmento lítico e a presença de moldes de grãos perdidos.	80
Figura 32: A) <i>Wacke</i> lítico, fragmentos imersos em meio a matriz argilosa, a presença de grão de quartzo com sobrecrecimento sugere história diagenética pretérita. B) <i>Wacke</i> lítico, fragmento lítico de quartzito em meio a grãos e matriz argilosa. C) <i>Wacke</i> lítico, fragmento de plagioclásio bastante preservado devido à presença de matriz. D) <i>Wacke</i> lítico, fragmento de rocha de provável origem metamórfica mostra a variação granulométrica desta petrofácies.	81
Figura 33: A) Arenito feldspático cimentado por calcita, a precipitação de tal cimento promove a corrosão da sílica. B) Arenito feldspático com elevada proporção de matriz sindeposicional argilosa. C) Arenito lítico, notar a presença de grãos parcialmente corroídos. D) Arenito lítico, a presença de cimento diminui o contato entre grãos, imagem obtida com nicóis cruzados.	82
Figura 34: Imagens de crescimento sintaxial de quartzo em amostra de quartzo arenito. A imagem foi obtida por meio de microscópio eletrônico de varredura MEV (aumento de 1000x).	83
Figura 35: Imagem de caulinita em forma de cristais vermiculares, observada por meio de microscópio eletrônico de varredura com aumento inicial (esquerda) de 500x e aumento de 1000x (direita). ..	84
Figura 36: Imagem de esmectita a forma “alveolar” dos cristais foi observada por meio de microscópio eletrônico de varredura com aumento inicial (esquerda) de 1000x e aumento de 5000x (direita).	85
Figura 37. Imagem obtida com microscópio eletrônico de varredura de argilomineral interpretado como interestratificado de illita-caulinita, com aumento inicial (esquerda) 500x e aumento de 1.500x (direita).	85
Figura 38: Imagens de poros obtidas por meio de MEV. As carapaças que cercam os vazios são essencialmente formadas por argilominerais, que se apresentam como cutículas em seções delgadas. Restos dos grãos originais, ainda não alterados, podem ser eventualmente encontrados na parte central dos poros. As duas figuras superiores apresentam aumento de 800x. As figuras inferiores apresentam aumento de 750x (esquerda) e 500x (direita).	86
Figura 39: Amostra de arenito correspondente a lâmina B2 da tabela 3.	87
Figura 40: Amostra de arenito correspondente a lâmina B3 da tabela 3.	88
Figura 41: Amostra de arenito sem lâmina correspondente.	88
Figura 42: Amostra de arenito sem lâmina correspondente.	89
Figura 43: Amostra de arenito correspondente a lâmina A4 da tabela 3.	89
Figura 44: Correlação estratigráfica do Grupo Itararé nos poços 1-AT-1-SP (perfil litológico e raios gama), AL-1(perfil litológico), AS-1-SP (perfil litológico) e PG-1-SP (perfil litológico). Nestes poços estão assinaladas as formações Itu, Capivari, Gramadinho, Tietê (I, C, G, T) e os “tilitos” Elias Fausto, Mombuca e Rafard (EF, R, M) identificados por Barbosa & Almeida (1949).	93

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 1: Subdivisão da “Série Tubarão” de White (1908) espessura e nome das camadas.	27
Tabela 2: Subdivisão de Barbosa & Almeida (1949) da “Série Tubarão” para o Estado de São Paulo.....	28
Tabela 3: Lâminas descritas.	79

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas participaram de forma direta ou indireta na construção deste trabalho, assim expresso aqui meus sinceros agradecimentos aos que estiveram mais próximos no desenrolar dessa atividade.

Gostaria de agradecer ao meu orientador Jorge Hachiro por acreditar na minha criatividade para desenvolver este trabalho. Ainda muito importantes foram os envolvidos no fornecimento da bolsa de estudos, os supervisores Wilson Shooji e Cláudio Goraieb do Instituto de Pesquisas e Tecnologia do Estado de São Paulo (IPT). Agradeço pela credibilidade a mim conferida e por me aceitarem como candidata da bolsa de estudos do Programa Novos Talentos.

Especial agradecimento gostaria de fazer as pessoas que estiveram envolvidas na construção deste trabalho e que vêm me ensinando há alguns anos como se faz geologia. Sou muito grata aos meus tutores e sempre amigos Dra. Liliane Janikian (Lili) e Prof. Dr. Renato Paes de Almeida (Ninguém). Ainda muito importantes na construção do meu aprendizado foram os professores, que não hesitaram em sugerir soluções e discutir as minhas várias indagações. Agradeço aos professores José Moacyr Vianna Coutinho, Paulo Gianinni, Setembrino Petri, Paulo Boggiani e Ana Maria Góes.

Agradeço aos meus companheiros de campo, pela grande disposição e animo, tanto em dias de sol quente, quanto sob tempestades, que não se privaram em tecer comentários, nem de levar animadas conversas sobre as mais variadas questões geológicas e universais. Falcon (Lucas), Pau-Molhado (André Stern), Pegmatito (Daniel).

Quero também expressar a minha enorme gratidão às pessoas que tornaram possível a aquisição de importantes dados, presentes no trabalho. Agradeço ao Isaac Jamil Sayeg e a toda sua equipe pelas pacientes horas de trabalho nos laboratórios de Petrografia Sedimentar, Sedimentologia e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) do Instituto de Geociências (IGC). Agradeço ao Marcelo Pecchio e a todo o grupo de trabalho da Associação Brasileira de Cimento Portland (ABCP), que abriram as portas de seu Laboratório, me dando acesso ao gigantesco mundo da petrofísica.

Agradeço aos colegas contemporâneos de IPT, Bruno Calado, Erica Bolzachini, Jonas Mota, Pedro Refinetti, Aroldo, Cíntia e Lauro Ikdehira pelas construtivas conversas nos corredores, nas idas e vindas dos cafezinhos.

Agradeço aos amigos da pós-graduação em especial, a querida companheira de alegrias e crises Liza Angélica Polo (Top's), a Ana Lúcia Gesicki, com quem tive o prazer de compartilhar sala e um pedacinho da vida, a irmã Adriana Alves (Bisteca). E também não poderia esquecer dos grandes amigos, Prof. Fábio Ramos Dias de Andrade, Prof. Luiz Anelli, Paula Amaral (Pi), Milene, Luis Fernando (Sagui), Letícia (Polegar), Bruno (Melado). Valeu pela grande força!

Agradeço ainda as mais recentes amizades conquistadas nessa nova fase da vida, a toda turma A e B de 2007 (PETROBRAS), em especial sou muito grata aos companheiros de jornada Carlos Tomba (Tropeço), Giovanni Belchior (Basei), Alan Patrick Bischoff e Naoki Arima (Toshiro).

E por fim quero expressar minha gratidão a pessoas que nem imaginam o quanto contribuíram para este trabalho.

Agradeço a minha família, a qual devo muito do estímulo e da coragem de seguir nesta jornada. Em especial a minha mãe essa guerreira e professora da vida me ensinou que a competência é um dom intrínseco do ser humano, só é necessário acreditar nela.

Agradeço ao meu maravilhoso e sempre presente companheiro, Francisco Forte Stuchi, sua admiração por mim e a fé que você tem na vida são muitas vezes fonte da minha energia.

Valeu Pessoal!!!!!!!

RESUMO

O aumento do uso do gás natural e a necessidade de sua estocagem em sítios subterrâneos, promoveu recentes pesquisas na Bacia do Paraná. Estas pesquisas incluíram a análise de estruturas favoráveis a formação de trapas e a avaliação do potencial de rochas-reservatórios para a estocagem subterrânea de gás natural (ESGN).

Neste contexto insere-se o presente trabalho que foi desenvolvido no Alto Estrutural de Pitanga, borda leste da Bacia do Paraná. Neste Alto afloram rochas sedimentares permocarboníferas do Grupo Itararé que são amplamente reconhecidas por suas qualidades permoporosas.

Com o intuito de caracterizar a faciologia, a estratigrafia bem como as qualidades petrofísicas do Grupo Itararé foram efetuados os seguintes estudos: levantamentos de seções estratigráficas de detalhe, descrição de fácies, análise microscópica, análise de microscopia eletrônica de varredura e avaliação de dados de poço.

As descrições de fácies e estudos dos processos deposicionais, forneceram elementos para o agrupamento de fácies em associações de fácies e distinção de três associações de fácies: inferior, intermediária e superior. A disposição das associações de fácies permitiu o reconhecimento de uma sucessão progradacional, representada pela sobreposição de fácies de pró-delta/frente-deltaica por depósitos fluviais com contribuição glacial.

A análise microscópica e caracterização petrográfica das rochas, permitiu a discriminação de quatro petrofácies: A, B, C e D. Os arenitos do Grupo Itararé na área de estudos foram classificados como: arenito feldspático, quartzo arenito, arenito lítico e *wacke* lítico. A microscopia eletrônica de varredura revelou a presença de caulinita, esmectita e illita nos arenitos.

A utilização de diferentes escalas de trabalho mostrou-se eficaz e elucidativa. A combinação de levantamentos de campo, análises petrográficas ao microscópio, ensaios de porosimetria a mercúrio e análises de perfis compostos permitiu realizar comparações e revelou um grupo de dados significativos para a pesquisa.

ABSTRACT

The increase in the utilization of natural gas and the need for underground gas storage has led to recent research projects on the subject focusing the Paraná Basin. These projects aim at locating favorable structures for the generation of traps and the evaluation of the reservoir potential of rock units for the storage of natural gas (ESGN).

The present work is part of this effort, aiming at the study of the Pitanga Structural High, at the eastern border of the Paraná Basin. This region is characterized by outcrops of the Itararé Group (Permo-Carboniferous), which contains rock units that are known for their high porosity and permeability.

The main goals of the present work are to characterize the sedimentary facies, the stratigraphy and the petrophysical properties of the Itararé Group, based on detailed stratigraphic logging, facies descriptions, microscopic petrography, Scanning Electron Microscope analysis, and evaluation of well data.

Facies descriptions and interpretation of depositional processes were used to group the sedimentary facies into three facies associations: named lower, middle and upper facies associations. The stacking pattern of the facies associations led to the interpretation of a progradational succession, formed by the migration of fluvial deposits over prodelta to delta front deposits, in a context of glacial influence.

The microscopic petrography characterization of rock samples led to the discrimination of four petrofacies, coded A to D. The sandstones of the Itararé Group in the studied area were classified as: feldspatic sandstones, quartz-arenites, lithic-sandstones and lithic wackes. The Scanning Electron Microscope analysis revealed the presence of caulinite, smectite and illite in the sandstones.

The application of analyses at different scales of work proved to be an efficient method. The integration of field survey, microscopic petrography analysis, mercury porosimetry and interpretation of composite well logs generated a significant volume of data and enabled the comparison of the results of the different methods.

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

As primeiras prospecções para petróleo e gás na Bacia do Paraná remontam ao fim do século XIX. Os esforços para encontrar hidrocarbonetos, geraram um extenso e valioso acervo, de dados básicos, provenientes de mapeamentos geológicos, estudos acadêmicos e atividades de prospecção para petróleo, carvão e água subterrânea. Apesar dos esforços, a maior parte das ocorrências de hidrocarbonetos encontrada apresentou caráter sub-comercial, com exceção do campo de gás de Barra Bonita, no Estado do Paraná, determinado através do poço 1-BB-1-PR (França & Potter 1988).

No entanto, a Bacia do Paraná vem tornando-se novamente alvo de pesquisas. Um novo cenário é estabelecido com o aumento do uso do gás natural e a necessidade de sua estocagem em sítios subterrâneos, fato que coloca a bacia como um dos locais potenciais de armazenamento de gás em sub-superfície.

A prospecção de trapas e rochas-reservatórios para a estocagem subterrânea de gás natural (ESGN), tem por base os mesmos elementos que compõem um sistema armazenador de petróleo, com ênfase nas características de qualidade dos reservatórios e respectivas rochas-selantes, bem como no condicionamento estrutural das armadilhas. Nesse tipo de abordagem desconsideram-se os fatores relacionados à geração e migração de hidrocarbonetos (IPT 2005).

A Bacia do Paraná possui atributos geológicos que se ajustam a esses requisitos. A extensa área, o espesso pacote sedimentar e vulcânico, as relações adequadas de camadas porosas e impermeáveis, e os sucessivos eventos tectônicos geradores de estruturas são atributos importantes para determinar a vocação armazenadora da bacia. Sua localização também contribui nesse sentido, pois abrange uma região em que se encontram os maiores centros consumidores de gás natural do País (IPT 2005).

Neste contexto insere-se a presente pesquisa que foi desenvolvida em área paulista, situada na borda leste da Bacia do Paraná, local em que ocorre dentre outras estruturas, o Alto Estrutural de Pitanga. Na porção central do “domo” de Pitanga, por uma área de aproximadamente 30km², estão expostas as rochas sedimentares permocarboníferas do Grupo Itararé, abordadas na presente pesquisa.

Os estudos realizados compreenderam o levantamento de seções estratigráficas de detalhe e descrições de fácies sedimentares. A avaliação dos dados forneceram elementos para a distinção de três associações de fácies (AFs), informalmente denominadas como: AF Inferior; AF Intermediária ; AF Superior. A correlação entre as

seções medidas, espaçadas por centenas de metros a poucos quilômetros, foi realizada tomando-se como *datum* uma superfície de inundação encontrada na base da Formação Tatuí correlacionada às formações Rio Bonito e Palermo, no nordeste da Bacia do Paraná.

Esta unidade tem sido estudada há muitos anos, por compreender sedimentos arenosos porosos de características favoráveis à constituição de reservatórios intercalados por espessos pacotes de rochas impermeáveis, sobrejacentes às rochas-reservatórios, em condições de constituírem rochas-capeadoras.

Os arenitos do Grupo Itararé (Permocarbonífero) são considerados os candidatos mais promissores a reservatórios de água e hidrocarbonetos da Bacia do Paraná, apresentando os melhores indícios ao armazenamento de gás e constituindo, juntamente com a Formação Ponta Grossa, um dos possíveis sistemas petrolíferos da bacia (Artur & Soares 2002). O ambiente de sedimentação do Grupo Itararé consubstanciou a acumulação de arenitos finos a conglomeráticos, intercalados por siltitos, argilitos e diamictitos. Tal arcabouço litoestratigráfico determinou a situação ideal na constituição de reservatórios dentro dessa unidade, com a presença de arenitos como reservatórios e pelitos e diamictitos como rochas-selantes capazes de impedir o escape do gás para a superfície.

Depósitos glaciais raramente são abordados em estudos de reservatórios, o que torna esse ambiente pouco conhecido da Geologia do Petróleo. No entanto, bacias submetidas à glaciação, do fim do Paleozóico, apresentam reservas significativas de óleo e gás (Levell *et al.* 1988). Profícuos reservatórios são encontrados na porção meridional de Oman, em depósitos glaciais da Fm. Al Khlata (Permocarbonífero) Levell *et al.* 1988. Reservas de óleo e gás também podem ser encontradas em rochas permocarboníferas na Bolívia, Argentina, Brasil, Arábia Saudita e Jordânia (Levell *et al.* 1988, França & Potter 1988). Alguns trabalhos têm destacado as características de reservatórios do Grupo Itararé, França (1987) Stevaux *et al.* (1987), França & Potter (1988) e, mais recentemente, Vesely (2001) e Bocardi (2005).

1.1. Gás natural - Um novo cenário -

A contribuição do gás natural na matriz energética nacional vem crescendo paulatinamente. Ao final da década de 80, os efeitos do crescente uso desse recurso energético já podiam ser notados, quando o incremento da demanda no mercado de

energia, das regiões sul e sudeste do Brasil, foi maior que a disponibilidade de gás natural nacional. Esse fato ressaltou a necessidade de importação desse combustível. No início dos anos noventa, o governo federal estabeleceu a meta de aumentar a participação do gás natural (GN), na matriz energética, de aproximadamente 3,0% (em 1999) para 12,0% (em 2010) (Scandiffio 2001).

A crise de energia pela qual o país passou em 2001 levou o governo federal a propor mudanças na matriz energética do país. Uma das principais propostas foi o aumento do uso do gás natural, como fonte alternativa a ser aplicada em diferentes segmentos industriais e de outras atividades. Com o estabelecimento de um novo cenário energético, em que um dos principais pontos é o incentivo à construção de termoeletricas a gás natural para geração de energia elétrica, amplia-se a necessidade de um suprimento regular, de gás natural, sem eventuais interrupções nas linhas de fornecimento. Nesse sentido, observa-se que na maioria dos países onde o gás natural tem participação representativa na matriz energética, existem atividades de estocagens subterrâneas de gás natural. A estocagem subterrânea de gás natural (ESGN) foi objeto de estudos recentes realizados pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). Desse modo, uma boa introdução ao assunto pode ser vista no livro “Estocagem Subterrânea de Gás Natural - Tecnologia para Suporte ao Crescimento do Setor de Gás Natural no Brasil”- (IPT 2005).

Assim, a instalação de plantas de compressão de reservatórios subterrâneos constitui estratégia para atender as necessidades de combustíveis das termoeletricas, bem como fornecer suporte e alternativa ao setor de transportes, através do gás veicular (GNV). A ESGN vem sendo utilizada em países onde o gás natural tem relevante participação na matriz energética. Essas estocagens são realizadas a altas pressões e, por isso, aprisionam grandes volumes de gás. Geralmente, estão localizadas próximas a centros industriais e urbanos. Este armazenamento estratégico torna necessária a descoberta de uma série de armadilhas estratigráficas e/ou estruturais, visando o aprisionamento de substanciais volumes de gás, em sub-superfície, de modo seguro, econômico e eficiente, como vem ocorrendo em países como Alemanha, Estados Unidos, França e Rússia.

O armazenamento em sub-superfície pode ser feito em diversos tipos de estruturas receptoras: em cavidades salinas (geradas por dissolução do material); em minas subterrâneas abandonadas; em reservatórios de hidrocarbonetos exauridos; e, principalmente, em armadilhas geológicas denominadas *traps* ou “trapas”.

As “trapas” possuem características estruturais similares àquelas onde ocorrem acumulações de petróleo, no entanto, apresentam os poros das rochas preenchidos por água, ao contrário de estruturas saturadas de óleo e gás investigadas na prospecção de hidrocarbonetos.

1.2. Objetivos

Com o intuito de contribuir com as recentes pesquisas de estocagem subterrânea de gás, este estudo tem como escopo apresentar detalhamento do arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé no Alto Estrutural de Pitanga, bem como abordar a potencialidade destas rochas constituírem reservatórios. Para tanto, os objetivos específicos estabelecidos foram:

- Revisar a bibliografia dos modelos estratigráficos para o Grupo Itararé.
- Reconhecer e caracterizar as fácies sedimentares em afloramentos e determinar seus processos geradores.
- Agrupar as fácies em associações de fácies inferindo seus ambientes deposicionais e recíprocos sistemas.
- Descrever e classificar a petrografia dos arenitos do Grupo Itararé no Domo de Pitanga.
- Estimar os constituintes diagenéticos que possam influenciar na porosidade dos arenitos do Grupo Itararé e comparar com dados de sub-superfície adquiridos na bibliografia.
- Avaliar a eficiência e a confiabilidade da aquisição de dados em superfície.
- Equiparar a estratigrafia local com a coluna estratigráfica regional, para a correlação dos intervalos permoporosos.

1.3. Localização da área de estudos

A área pesquisada localiza-se na porção centro-leste do Estado de São Paulo, nos arredores dos municípios de Rio Claro, Ipeúna e Piracicaba e dos distritos de Charqueada e Artemis.

A partir da cidade de São Paulo, o acesso (Figura 1) para a área de levantamentos de campo, se faz pelas rodovias Bandeirantes (SP- 348) e/ou Anhanguera (SP-330), passando-se para a rodovia Washington Luiz (SP-310), em sentido a Rio Claro. De Rio Claro, o acesso à área de estudo pode ser feito pela

Figura 1: Mapa rodoviário do Estado de São Paulo com as principais vias de acesso a área de estudos delimitada pelo retângulo verde.

Morfológicamente a área está inserida na Depressão Periférica Paulista, lugar onde afloram as rochas da Bacia do Paraná (Figura 2). A região encontra-se, entre as terras altas do Planalto Atlântico e as cristas, igualmente elevadas, das *cuestas* basálticas, mais especificamente na denominada Zona do Médio Tietê de Almeida (1964).

Figura 2: Mapa de localização da região do Alto Estrutural de Pitanga (área de estudos) na Bacia do Paraná. (Mapa geológico modificado de IPT, 1981)

CAPÍTULO 2

2. CONTEXTO GEOLÓGICO – BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná localiza-se na porção centro-leste da América do Sul. Recobre uma área de aproximadamente 1.500.000km² de extensão, sendo que a maior parte (~1.000.000km²) ocupa a porção meridional do território brasileiro. Os mais de 500.000km² restantes estão divididos entre os países fronteiriços ao Brasil: Argentina (região mesopotâmica); Uruguai (porção setentrional); Paraguai (metade oriental). A denominação Bacia do Paraná restringe-se as porções brasileiras e paraguaias, separadas da Bacia Chaco-Paraná pelo Arco de Assunção e do Rio Grande (Zalán *et al.* 1987). No Brasil, está distribuída nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Goiás.

As rochas da Bacia do Paraná foram depositadas após o arrasamento das estruturas orogênicas que se formaram no Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico). O evento transcorreu na área de escudo do então constituído continente Gondwana. Composto de vários núcleos cratônicos (terrenos granulíticos e de granito-greenstone), rodeados por cinturões móveis orogênicos (rochas metassedimentares dobradas e empurradas), granitos e faixas de crátons isotópicamente remobilizadas e dispersamente cobertas por remanescentes de bacias de antepaís, formadas durante o ciclo Brasileiro (Proterozóico superior a Ordoviciano) Zalán *et al.* (1991).

No Paleozóico Inferior estabeleceu-se a Bacia do Paraná, na região sul da Plataforma Sul-Americana, que como área predominantemente subsidente de sedimentação e posterior vulcanismo perdurou até o final do Mesozóico (Almeida 1980). O embasamento cratônico, no qual a Bacia implantou-se, tem uma estruturação com blocos limitados por falhas com direções ortogonais. Essa depressão intracratônica abriga um registro estratigráfico temporalmente posicionado entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo (Milani *et al.* 1998). O preenchimento da bacia foi de natureza essencialmente siliciclástica, com exceção de algumas camadas de rochas carbonáticas do Permiano.

A Bacia do Paraná é segundo, Zalán *et al.* (1991), produto final da sobreposição e evolução tectônica e sedimentar de três diferentes bacias, cujas geometrias e limites mudaram consideravelmente de uma bacia para outra. Os autores identificaram três fases de subsidência (Siluro-Devoniano, Permo-Carbonífero e a fase de lavas do Jurássico-Superior Cretáceo-Inferior), separadas por duas grandes lacunas de erosão-

não deposição (Neodevoniano-Mississipiano), ou de baixas taxas de deposição (Triássico-Jurássico).

A primeira fase de subsidência foi responsável pela deposição das Seqüências Siluriana e Devoniana. A Seqüência Siluriana foi depositada em um mar epicontinental raso, aberto para o proto-Pacífico. A transgressão Devoniana ocupou aproximadamente a mesma área da Seqüência Siluriana, delineando a forma da Bacia do Paraná Siluro-Devoniana Zalán *et al.* (1991). Um soerguimento geral associado à Orogenia Eoherciana determinou o fim da sedimentação.

A segunda fase de subsidência (Permocarbonífera) começou logo que a Bacia do Paraná deixou o Pólo Sul e as geleiras continentais começaram a derreter. Essa fase de subsidência pode ter se dado pela sobrecarga das geleiras e pelo acúmulo de sedimentos continentais oriundos do recuo das geleiras.

A estabilidade tectônica à época da deposição do Grupo Itararé é causa de debates. Segundo Zalán *et al.* (1991) os depósitos do Grupo Itararé são afetados por grandes falhamentos normais, constatados por meio de fácies de deslizamento e variações faciológicas laterais abruptas. Já Saad *et al.* (1977) relataram condições de menor atividade tectônica para a deposição dos sedimentos do Grupo Itararé, médio e inferior. Fúlfaro *et al.* (1982) relacionou as atividades tectônicas da fase tardiherciniana ocorrida no Paleozóico, em terrenos andinos, com os movimentos que reativaram antigas zonas de falhas de direção preferencial NW. Sobre as zonas de subsidências regionais, progradaram os lobos deltaicos do que foi denominado Sistema Tietê de Barbosa & Gomes (1958), dos quais derivam os sedimentos da Formação Tietê Soares (1977), Stevaux *et al.* (1987). Segundo Fúlfaro *et al.* (1982) a continuidade do movimento ascensional, durante a sedimentação da Formação Tietê, está registrada em sedimentos que mostram ambientes de alta energia e proximidade da área fonte, denotada pela imaturidade textural dos sedimentos. Posteriormente, um amplo episódio transgressivo assolou toda a Bacia do Paraná e afogou os lobos deltaicos da Formação Tietê, terminando por depositar os sedimentos pelíticos da Formação Tatuí sob condições tectônicas mais calmas.

A terceira fase de subsidência (Neojurássica a Eocretácica) coincide com o magmatismo basáltico da Formação Serra Geral. Segundo Zalán *et al.* (1991), o próprio peso das lavas foi, em grande parte, o causador da subsidência.

Milani *et al.* (1994) reconheceu seis grandes episódios de sedimentação na Bacia do Paraná, e os enfeixou em seqüências deposicionais (*sensu* Sloss 1963). As

seqüências foram determinadas dentro de intervalos cronológicos e seus respectivos intervalos litoestratigráficos correspondentes. A Figura 3 mostra a coluna estratigráfica da Bacia do Paraná nela estão sumarizadas as relações cronológicas litoestratigráficas da bacia.

Figura 3: Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná proposta por Milani et al. (1994).

A Seqüência Ordovício-Siluriana, correspondente ao Grupo Rio Ivaí (formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria); Seqüência Devoniana, correspondente ao Grupo Paraná (formações Furnas e Ponta Grossa), Seqüência Carbonífera-Eotriássica (grupos Itararé, Guatá e Passa Dois); Seqüência Neotriássica (formações Pirambóia e Rosário do Sul); Seqüência Jurássica-Eocretácica (formações Botucatu e Serra Geral); e Seqüência Neocretácica (grupos Bauru e Caiuá). Posteriormente, Milani (1997) redefiniu esses episódios de deposição como seqüências de segunda ordem (*sensu* Vail *et al.* 1977) denominando-os, de superseqüências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. Dessas unidades aloestratigráficas, as três primeiras correspondem a ciclos transgressivos – regressivos de idade Paleozóica e as demais são pacotes sedimentares continentais do Mesozóico.

Praticamente toda a sedimentação da Bacia do Paraná, sucedeu sob significativa influência dos trendes NW e NE havendo assim evidências, no registro geológico, de reativações recorrentes dessas antigas zonas de fraqueza. As feições de orientação NW-SE e NE-SW, se apresentam na forma de falhas simples ou extensas zonas de falhas Zalán *et al.* (1987). Esse grupo de elementos tectônicos constitui zonas de fraquezas recorrentes, ativas ao longo do desenvolvimento da Bacia do Paraná. Este *trend* de estruturas tem sua origem atribuída a reativações de feições do embasamento que controlaram a sedimentação durante a evolução da Bacia (Soares *et al.* 1974; Almeida 1980; Zalán *et al.* 1987; Riccomini 1995; Rostirolla *et al.* 2000; Artur & Soares 2002). A Figura 4 reúne as principais estruturas do embasamento da Bacia do Paraná.

O papel desempenhado por estas estruturas do embasamento foi importante desde a delimitação da bacia até a sua história tectono-sedimentar. A configuração geral da Bacia do Paraná foi se modificando, no tempo geológico, através dos movimentos de arqueamentos e depressões (Hachiro 1991).

Estruturas antigas, em geral pré-cambrianas, reativadas em variadas épocas, devido a esforços induzidos nas bordas das placas, estão refletidas na cobertura sedimentar através do aparecimento de estilos estruturais característicos de áreas de interior de placas (Artur & Soares 2002).

Figura 4: Principais estruturas geológicas do embasamento da Bacia do Paraná. Estruturas NW-SE: 1) Arco do Rio Grande, 2) Lineamento de Torres-Pousadas, 3) Sinclinal de Torres, 4) Lineamento do Rio Uruguai, 5) Lineamento do Rio Iguaçu, 6) Lineamento do Rio Piquiri, 7) Falha do Rio Alonzo, 8) Arco de Ponta Grossa, 9) Falha de São Jerônimo–Curiúva, 10) Lineamento de Guapiara, 11) Lineamento do Rio Paranapanema, 12) Lineamento do Rio Tietê, 13) Arco de Campo Grande, 14) Flexura de Goiás. Estruturas NE-SW: 15) Arco de São Vicente, 16) Arco de Bom Jardim de Goiás, 17) Falha de Açoitea, 18) Zona de Falha Blumenau – Soledade, 19) Zona de Falha Lancinha-Cubatão, 20) Falha de Jacutiga, 21) Lineamento de Araçatuba, 22) Zona de Falha Transbrasiliense. Estruturas subordinadas E-W: 23) Lineamento de Moji-Dourados, 24) Lineamento de São Sebastião, 25) Lineamento de Jacuí. N-S: 26) Arco de Assunção. (extraído de Holz *et al.* 2006 compilado de Zalán *et al.*, 1990; Christopher *et al.*, 1998; CPRM & Paulipetro, 1982).

As zonas de *trend* NW foram fortemente reativadas durante fase da Reativação Wealdeniana Almeida (1967), que, estendeu-se do Jurássico Superior ao Eoceno Inferior, englobando todo o tectonismo, magmatismo, criação de bacia e sedimentação envolvidas na separação da América do Sul e da África. A reativação das zonas de *trend* NW, provavelmente, promoveu a criação de séries de falhas de mesma direção e condicionaram a entrada de milhares de corpos ígneos intrusivos, permitindo a entrada de um dos mais volumosos derrames de lavas do planeta.

Segundo Zalán *et al.* (1987), as falhas NE apresentam aspectos contrastantes com relação às falhas NW como, a forma de ocorrência, constituindo zonas retilíneas de falhas ou apenas uma larga falha, a corrente ausência de diques e de deformações proporcionadas pela intrusão destes. No entanto, ambas as direções de falhamentos apresentam estruturas relacionadas a movimentos transcorrentes. Ao longo destes houve componentes tanto horizontais quanto verticais. Os blocos por elas delineados se movimentaram para cima e para baixo num estilo estrutural típico de falhas verticais.

2.1. Estruturas na borda leste da Bacia do Paraná

A presente pesquisa foi desenvolvida na borda leste-nordeste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo, local em que segundo Riccomini (1995), são reconhecidos alinhamentos estruturais de direção WNW, NW e NNW, configurando um padrão de blocos romboidais (Figura 5), nesta porção do Estado.

Nas intersecções destes lineamentos é freqüente a ocorrência de altos estruturais com duplo caimento (semelhantes a domos), que tem sua origem atribuída às reativações de antigas estruturas herdadas do embasamento. A conformação de altos estruturais na Bacia do Paraná já foi destacada por vários autores, porém com diferentes interpretações quanto à gênese, mas quase sempre ressaltando a movimentação de falhas antigas como um processo fundamental na determinação do arranjo geométrico e do padrão deformacional da bacia (Soares *et al.* 1974; Almeida 1980; Zalán *et al.* 1987; Riccomini 1995; Rostirolla *et al.* 2000; Artur & Soares 2002).

A - Alinhamento do Rio Paranapanema; B - Alinhamento Estrutural do Tietê;
 C - Alinhamento Ibitiga-Botucatu; D - Alinhamento do Rio Mogi-Guaçu;
 E - Alinhamento Riberirão Preto-Campinas; F - Alinhamento Rifaina - São João da Boa Vista
 G - Alinhamento São Carlos-Leme; H - Alinhamento Barra Bonita-Itu; I - Alinhamento de Guapiara

● Manifestações alcalinas

1-Taiúva; 2-Aparecida do Monte Alto; 3-Jaboticabal; 4-Piranji; 5-Ipanema/Araçoiaba da Serra.

● Altos Estruturais

6-Domo de Anhembi-Piapara; 7-Estrutura de Pitanga; 8-Domo de Artemis; 9-Horst de Pau d'Alho;
 10-Domo de Jibóia; 11-Domo de Jacarezinho; 12-Domo da Neblina; 3-Domo de Jacu;
 14-Estrutura Dômica de Carlota Prenz; 15-Domo de Rio Grande; 16-Domo de Jacutinga;
 17-Domo de Guarda; 18-Astroblema de Piratininga; 19-Domo de Jacaré-Guaçu.

Figura 5: Principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (modificado de Riccomini 1995).

Ainda na porção nordeste, ocorre uma estrutura denominada Depressão de São Paulo (Almeida 1980; Hachiro 1991). Nessa estrutura foram acumuladas as maiores espessuras de sedimentos durante a deposição das formações Itararé, Palermo, Irati e Serra Alta, tratando-se, portanto, da porção paulista da Bacia do Paraná de caráter subsidente mais significativo durante o Permiano.

A explicação para um maior espessamento das formações permocarboníferas no interior do Estado, baseia-se no pressuposto que nesta área havia um eixo ou calha deposicional, inicialmente atribuído ao Alinhamento Estrutural do Tietê por Saad (1977), Coimbra *et al.* (1977) e depois ao Alinhamento de Guapiara por Ferreira *et al.*

(1982). Segundo Hachiro (1991) não existe um eixo linear de deposição, mas sim uma larga faixa mais deprimida de fundo relativamente plano situada entre os alinhamentos do Tietê e de Guapiara.

A estratigrafia desta porção da bacia está sintetizada na Figura 6.

Figura 6: Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná na borda leste do Estado de São Paulo (modificado de Montanheiro 1999).

2.2. Estrutura de Artemis

As estruturas de Artemis e Jacu foram descobertas por Andrade & Soares (1971). Segundo Bósio (1973), o “Domo” de Ártemis apresenta forma ligeiramente arqueada com o seu eixo maior cortado pelo rio Piracicaba. A estrutura pode ser observada através da “ingressão” estreita e alongada da Formação Corumbataí na faixa de afloramentos da Formação Pirambóia (Bósio 1973).

No “Domo” de Ártemis está assinalada a presença de pequenos planos de falhas normais, com orientação preferencial ENE-WSW, e ocorrência secundária de falhas de orientação NW-SE (Sousa 2000).

Sobre a estrutura, nos anos setenta, foi perfurado pela PETROBRAS o poço 1-AT-1-SP que atingiu o embasamento a cerca de 1.250m de profundidade, após percorrer espessa sucessão sedimentar mesozóica e paleozóica da Bacia do Paraná. Este poço não atravessou nenhum tipo de rocha vulcânica. A Figura 42 mostra a representação gráfica do poço.

2.3. Estrutura de Pitanga

O “Domo” de Pitanga corresponde a um alto estrutural localizado no baixo vale do rio Corumbataí, abrangendo áreas dos municípios de Piracicaba, Ipeúna, Rio Claro e Charqueada, possui uma forma alongada com uma relação entre o eixo maior e o menor de 2:1 (Figura .7). É levemente assimétrico, com mergulhos mais fortes em todo o flanco oeste (Soares 1974).

Figura 7: Modelo tridimensional da Estrutura de Pitanga, mostrando a forma alongada com relação de eixo maior e o menor de 2:1. (Extraídos de IPT 2002b).

Washburne (1930) caracterizou o alto como um anticlinal atravessado de norte a sul pelo rio Corumbataí, constituindo um “domo” quase perfeito e tendo sua crista localizada na Fazenda Pitanga, 20 quilômetros a norte de Piracicaba. Segundo o autor, o anticlinal teria sido descoberto durante mapeamento realizado pelo geólogo Guilherme Florence da Comissão Geográfica e Geológica. Washburne (1930) atribuiu a

origem do alto a dobramentos gerados por magma básico, intrusivo em camadas pouco competentes.

Almeida & Barbosa (1953) e Barbosa & Gomes (1958) verificaram a existência de um grande anticlinal nas proximidades da Fazenda Pitanga e desconsideraram a possibilidade da estrutura ter sido formada por intrusões durante o vulcanismo básico jurocretácico. Os autores atribuíram a existência de deformações nas rochas paleozóicas do “Domo” de Pitanga a movimentos epirogenéticos e de arqueamento (ou empenamento) da Bacia.

A origem e a geometria desta estrutura continuaram a serem discutidas por diversos outros autores, como Oppenheim & Malamphy (1936) que relacionaram a origem do “domo” a falhamentos. Andrade & Soares (1971) atribuíram a forma dômica às intrusões e aos falhamentos encontrados na área.

Soares (1974) sugeriu que as atividades tectônicas, condicionantes e geradoras do “domo”, teriam sido iniciadas em resposta aos primeiros esforços da abertura do Atlântico Sul, durante a *Reativação Wealdeniana* de Almeida (1967). Assim, admitiu a implicação de esforços tectônicos, na constituição do alto, em contraposição à idéia de formação pela ascensão de corpos intrusivos. Estruturalmente, a área foi caracterizada por Soares (1974) como constituída por homoclinais com mergulhos freqüentemente alterados por falhas, pequenas dobras e intrusões.

Riccomini (1992), após a execução de mapeamento de detalhe na porção oeste do “Domo” de Pitanga, traçou um modelo de evolução estrutural composto por seis fases deformacionais, abrangendo desde o Permiano Superior até o Neógeno-Quaternário.

A primeira fase foi caracterizada por eventos sísmicos sin-sedimentares, que seriam responsáveis pela liquefação de depósitos marinhos rasos da Formação Corumbataí e de depósitos de interdunas, litorâneas, da Formação Pirambóia. Esses abalos sísmicos teriam levado à injeção de diques clásticos arenosos de orientação preferencial NE-SW, constatados na Formação Corumbataí. O autor associou tal deformação às reativações de estruturas antigas como o Lineamento Mogi-Guaçu – Dourados e as zonas de cisalhamento de Jacutinga e Guaxupé, desencadeadas como parte de processos iniciais da ruptura do Supercontinente do Gondwana, desde o Permiano Superior até o Triássico Inferior.

A segunda fase foi definida por Riccomini & Vassiliou (1993) como uma reativação generalizada na borda leste da bacia, de extensão NE-SW, levando à

colocação de diques e *sills* associados à Formação Serra Geral, de idade jurássica superior a cretácica inferior.

Riccomini & Vassiliou (1993) associaram a terceira fase deformacional a compressões de direção WNW-ESE a NW-SE, relacionadas a um binário dextral de orientação NE a ENE.

A quarta fase deformacional identificada por Riccomini (1992) e Riccomini & Vassiliou (1993) foi caracterizada por uma compressão NE-SW, associada a um binário transcorrente sinistral, ao qual estariam relacionadas falhas transcorrentes sinistrais de direção ENE e falhas transcorrentes dextrais NNE e NNW. Também estaria associada a esta fase a conformação de dobras aproximadamente cônicas, com geratrizes orientadas segundo direção NW, gerando um padrão de interferências do tipo “domos e bacias” pela superposição com as dobras da fase anterior.

Tanto a terceira quanto a quarta fase de Riccomini (1992) e Riccomini & Vassiliou (1993) foram apontadas como sendo pós-Serra Geral e compreendidas no intervalo entre o Cretáceo Superior e o Terciário Inferior. A quinta e sexta fases estariam ligadas a manifestações neotectônicas que teriam afetado os depósitos do Vale do Rio Passa Cinco.

Riccomini (1995) sugeriu a formação do “Anticlinal” de Pitanga a partir de um dobramento *en echelon*, associado a um binário transcorrente sinistral de orientação geral NNW, coincidente com as intersecções entre o Alinhamento do Mogi-Guaçu, o Lineamento do Tietê (Coimbra *et al.* 1977) e a Falha de Jacutinga. Portanto, essa feição estaria marcada pela história de uma evolução tectônica polifásica, composta por essas seis fases de intensa movimentação.

A Figura 8 mostra mapa aeromagnetométrico com lineamentos interpretados e traçados, e localização do poço exploratório de Pitanga (1-PG-1-SP) da PETROBRAS. O poço 1-PG-1-SP, assim como o poço exploratório de Assistência (1-AS-1-SP), foram executados no fim da década de 50. Ambos atravessaram corpos de rochas vulcânicas (soleiras ou diques) com espessura superior a 100 metros.

Figura 8: Mapa de contorno aeromagnetométrico, mostrando as principais direções de estruturas lineares regionais. (Extraído de IPT 2002b).

Sousa (1997) caracterizou a Estrutura de Pitanga como uma feição assimétrica alongada na direção N-S, como observado no mapa de contorno estrutural (Figura 9) com flanco W marcado por falhas e inclinação de camadas desprezível, e com flanco leste marcado por uma ligeira inclinação dos estratos para E. A autora associou o arranjo a um conjunto de falhas NW-SE com fortes componentes normais, localizados principalmente em sua borda oeste. Isso implicou em uma distribuição de unidades litoestratigráficas no interior de blocos distintos, soerguidos e abatidos, permitindo o alçamento e a exposição de camadas mais antigas, principalmente na parte central da estrutura. Tanto a norte como a sul, a estrutura também é limitada por falhas com elevação relativa do bloco central, sendo a maioria destas falhas de caráter normal.

Figura 9: Contorno estrutural do Domo de Pitanga observa-se a forma alongada orientada por eixo de direção ~ N-S. Falhas interpretadas a partir de mapa aeromagnetométrico (Figura 8) e localização do poço exploratório Pitanga (1-PG-1-SP) da PETROBRAS. (Extraídos de IPT 2002b).

2.4. Estratigrafia do Domo de Pitanga

Segundo Ricominni *et al.* (1997), do centro para as bordas do anticlinal de Pitanga afloram rochas sedimentares neopaleozóicas do Supergrupo Tubarão (Grupo Itararé; Formação Tatuí) e Passa Dois (formações Taquaral e Assistência do Subgrupo Irati; Formação Corumbataí); além de rochas mesozóicas do Grupo São Bento (formações Pirambóia, Serra Geral e Botucatu). Estas unidades são recobertas pelos depósitos cenozóicos reunidos na Formação Rio Claro e coberturas coluviais e aluviais mais recentes, como observado no mapa geológico do Alto Estrutural de Pitanga (Figura 10).

Supergrupo Tubarão

A “Série” Tubarão foi introduzida por White (1908) para designar o registro sedimentar glacial, de idade carbonífera, e depósitos permianos portadores de camadas de carvão, da Bacia do Paraná, que ocorrem abaixo dos *schistos* de Irati. O termo “Série” Tubarão foi posteriormente modificado para Grupo e seus depósitos foram reconhecidos ao longo de toda faixa aflorante da bacia.

Desde os trabalhos pioneiros, a subdivisão deste pacote em dois ciclos sedimentares distintos, um inferior glacial e outro superior pós-glacial, foi admitida em várias partes da bacia (Soares, 1972). Gordon Jr. (1947) utilizou as denominações

Itararé e Guatá, na categoria de grupo, para designar, respectivamente, as unidades inferior e superior do Grupo Tubarão nos estados sulinos, desta forma o termo Tubarão passou a ser comumente referido no *status* de Supergrupo.

Grupo Itararé

O Grupo Itararé na faixa aflorante em São Paulo é constituído por sucessão de depósitos glácio-continentais, na base, e depósitos glácio-marinhos no topo. Rocha Campos & Santos (1981) descrevem a unidade composta por diamictitos de diversos tipos (matriz pelítica a arenosa, maciços e estratificados) que ocorrem ao longo de todo o perfil de exposição, ora intercalados a litologias predominantemente pelíticas, ora associados a sedimentos areno-conglomeráticos.

Formação Tatuí

Segundo Pacheco (1927) os geólogos da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo denominavam Tatuhy os sedimentos pós-glaciais, aflorantes próximo à cidade de Tatuí, interior do Estado.

Soares (1972) estudou a Formação Tatuí na Região do Alto Estrutural de Pitanga e subdividiu a unidade em dois membros: O Membro Inferior seria formado por siltitos com coloração marrom-arroxeadas, escura por vezes esbranquiçada, com acamamento fino a espesso, raramente laminado. Com intercalações locais de arenitos finos com estratificação plano-paralela e delgadas camadas calcárias de cor cinza arroxeadas, e sílex; e o Membro Superior seria composto por siltitos cinza-esverdeados, amarelos ou verdes, com freqüentes intercalações de arenitos finos maciços com pequenas concreções calcárias. Na base ocorreriam lentes de arenitos de granulação média a grossa, imaturos micáceos, com estratificação cruzada acanalada, podendo exibir marcas de ondas, que repousariam sobre uma discordância erosiva, truncando as camadas inferiores.

Grupo Passa Dois

O termo “Série” Passa Dois foi introduzido por White (1908) para designar o conjunto de rochas composto pelo Subgrupo Irati, Formação Serra Alta, Terezina e Rio do Rasto.

Figura 10: Mapa geológico da região do Alto Estrutural de Pitanga (modificado de Sousa (1997) por IPT (2002b)).

Subgrupo Irati

O Subgrupo Irati, segundo a divisão proposta por Hachiro *et al.* 1993 é constituído pela Formação Taquaral na base e a Formação Assistência no topo.

A Formação Taquaral compreende rochas essencialmente pelíticas: argilitos folhelhos de cor cinza-clara a escura e siltitos. Essas camadas pelíticas contém delgadas intercalações lenticulares de rochas carbonáticas e níveis de sílex (Hachiro 1996).

A Formação Assistência foi subdividida (Hachiro *et al.* 1993) em membro Morro Alto e Membro Ipeúna. O membro Morro Alto é constituído na base por calcilutitos castanhos intercalados em folhelhos negros e betuminosos com predominância na parte intermediária de folhelhos betuminosos cinza-escuros a negros (Hachiro 1996) e, na parte superior folhelhos siltosos cinza e lamitos cinza-esverdeados . O membro Ipeúna, segundo o mesmo autor, inicia-se com um banco dolomítico, constituído por dololutitos laminados e doloarenitos finos a médios, e apresenta na parte intermediária, delgados e regulares pares alternados de folhelho/calcário, os quais se tornam mais espessos em direção ao topo.

O topo da formação Irati é um contato concordante e abrupto que, em termos práticos lhe confere um caráter isócrono, esta característica pode estar ligada ao fato da Formação Irati representar o clímax da transgressão marinha permiana e seu topo marcar o início da seqüência regressiva representada pelos demais sedimentos do Grupo Passa Dois (Gama Jr. *et al.* 1982).

Formação Corumbataí

White (1908) utilizou o termo Estrada Nova para designar, os folhelhos cinzentos que ocorrem entre o topo dos “*schistos de Irati*” e a base dos arenitos vermelhos do Grupo São Bento.

Segundo Sousa (1985) A Formação Estrada Nova ocorre nas porções sudoeste e centro-sul do Estado de São Paulo e pode ser subdividida em membros Serra Alta (inferior) e Teresina (superior). No flanco nordeste do Estado, os sedimentos característicos desses membros não podem ser separados em unidades litoestratigráficas distintas, assim Sousa (1985) propôs a conservação da designação única Formação Corumbataí. Os estudos faciológicos da formações Estrada Nova e Corumbataí, realizados por Sousa (1985) forneceram subsídios para, sugerir a existência de uma compartimentação da Bacia do Paraná, durante o Permiano, delimitada pela atual calha do Rio Tietê.

A Formação Corumbataí (*sensu* Sousa 1985) é constituída na região do Alto Estrutural de Pitanga por arenitos, siltitos arenosos, siltitos, siltitos e argilitos

interlaminados, calcários micríticos e calcários argilosos e correspondem a depósitos da zona de transição entre alto mar (*offshore*) e face de praia (*shoreface*).

Grupo São Bento

O termo “Série” São Bento foi introduzido por White (1908) para referir-se ao conjunto de arenitos predominantemente vermelhos subjacentes às “eruptivas da Serra Geral”.

Este Grupo é composto pelas formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, e encerra registro de sedimentação exclusivamente continental. A sedimentação do Grupo teve início em ambiente flúvio eólico, mais tarde um gigantesco deserto de dunas de areia recobriu a bacia e áreas do embasamento adjacente. A sedimentação encerra com um extenso vulcanismo que ocorreu durante o neocretáceo (Zalán *et al.* 1991).

Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia estende-se de maneira contínua por todo Estado de São Paulo, aflorando ao longo de toda a depressão Periférica Paulista. Com espessura variável, seus depósitos chegam a atingir 270 metros em seções aflorantes na região de São Pedro Caetano-Chang (2003).

Caetano-Chang (1991) reconheceu a dominância de sedimentos arenosos cuja caracterização genética conduziu a identificação de fácies pertencentes a três subambientes eólicos: dunas, interdunas (úmidas e secas) e lençóis de areia, subordinadamente ocorreriam depósitos de canais fluviais temporários. Essa sucessão de subambientes se interrelacionaria lateral e verticalmente.

Formação Botucatu

A Formação Botucatu representa um extenso campo de dunas implantado sobre o Gondwana, recoberto por um dos mais volumosos episódios de vulcanismo intracontinental do planeta (Formação Serra Geral).

Segundo Soares (1973), os arenitos da Formação Botucatu foram depositados entre o neojurássico e o eocretáceo, já que se apresentam interdigitados com os derrames da Formação Serra Geral.

Para Soares (1973) a Formação Botucatu constitui uma unidade, de arenitos de granulação fina a média, com estratificações cruzadas planares de grande a médio

porte, muito friáveis ou solidificados apresentando corpos de arenito conglomerático na parte basal constituindo uma unidade característica de ambiente desértico, que assim se manteve até as manifestações vulcânicas.

Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral caracteriza-se por espessa seção de lavas basálticas toleíticas, de textura afanítica, coloração cinza escura a preta, amigdaloidal no topo dos derrames e com desenvolvimento de juntas verticais e horizontais. Estão associadas a esta formação, corpos intrusivos de mesma composição constituindo sobretudo diques e sills.

Segundo Almeida & Barbosa (1953), na região de Piracicaba, as soleiras de diabásio comumente ocorrem intercaladas nas unidades Irati e Tatuí e em algumas localidades podem ultrapassar 130 metros de espessura.

2.5. Evolução dos conhecimentos sobre o Grupo Itararé

Na bibliografia existente, muitas propostas de subdivisão estratigráfica foram apresentadas para designar o conjunto de rochas permocarboníferas de caráter glacial da Bacia do Paraná. Porém, os que se ocuparam do tema encontraram uma dificuldade comum que vem impossibilitando o estabelecimento de uma coluna padrão, pois a extrema variação lateral e vertical da unidade não permite o estabelecimento de níveis-guia viáveis para uma correlação mais abrangente ao longo da bacia. A falta de correspondência entre colunas estratigráficas, encontradas em distintas posições geográficas da bacia, foi condicionada pela variabilidade intrínseca do ambiente de sedimentação glacial que compreendeu diversos sistemas deposicionais adjacentes durante a deposição dos sedimentos.

2.5.1. Histórico

Em 1827, em viagem pela então Província de São Paulo, Silva & Andrada (*apud* Petri 1964) assinalaram a presença do *grês* esbranquiçado da unidade, entre Itu e Piracicaba. A ocorrência dessas rochas foi registrada em publicação denominada “*Voyage mineralogique dans la Province de Saint Paul au Brésil*”.

Derby (1878) foi o pioneiro, ao atribuir origem glacial aos depósitos sedimentares da sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná e a correlacionar tais depósitos a camadas glaciais permianas da Índia e da Austrália.

Ao pesquisar depósitos de carvão na Bacia do Paraná no Estado de Santa Catarina, White (1908) encontrou uma sucessão de camadas de 280 metros de espessura, superposta ao embasamento, a qual denominou “Série Tubarão” (Tabela 1), em alusão ao rio que drena a principal região carvoeira do Estado. Esta “Série” seria constituída por arenitos e folhelhos (basais) sobrepostos pelo “*Conglomerato de Orleans*”. Acima desse conjunto estariam as camadas pós-glaciais Rio Bonito e Palermo. Este grupo de rochas estaria posicionado estratigraficamente abaixo dos “*Schistos de Irati*”. Após a definição do conjunto de rochas, que abrangia o termo Tubarão, essa sucessão foi diagnosticada em diversos locais da bacia, revelando a extensa distribuição geográfica da unidade.

Tabela 1: Subdivisão da “Série Tubarão” de White (1908) espessura e nome das camadas.

Série Tubarão	Palermo.....	90 metros
	Rio Bonito.....	158 metros
	Conglomerado Orleans.....	5 metros
	Arenitos amarelados e folhelhos.....	27 metros

Segundo Pacheco (1927), os geólogos da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo denominavam ‘Glacial’, as rochas da Bacia do Paraná que apresentavam vestígios de ação do gelo, e ‘Tatuhy’ o pós-glacial.

Pacheco (1927) ao trabalhar na porção centro-sul do Estado de São Paulo, nas vizinhanças do município de Cosmópolis, encontrou corpos rochosos caracterizados pela presença de grandes blocos de granito em meio a matriz silto-arenosa, de coloração cinza azulada quando bem conservados e avermelhada ou amarelada quando decompostos. Essa ocorrência representativa dos corpos rochosos, em um lugar denominado Mandissununga, levou-o a propor tal denominação para a fase glacial encontrada. A proposta não obteve aceitação e, dessa forma, não foi utilizada em trabalhos posteriores.

O termo Itararé foi inicialmente utilizado por Oliveira (1927) e resulta do desmembramento da Série Tubarão, de White (1908), em duas unidades: “Série Itararé” (inferior) glacial e “Série Tubarão” (superior) pós-glacial.

A utilização de Oliveira (1927) do termo Tubarão mostrou-se inadequada e não funcional. Assim, trabalhos posteriores como de Washburne (1930), Gordon Jr. (1947), Barbosa & Almeida (1949), Almeida & Barbosa (1953) e Barbosa e Gomes (1958)

retomaram a denominação única “Série Tubarão” de White (1908), para os depósitos glaciais e pós-glaciais.

Washburne (1930), em seu relatório sobre a geologia do petróleo do Estado de São Paulo, subdividiu a “Série Tubarão” e introduziu a designação formal: “Formação Glacial de Itararé” para as rochas com registros da ação do gelo; e Formação Tatuhy para o pós-glacial, mantendo a denominação dada pelos geólogos da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo.

Gordon Jr. (1947) apresentou proposta de subdivisão da “Série Tubarão” para os estados sulinos. Às rochas geradas por ação direta ou de contexto glacial denominou de Grupo Itararé, mantendo assim, a proposta de Oliveira (1927), tendo utilizado pela primeira vez o termo litoestratigráfico ‘Grupo’. Propôs para o pós-glacial a denominação de Grupo Guatá, que seria subdividido nas Formações Rio Bonito e Palermo.

Com base em levantamentos de campo, efetuados principalmente no Vale do rio Tietê, no Estado de São Paulo, e dados obtidos na sondagem de Araquá (SP), Barbosa & Almeida (1949) e Almeida & Barbosa (1953) foram os pioneiros ao relacionarem dados de superfície e sub-superfície da “Série Tubarão”. Coube, ainda, a esses autores, a primeira tentativa de subdivisão formal da “Série” no Estado de São Paulo

Tabela 2: Subdivisão de Barbosa & Almeida (1949) da “Série Tubarão” para o Estado de São Paulo.

FORMAÇÕES	MEMBROS	LITOLOGIA
Itapetininga	Taquaral Tatuí Tupi	Folhelhos e siltitos cor de cimento. Arenitos finos e siltitos micáceos, concrecionados, de cor verde predominante. Arenitos finos e siltitos, seixos e blocos deixados por gelo flutuante.
Tietê	Tilito Jurumirim	Arenitos finos a grossos, siltitos e folhelhos
Gramadinho	Tilito Mombuca (superior) Tilito Rafard (inferior)	Dois conjuntos de tilitos, separados por arenitos, folhelhos e varvitos.
Capivari	-----	Arenitos e siltitos com intercalações menores de folhelho, localmente conglomerados.
Itu	Tilito Elias Fausto (superior) Tilito Salto (inferior)	Arenitos finos a conglomeráticos, folhelhos e siltitos. Dois níveis de tilito, próximos à base e ao topo.

A proposta de divisão estratigráfica foi delineada, partindo da premissa de que os “tilitos” constituíam níveis estratigráficos contínuos, ou horizontes-chave, que poderiam ser mapeados por extensas áreas. A presença de “tilitos” em cinco diferentes níveis estratigráficos foi identificada em afloramentos e no poço de Araquá (SP). Com base nos dados coligidos, propuseram as formações Itu (glacial inferior), Capivari (transgressão marinha), Gramadinho (glacial médio), Tietê (glacial superior) e Itapetininga (glacial/ pós-glacial). Os resultados preliminares desse trabalho, publicados em 1949, constam no artigo “Nota sobre a estratigrafia da Série Tubarão no Estado de São Paulo”.

A divisão estratigráfica proposta pelos autores supracitados, não expunha nitidamente a separação entre glacial e pós-glacial, sendo possível, apenas constatar o quase total desaparecimento dos depósitos glaciais na Formação Itapetininga (atual Formação Tatuí), exceto pela presença do Membro Tupi.

Mais tarde, Barbosa & Gomes (1958) fizeram modificações quanto à estratigrafia apresentada por Almeida & Barbosa (1953). Propuseram a individualização da Formação Elias Fausto entre as formações Itu e Capivari. E a partir do reconhecimento de discordância regional, constituída por conglomerado silexítico, na base do Membro Taquaral e constatação de contato transicional com o Membro Assistência. O Membro Taquaral foi retirado da Formação Itapetininga (atual Formação Tatuí) e incluído na Formação Irati (atual Subgrupo Irati composto pelas formações Taquaral (base) e Assistência (topo) (*sensu* Hachiro *et al.* 1993). Apesar das alterações estratigráficas, a divisão entre unidades glaciais e pós-glaciais permaneceu indefinida, visto que manteve-se a permanência de um “tilito” no Membro Tupi da Formação Itapetininga.

Petri (1964) adotou o uso do conceito estratigráfico Grupo Tubarão, em substituição a “Série”, e propôs o agrupamento de todo o complexo glacial sob a designação de Subgrupo Itararé, mantendo o nome Tatuí para as rochas pós-glaciais. Petri (1964) assinalou que, apesar de não existir a possibilidade de correlação das formações do Grupo Tubarão, que ocorrem em São Paulo, com as de Santa Catarina, o termo Tatuí na coluna paulista corresponderia aos primeiros depósitos pós-glaciais do Grupo Tubarão e nesse sentido seria equivalente ao Grupo Guatá de Gordon Jr. (1947).

Rocha-Campos (1967) apresentou uma revisão sobre a evolução do conhecimento do Grupo Tubarão (*sensu* Petri 1964). Assim, os trabalhos considerados pioneiros estão bem sintetizados em Rocha Campos (1967), bem como se encontram,

na referida publicação, os principais trabalhos efetuados acerca da “Sedimentação Itararé”, até 1967.

Em trabalho de reavaliação da geologia da Bacia do Paraná, Northfleet *et al.* (1969) apresentaram os resultados da integração de dados coletados sobre a Bacia, principalmente através da correlação litoestratigráfica de 60 poços. O Grupo Tubarão foi dividido nas formações Itararé, Rio Bonito e Palermo. Segundo os autores, a sedimentação da Formação Itararé teria se processado durante o Carbonífero Superior, após a sua deposição, ao longo do limite Carbonífero – Permiano, teria havido um lento basculamento que condicionou a migração do depocentro da Bacia para o sul, no início do Permiano.

Soares (1972) mapeou uma expressiva discordância entre o Grupo Itararé e a Formação Tatuí, na porção centro-leste do Estado de São Paulo e assim definiu o limite glacial/pós-glacial. Reconheceu um limite principal entre uma seqüência sedimentar inferior, essencialmente psamítica e conglomerática (Grupo Itararé), e a seqüência sedimentar superior, predominantemente síltica (Formação Tatuí). Esse limite separaria um ambiente de sedimentação de alta energia de um ambiente de baixa energia. Sugeriu esta subdivisão pela presença de diversos limites discordantes: o primeiro limite (L1) representaria a principal discordância em que houve significativa mudança de ambiente; o segundo limite (L2) corresponderia a um diastema (descontinuidade secundária em relação à primeira); os demais limites (L3 e L4) seriam pequenas desconformidades. Assim o Limite 1 (L1) dividiria o glacial do pós-glacial e os limites L2, L3 e L4 seriam desconformidades menores dentro dos depósitos pós-glaciais. Propôs ainda que a Formação Tatuí fosse incorporada ao Grupo Passa Dois, por apresentar maior relação genética com esse grupo.

Schneider *et al.* (1974) revisaram a estratigrafia da Bacia do Paraná e propuseram a elevação formal da unidade Itararé à categoria de grupo. O amplo mapeamento da Bacia do Paraná na escala de 1:100.000, realizado por Schneider e colaboradores, promoveu a definição de três unidades no Grupo Itararé, denominadas: Formação Campo do Tenente (depósitos da base constituídos por sedimentos argilosos avermelhados); Formação Mafra (depósitos intermediários predominantemente arenosos) e; Formação Rio do Sul (depósitos de topo essencialmente argilosos). As formações propostas apresentam validade no sul do Paraná e centro norte de Santa Catarina. No Estado de São Paulo, o Grupo Itararé permaneceu indiviso.

Soares *et al.* (1977) estudaram o Grupo Itararé no Estado de São Paulo, em área delimitada pelas folhas topográficas de Ibitiruna, Capivari, Laranjal Paulista e Porto Feliz. Reconheceram quatro associações litológicas na porção superior da unidade, observadas na Figura 11, designadas por algarismos romanos I, II, III e IV, que seriam compostas por conjuntos de litotipos com distintos significados genéticos. Segue a descrição sucinta das associações:

Associação I – Arenitos conglomeráticos, folhelhos, calcários, camadas com carvão e diamictitos. Interpretados como gerados em ambiente fluvial;

Associação II – Ritmitos, diamictitos e arenitos glaciais. O ambiente interpretado para tais depósitos foi o de planície aluvial periglacial;

Associação III – Arenitos predominantes e siltitos. Formados nos ambientes de transição de planície de marés, praia e plataforma deltaica;

Associação IV – Lamitos, arenitos argilosos e ritmitos. Associados a um ambiente deposicional distal, submetido à influência de correntes de turbidez.

Figura 11: Modelo deposicional proposto por Soares *et al.* (1977) para o Grupo Itararé na porção centro-leste do Estado de São Paulo.

Segundo os autores as associações litológicas apresentam uma distribuição regular, no pacote estudado. A Associação I dispõe-se, juntamente com a Associação II, na parte superior. A associação III ocorre no intervalo médio. E a Associação IV domina a parte basal do intervalo estudado. De forma geral, as quatro associações de Soares *et al.* (1977) representariam dois momentos deposicionais característicos: a) no primeiro, o ambiente deposicional encontrava-se sob um corpo d'água (associações III e IV); b) em um segundo momento, haveria a progradação de lobos deltáicos, com avanço sobre o corpo d'água dos arenitos fluvio-deltáicos, combinado a uma maior

contribuição de suprimentos glaciais (associações I e II). Esta subdivisão foi correlacionada à de Almeida & Barbosa (1949), apresentando a seguinte equivalência estratigráfica: o pacote inferior (Associação IV) corresponderia aproximadamente à Formação Itu; o pacote médio (Associação III) representaria a Formação Capivari; e o pacote superior (associações I e II) estaria restrito à Formação Tietê. A partir do estabelecimento da divisão estratigráfica do Grupo Itararé, com as formações Itu, Capivari e Tietê, formulada por Soares *et al.* (1977), o uso das demais formações de Almeida & Barbosa (1949) Barbosa & Gomes (1958), entraram em relativo desuso.

Saad (1977), através de levantamentos executados em afloramentos nas rodovias da porção centro-sul do Estado de São Paulo, definiu cinco unidades informais, baseando-se na distribuição vertical e horizontal de rochas clásticas grossas (arenitos médios a conglomerados) em relação a rochas clásticas finas (arenitos finos, siltitos, ritmitos, argilitos e folhelhos). Da base para o topo, os conjuntos foram denominados pelas letras maiúsculas A, B, C, D, E. Considerou os quatro primeiros como sendo representativos do Grupo Itararé e o último da Formação Tatuí. Nesse trabalho, identificou na parte central do Estado de São Paulo, próximo ao Alinhamento do Paranapanema uma região deprimida, onde foi depositada uma das maiores espessuras de sedimentos do Grupo Tubarão, que denominou de Alinhamento do Tietê.

Seguindo o modelo proposto por Soares *et al.* (1977), após mapearem na escala 1:50.000 a porção nordeste do Estado de São Paulo, Cottas *et al.* (1981) propuseram a existência de três associações litológicas no Grupo Itararé, denominadas Itararé I, II e III, compostas, respectivamente, por fácies dos ambientes flúvio-glacial, fluvial e marinho raso. No extremo norte da área, os autores encontraram, interdigitada ao Grupo Itararé, a Formação Aquidauana, que foi dividida nas subunidades: Membro Rio Tambaú (inferior), lacustre; e Membro Rio Capetinga (superior), fluvio-lacustre.

Gama Jr *et al.* (1982) enfatizaram a necessidade de haver uma divisão das rochas paleozóicas da Bacia do Paraná com base em critérios temporais. Segundo os autores, o estabelecimento de uma classificação cronoestratigráfica regional permitiria a correlação de formações no tempo e no espaço. Neste esquema foram individualizadas três grandes unidades cronoestratigráficas:

a) a “Série” Campos Gerais corresponderia litoestratigraficamente ao Grupo Paraná;

b) a “Série” Tietê seria constituída pelos sedimentos depositados acima da discordância devoniana até o instante geológico representado pelo topo do Subgrupo Irati (*sensu* Hachiro 1996). Assim, englobaria os depósitos do Supergrupo Tubarão e do Grupo Passa Dois. Encontrou entre a Formação Rio Bonito e o Grupo Itararé um contato concordante e diácrono, sendo mais antigo no sul e mais novo no domínio nordeste, como resultado da progradação dos sedimentos da Formação Rio Bonito sobre o Grupo Itararé. A Formação Palermo, sobreposta concordantemente, na porção centro-sul, à Formação Rio Bonito, passaria lateralmente, em conjunto com esta última, para a Formação Tatuí nas porções norte-nordeste.

c) a “Série” Serra do Espigão englobaria os sedimentos depositados acima do Subgrupo Irati até o encerramento do Paleozóico.

Caetano-Chang (1984) estudou o terço médio e superior do Grupo Itararé na região sudoeste do Estado de São Paulo, nas proximidades das cidades de Itararé, Itaporanga e Taquarituba. O estudo de fácies permitiu a construção de um perfil de mais de 1000 metros e no qual foram definidos 4 distintos intervalos litológicos, que também puderam ser identificados em análises de poços próximos.

Fúlfaro *et al.* (1984) estudaram a Formação Tatuí, no Estado de São Paulo, e sugeriram uma correlação cronológica entre a Formação Tatuí e a Formação Palermo. Os sedimentos glaciais, posicionados abaixo da Formação Tatuí, foram considerados como pertencentes à Formação Itararé. No entanto, a Formação Tietê (Barbosa & Almeida 1949), foi correlacionada à Formação Rio Bonito de Gordon Jr. (1947) e Schneider *et al.* (1974), sendo inferido um ambiente fluvio-deltáico, sem influência glacial (Figura 12). Com essa proposta, os autores deslocaram estratigraficamente a Formação Tietê, de Barbosa & Almeida (1949), do topo do Grupo Itararé para a base do Grupo Guatá, já que foi considerada sincrônica à Formação Rio Bonito.

Stevaux *et al.* (1987) estudaram o Grupo Itararé na bacia hidrográfica do rio Capivari. Utilizando o conceito de sistemas deposicionais, analisaram afloramentos, mapas estratigráficos, dados de sub-superfície e de geofísica com o intuito de avaliar a potencialidade dos aquíferos nessa região. Com este objetivo, reconheceram quatro associações faciológicas na unidade:

Associação Faciológica 1 (basal) - composta por conglomerados, arenitos e lamitos depositados sob forte influência de processos gravitacionais. Foi interpretada como um sistema de leques aluviais, sob influência direta de processos glaciais;

Associação Faciológica 2 (intermediária) - representada pela associação de fácies de ritmitos, lamitos e arenitos maciços. Teria sido gerada por processos relacionados a correntes de turbidez, em plataforma rasa;

Associação Faciológica 3 - constituída por arenitos lenticulares e lamitos, formados em zona de transição entre frente deltáica e prodelta;

Associação Faciológica 4 - composta por fácies de arenito com estratificação cruzada acanalada, lamito carbonoso e arenito limpo. As duas primeiras foram interpretadas como depósitos de planície deltáica, com canais distributários, e depósitos fluviais em planície de inundação rica em matéria orgânica e carvão. A fácies de arenito limpo representaria depósitos de praia (*shoreface* e *nearshore*).

Figura 12: Distribuição espacial das formações Tatuí e Tietê no Estado de São Paulo (Fúlfaro *et al* 1984).

A partir das associações faciológicas, foi interpretada a deposição em um sistema de leques aluviais do tipo *fan-delta*. Este teria se desenvolvido sobre um paleorrelevo acidentado do embasamento cristalino, sob a influência direta de processos glaciais. Os leques aluviais mantiveram-se ativos, até serem afogados por transgressão marinha vinda provavelmente de SW e responsável pela deposição de sedimentos pelíticos. A extensa plataforma, recém instalada no sítio deposicional, foi por longo tempo assoreada por um sistema deltáico progradante. Essa progradação deltáica (Fúlfaro *et al.* 1984) foi finalmente submersa pela transgressão que originou os sedimentos finos das formações Tatuí e Palermo.

Com a interpretação dos sistemas deposicionais, foram identificados três aquíferos: aquífero I (leques aluviais), correspondente à porção inferior da Formação Itu; aquífero II (frente deltáica e lobo de *fan*-delta), equivalente à Formação Capivari; e aquífero III (canal distributário/fluvial, planície deltáica e praia), correspondente à Formação Tietê, na parte superior. Segundo Stevaux *et al.* (1987), as vazões melhorariam substancialmente em direção ao aquífero III, no topo.

Santos (1987), baseado em informações de superfície e sub-superfície, apresentou a evolução paleogeográfica do Grupo Itararé na Bacia do Paraná para os intervalos bioestratigráficos G, H, I (I2 e I4) de Daemon & Quadros (1970). Estas informações revelaram um quadro mais detalhado dos avanços e recuos das geleiras que ocuparam as margens da Bacia do Paraná, ao fim do Paleozóico, permitindo o refinamento do quadro paleogeográfico estimado para todo o Grupo Itararé.

França (1987) e França & Potter (1988) realizaram uma análise estratigráfica regional do Grupo Itararé, com base em dados de sub-superfície, e reconheceram a existência de três grandes ciclos granodecrescentes, constituídos por unidades basais arenosas e unidades lamíticas de topo. Propuseram a divisão formal do Grupo Itararé em três formações: Lagoa Azul (basal); Formação Campo Mourão (intermediária); e Formação Taciba (superior) Figura 13.

Figura 13: Coluna estratigráfica do Grupo Itararé proposta por França & Potter (1991) modificada por Vesely *et al.* (2007).

A Formação Lagoa Azul seria composta de arenitos, siltitos e lamitos seixosos, e subdividida em dois membros: Membro Cuiabá Paulista, unidade inferior (arenitos); Membro Tarabaí, unidade superior (siltitos e lamitos seixosos), havendo entre ambos uma lente de folhelho denominada Folhelho Roncador.

A Formação Campo Mourão, seria constituída principalmente por arenitos e, subordinadamente, por folhelhos, siltitos e lamitos, ocorrendo no topo da unidade uma lente de folhelho denominada de Membro Lontras.

A Formação Taciba seria composta por arenitos e lamitos seixosos. Foi subdividido no Membro Rio Segredo (arenitos), Membro Chapéu do Sol (lamitos seixosos) e Membro Rio do Sul (sedimentos argilosos), que corresponderia à Formação Rio do Sul de Schneider *et al.* (1974).

A estratigrafia de França & Potter (1988) foi correlacionada com a de Almeida & Barbosa (1949) por Castro (2003). O autor observou que a correlação da porção inferior do Grupo Itararé pode ser feita através da equivalência das formações Lagoa Azul e Itu. Segundo Castro (2003) o marcante intervalo de varvitos descrito na sondagem Araquá Lima “AL-1” e presente no perfil de raios gama do poço 1-AT-1-SP representaria a camada de Folhelho Lontras, assim a parte inferior da “Formação Gramadinho” seria equivalente ao topo da Formação Campo Mourão em sub-superfície na porção leste da Bacia. A correspondência da porção superior foi observada através da correlação entre as formações Taciba e Tietê, ambas recobertas pela Formação Tatuí. Castro (2003) sugeriu ainda, que a sucessão de varvito – folhelho marinho, aflorante no início da rodovia Capivari-Montemor, próximo ao seu cruzamento com a rodovia do Açúcar, poderia ser equivalente ao nível argiloso Folhelho Lontras, assim seria possível estabelecer o topo da Formação Campo Mourão em superfície. Esta correlação será melhor explorada no capítulo 4, Resultados obtidos e Discussões.

Gama Jr. *et al.* (1992a) analisaram as fácies do Grupo Itararé na região de Porto Feliz, no Estado de São Paulo, e classificaram a sucessão de rochas ali encontrada como produto de ressedimentação a partir de depósitos glaciogênicos. Atribuíram uma origem por fluxo gravitacional aos depósitos estudados, estabelecendo distinção entre os depósitos confinados e os não confinados. Consideraram as geleiras mais efetivas como agentes de suprimento, do que como agentes deposicionais.

Gama Jr. *et al.* (1992b) produziram um guia temático de campo em que foram indicados sete afloramentos, na região de Porto Feliz (SP), que representariam as fácies geradas por processos gravitacionais atuantes em condições confinadas e não confinadas.

Petri & Pires (1993) estudaram o Grupo Itararé a partir de dados de afloramentos e sub-superfície na região do médio rio Tietê. Concluíram que os sedimentos, dessa unidade geológica, foram depositados durante episódio marinho transgressivo,

correspondente a uma sucessão retrogradacional. Dividiram o Grupo Itararé em duas unidades: Formação Itu correspondente a sistemas flúvio-deltaicos; e Formação Capivari representada por depósitos marinhos transgressivos.

Perinotto (1998) estudou as relações do Grupo Itararé com a Formação Rio Bonito na região de Tietê (SP). Concluiu que existe uma unidade pós-glacial portadora de níveis de carvão, litoestratigraficamente acima do Grupo Itararé, encaixada em paleo-vales e sobreposta pela Formação Tatuí e/ou Palermo. Terminou por propor a substituição da Formação Tietê pela Formação Rio Bonito.

Pires (2001) estudou o paleoambiente e a estratigrafia do Grupo Itararé na região do médio rio Tietê, Estado de São Paulo. Com base na descrição e análise de afloramentos, interpretou que a referida unidade geológica é constituída principalmente de sedimentos depositados durante um episódio marinho transgressivo, expresso através de uma sucessão retrogradacional, localmente contendo depósitos glaciais, reliquias, de um episódio que afetou a área antes da sedimentação marinha. A sucessão retrogradacional foi caracterizada como constituída por sistemas turbidíticos, representados por sedimentos depositados através de importantes fluxos de massa (ressedimentação).

As três unidades definidas por França & Potter (1988) foram identificadas na faixa de afloramentos do norte do Estado do Paraná por Vesely (2001), mostrando que há correlação entre os empilhamentos de superfície e sub-superfície nessa porção da bacia. Na área estudada por Vesely (2001), o Grupo Itararé pode ser subdividido em cinco seqüências relacionadas a eventos sedimentares controlados por ciclos glaciais, apresentando padrão vertical de granodecrescência ascendente, com sucessões areno-conglomeráticas basais que transicionam para fácies heterolíticas e lamíticas no topo.

CAPÍTULO 3

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização faciológica dos arenitos do Grupo Itararé é de grande importância na análise de reservatórios, pois salienta a sua diversidade e fornece informações sobre as propriedades petrofísicas e geometria dos corpos. As heterogeneidades de pequena escala, exercem fundamental importância na dispersão de fluxos fluídos. Sendo possível, por meio da caracterização detalhada das fácies, a criação de modelos numéricos para a simulação de propriedades cada vez mais próximas do reservatório real.

Desta forma, o estudo abrangeu o levantamento de seções estratigráficas detalhadas, descrições de fácies, estudo dos processos deposicionais, agrupamento de fácies em associações de fácies (AFs) e inferências sobre os sistemas deposicionais atuantes na época da sedimentação.

Foram efetuadas análises microscópicas e caracterização petrográfica das rochas, o que permitiu a discriminação de petrofácies. O termo petrofácies utilizado neste trabalho refere-se ao conjunto de características reconhecidas petrograficamente, que incluem petrotrama, composição detrítica, aspecto textural e diagenético dos arenitos observados em seções delgadas, ao microscópio de luz transmitida.

A utilização de diferentes escalas de trabalho mostrou-se eficaz e elucidativa. A combinação de levantamentos de campo, análises petrográficas ao microscópio, ensaios de porosimetria a mercúrio e análises de perfis compostos permitiu realizar comparações e revelou um grupo de dados significativos para a pesquisa.

3.1. Trabalhos de campo

Os levantamentos de campo foram realizados entre novembro de 2004 e julho de 2005. Totalizaram 17 dias de trabalhos que, na área de estudo, foram divididos em três etapas. A presença de várias estradas vicinais facilitou o acesso às exposições da unidade estudada. Foram analisados 40 afloramentos. Desses, 10 permitiram o levantamento de seções estratigráficas contínuas.

Como base geológica utilizou-se o mapa, na escala 1:500.000, elaborado pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT 1981) e o mapa geológico, na escala 1:50.000, elaborado por Sousa (1997).

As referências geográficas dos afloramentos foram obtidas por meio de um aparelho GPS (*Global Positioning System*), sendo os pontos plotados em mapas topográficos produzidos pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), de 1969, na escala 1:50.000 (folhas Rio Claro e Piracicaba).

A pesquisa de campo permitiu o reconhecimento da diversidade faciológica nos 70 metros superiores do Grupo Itararé, bem como sua relação de contato com a unidade sobrejacente (Formação Tatuí).

3.2. Levantamento de perfis verticais

O local selecionado para estudo indica a presença de blocos estruturais, rebaixados e soerguidos, que assumiram esta disposição após atividades tectônicas pretéritas. A configuração estrutural favoreceu o estabelecimento de altos que promoveram o basculamento e a exposição de sedimentos mais antigos, nas suas porções centrais. Assim, podem ser observadas rochas do Grupo Itararé sem a cobertura de unidades menos antigas. Uma vez posicionadas na porção inferior da coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, na região, normalmente estão cobertas por unidades menos antigas. Essa condição permitiu o levantamento contínuo, em detalhe, de seções colunares da unidade.

O levantamento de seções verticais contínuas, na área de estudo, permitiu a identificação do arranjo vertical de fácies e a observação de variações laterais das mesmas.

A partir da análise das seções colunares verticais, tomando-se por base o conceito de Seqüência Depositional - conjunto de estratos geneticamente relacionados, limitados no topo e base, por discordâncias ou por suas concordâncias correlatas (Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988), os últimos 70 metros aflorantes do Grupo Itararé, no Alto Estrutural de Pitanga foram subdivididos em três associações de fácies. A individualização das associações foi o primeiro passo para a análise genética de fácies. Segundo Walker (1992), as associações de fácies compreendem um grupo de fácies, geneticamente relacionadas entre si, e que possuem em conjunto um significado ambiental.

3.3. Análise de fácies

Para a descrição e interpretação de fácies, presentes na área, foram adotados os procedimentos usuais de análise faciológica descritos por Reading (1986), Walker (1992) e Miall (2000).

Reading (1986) considera a fácies como parte de um corpo rochoso que pode ser definido com base na composição, textura, estrutura sedimentar, geometria, cor e conteúdo fossilífero. Segundo Reading (*op.cit*), o conceito de fácies pode ser utilizado tanto de forma descritiva quanto genética.

Segundo Walker (1992), fácies é definida como parte de um depósito sedimentar caracterizado por uma combinação de aspectos, geométricos, estruturais, litológicos e biológicos, capaz de ressaltar as particularidades do corpo rochoso e que o difere em relação às rochas adjacentes, tanto horizontais como verticalmente.

Para Miall (2000), a análise de fácies consiste no estudo e interpretação de texturas, estruturas sedimentares, fósseis e associações litológicas de rochas sedimentares em escala de afloramentos, testemunho de sondagens e pequenas porções de uma bacia.

No presente trabalho para a caracterização faciológica foram consideradas a granulometria, as estruturas sedimentares, a espessura, a geometria das camadas, a cor e outras feições peculiares.

As fácies sedimentares identificadas foram descritas segundo um esquema proposto para depósitos fluviais, por Miall (1978), e ampliado para depósitos glaciais por Eyles *et al.* (1983). Para a sua melhor aplicação, foram feitas as devidas modificações e adaptações para o português, o que permitiu a comparação das fácies encontradas com propostas encontradas em outros trabalhos efetuados em nossa língua. Este esquema de classificação tem sido bastante empregado, pois é simples e prático e leva em consideração a litologia, as estruturas sedimentares e a geometria de corpos rochosos.

Cada fácies é designada por um código de duas ou três letras. A primeira parte do código é composta por uma letra maiúscula que representa o litotipo predominante. Por exemplo: C – conglomerado; A – Arenitos; e P - pelitos. A segunda parte pode ter uma ou duas letras minúsculas que apresentam caráter mnemônico, sendo utilizada para descrever os aspectos internos da fácies. Por exemplo: m - para maciço; ca – para estratificação cruzada acanalada. A terceira letra acompanha a segunda letra e indica o tipo ou grau de estruturação da fácies.

3.4. Classificação de depósitos glaciais

Sedimentos depositados em ambiente glacial podem ser divididos em duas classes: a de depósitos primários e; a de depósitos secundários, Benn & Evans (1998).

Segundo Eyles & Eyles (1993), os depósitos de ambiente glacial revelam uma íntima associação de diversos sistemas deposicionais, principalmente fluviais, lacustres, de plataforma e talude. Um dos principais papéis das geleiras é o de fornecer grandes volumes de sedimentos, a partir de áreas emersas, para bacias marinhas e lacustres. Ao aportarem no sítio deposicional, os sedimentos glaciais primários podem ser retrabalhados por processos sedimentares não glaciais. Assim, os sedimentos deixados diretamente por agentes glaciais podem ser considerados primários e aqueles que foram submetidos ao retrabalhamento, por processos não glaciais, seriam os depósitos secundários. Com base nesta distinção, os depósitos primários incluem os tilitos alojados sob camadas glaciais, assentados por derretimento do gelo; enquanto, os depósitos secundários são compostos de detritos glaciais que foram remobilizados e podem ter sido depositados por uma variada gama de processos sedimentares (gravitacionais, trativos, por decantação e outros).

Segundo Benn & Evans (1998) o limite entre depósitos primários e secundários, não é bem definido, pois não é tão simples estabelecer em que ponto os sedimentos perdem suas características glaciais e se tornam outros tipos de depósitos.

O tênue limite entre sedimentos depositados por ação direta ou indireta, de geleiras, tem gerado extensas discussões com relação ao uso do termo tilito, de conotação genética. Segundo Boulton & Deynoux (1981), o termo tilito se refere a sedimentos depositados diretamente sob a ação de geleiras. Segundo Lawson (1981), o termo tilito abrange os sedimentos depositados diretamente pelo gelo da geleira e que não foram submetidos a subsequente desagregação e ressedimentação. De acordo com as definições supracitadas, apenas sedimentos primários depositados por processos de transporte unicamente glaciais podem ser classificados como tilito. Já, depósitos secundários relacionados às geleiras, provenientes de movimentos de massa, são melhor agrupados como depósitos similares de outros sistemas deposicionais.

Assim, optou-se por utilizar o termo diamictito de Flint (1960 a; b) para caracterizar “rochas sedimentares terrígenas de baixa seleção granulométrica, constituídas por partículas de areia e/ou cascalho dispersas em matriz lamítica”, sendo, portanto, uma classificação de caráter estritamente descritivo. É importante ressaltar

que os diamictitos são rochas exclusivamente sustentadas pela matriz, embora algumas publicações utilizem o termo “diamictito sustentado por clastos” como Eyles *et al.* (1983). Neste trabalho será empregado o termo diamictito para caracterizar rochas sustentadas pela matriz com clastos dispersos em seu interior (paraconglomerado), seja essa matriz siltica e/ou argilosa.

3.5. Trabalhos de Laboratório

3.5.1. Petrografia sedimentar

Foram coletadas 30 amostras de afloramentos e selecionadas 17 com o intuito de caracterizar, microscopicamente, fácies que compõe as associações estudadas no “Domo” de Pitanga. A coleta foi efetuada ao longo das seções colunares, levantadas nos trabalhos de campo.

Com o objetivo de comparar os dados da petrografia microscópica das amostras de afloramentos com informações de sub-superfície, foram também estudadas amostras de poços rasos (menos de 300 metros de profundidade), provenientes dos municípios de Iracemápolis e Corumbataí. Os exemplares foram obtidos no acervo da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) - Serviço Geológico do Brasil - e do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE de Araraquara, SP). Estas duas instituições possuem amplas litotecas, onde estão armazenadas amostras de calha dos poços executados para água na região.

Como a amostragem foi efetuada em superfície e sub-superfície rasa, é provável que alguns aspectos da evolução diagenética tenham sido comprometidos pela percolação de águas meteóricas.

3.5.2. Preparação e confecção de seções delgadas

Das 17 amostras selecionadas para a laminação, 15 foram primeiramente impregnadas com resina colorida (Orasol) e só então levadas para serem laminadas. A impregnação com resina colorida constitui um procedimento utilizado para a determinação visual da porosidade e para o aumento da coesão da rocha.

O procedimento para a infiltração da resina azul, por entre os poros da rocha, consiste de cinco etapas:

- redução das amostras a 1cm³ e acondicionamento em estufa (retirada da umidade);

- preparação da resina colorida composta por: 50g de resina epoxiglass; 7g de álcool etílico (C_2H_6O); 5g de endurecedor epoxyglass; 1g de corante azul Orasol;
- acondicionamento das amostras em câmara a vácuo (por cerca de 20 minutos);
- processo de gotejamento da resina azul sobre o material disposto em porta amostra de silicone, no interior da câmara a vácuo;
- remoção das amostras do vácuo e alocação em estufa.

Depois de secas as amostras foram levadas para a seção de laminação, onde foram confeccionadas seções delgadas com 30 micra de espessura.

3.5.3. Análise petrográfica

A análise petrográfica de seções delgadas foi efetuada ao microscópio de luz transmitida. Para uma avaliação criteriosa optou-se pela sistematização das observações. Assim, foram utilizados procedimentos de análises adotados no Laboratório de Petrografia Sedimentar, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGC-USP), que consistem da descrição petrográfica de rochas psamíticas pela caracterização dos componentes detríticos (arcabouço e matriz) e diagenéticos (cimento e poros). Desta forma, foram observadas feições essenciais para a caracterização petrográfica de rochas sedimentares e os passos seguidos foram:

- a) diferenciar e quantificar arcabouço, matriz, cimento e poros;
- b) descrever e quantificar o arcabouço quanto a composição mineral; considerando principalmente os minerais mais abundantes (quartzo, feldspato e líticos);
- c) determinar as características texturais do arcabouço, granulometria média com base na escala de Wentworth (1922), grau de seleção, esfericidade e arredondamento;
- d) caracterizar e quantificar a matriz utilizando a proposta de Dickinson (1970);
- e) caracterizar as relações entre os grãos para a avaliação da compactação mecânica e química;
- f) determinar segundo Schmidt & McDonald (1979b) os tipos de porosidade
- g) classificar petrograficamente as rochas segundo Dott (1964) Figura 14.

Com as etapas supracitadas concluídas foi possível individualizar microscopicamente as petrofácies e correlacioná-las com fácies sedimentares identificadas macroscopicamente.

Figura 14: Classificação de Dott (1964) para rochas psamíticas.

3.5.4. Análise do sistema MEV-EDS

A análise das amostras foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica do IGC-USP, utilizando Microscópio Eletrônico de Varredura da marca LEO, modelo 440i. A produção de imagens é realizada com o Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), através da detecção de elétrons emitidos pela superfície da amostra quando submetida a um feixe eletrônico. Dois diferentes tipos de emissões de elétrons podem ser detectados pelo equipamento: a) detector de elétrons secundários (*secondary electrons*) que gera imagens que correspondem à rugosidade da superfície e; b) o detector de elétrons retroespalhados (*backscattered detector*) que fornece imagens em variados tons de cinza, correspondentes à variação do peso atômico médio dos elementos constituintes de cada componente mineral da amostra. Acoplado ao MEV, completando o sistema, está o equipamento *Energy Dispersive Spectrum* (EDS) que fornece um espectro da energia dispersiva de Raios X (EDX). Este detecta os raios característicos emitidos pela amostra e permite, assim, realizar análises químicas elementares semi-quantitativas e pontuais.

Antes de ser submetida às análises, é necessária a preparação prévia das amostras que constitui de: redução das amostras em fragmentos inferiores a 1cm³; secagem dos fragmentos em estufa a uma temperatura de 33°C; adesão do fragmento, com cola de carbono (C), ao suporte; e recobrimento com película de ouro (Au) do fragmento.

Cinco amostras de superfície foram analisadas, ao Sistema MEV-EDS, para a caracterização dos tipos de poros e argilominerais presentes. Para o exame foi utilizada uma aproximação gradual. Inicialmente, as amostras foram observadas com aumento 100X, incrementando gradativamente até o aumento 1000X e, a partir deste ponto, a visualização era feita de acordo com o aspecto buscado. Os argilominerais foram classificados de acordo com suas morfologias e composições detectadas através do EDS e interpretadas de acordo com o manual proposto por Welton (1984).

3.5.5. Análise por porosimetria a mercúrio

O porosímetro a mercúrio é comumente utilizado para a avaliação do tamanho, distribuição e volume de poros, com base na intrusão ou extrusão de mercúrio em amostras porosas.

O teste de intrusão é realizado colocando-se a amostra, composta por um fragmento do material analisado, num recipiente de volume pré-determinado que, por sua vez, é conectado a um tubo capilar cilíndrico. O conjunto recipiente-capilar cilíndrico conhecido como penetrômetro é acoplado ao recipiente responsável pela aplicação da tensão. Antes da intrusão propriamente dita, o penetrômetro é evacuado e, depois de atingido o nível de vácuo necessário, é preenchido com mercúrio. O tubo do penetrômetro cheio de mercúrio funciona como um capacitor e os níveis de mercúrio que penetram na amostra, durante o ensaio, são determinados através das medidas de variação de sua capacitância.

O princípio deste porosímetro é baseado no fato do mercúrio possuir tensão superficial elevada, o que o faz comportar-se como elemento inerte e um líquido não molhante em relação a maior parte das matérias sólidas, à exceção de alguns metais nobres. Essas propriedades proporcionam uma superfície de contato mínima, conseqüentemente haverá um raio maior de curvatura das gotículas para uma dada pressão. Essas características propiciam a sua capacidade de

penetração em poros de material consolidado, ou componentes de pó, com o auxílio da pressão.

A relação inversa entre o diâmetro do poro e a pressão, e sua utilidade na determinação de tamanho de poros, foi pioneiramente reconhecida por **Washburn** (1921). A porosimetria a mercúrio é baseada na Lei da Capilaridade que rege a penetração de líquidos em espaços pequenos. Esta Lei, no caso de um líquido não molhante como o mercúrio, é expressa pela equação de Washburn que consiste de:

$$D = (1/P)4\gamma \cos\Phi$$

Onde **D** é o diâmetro do poro, **P** é a pressão aplicada, **γ** a tensão superficial do mercúrio e **Φ** é o ângulo de contato entre o mercúrio e a amostra.

A equação de Washburn (1921) admite que todos os poros sejam cilíndricos, embora raramente ocorram assim na natureza. Esta equação fornece uma representação prática da distribuição de poros e determina o tamanho do poro preenchido por um específico volume de mercúrio.

O aumento da pressão durante a análise abrange a distribuição do tamanho de poros. Assim, para cada pressão, pré-estabelecida, o tamanho do poro é medido pelo volume de mercúrio necessário para preenchê-lo.

O ensaio foi realizado no laboratório da Associação Brasileira de Cimento Portland (ABCP). O porosímetro utilizado neste trabalho foi o *AUTOPORE II 9220*, fabricado pela *Micromeritics Instruments Corporation*. Este aparelho é acoplado a um microcomputador que comanda a operação do ensaio, através de um *software* próprio, e permite a leitura de poros que variam de aproximadamente 360 a 0,003 μm , através da aplicação da pressão de até 60.000 *pound per square inch* (psi) (414 MPa).

O porta-amostra do porosímetro, denominado penetrômetro, é constituído de:

- bulbo de vidro borossilicatado;
- haste dotada de tubo capilar de precisão, com revestimento metálico;
- tampa metálica com garras e mola.

O bulbo do penetrômetro é selecionado de acordo com a forma, tamanho e porosidade estimada da amostra. Assim como, a haste de baixa ou alta pressão é determinada pela variação da capacitância elétrica resultante da alteração do volume de mercúrio no capilar do penetrômetro.

Para a execução da análise, a amostra é colocada no penetrômetro, que é logo selado por uma graxa de vácuo, na interface entre o bocal do bulbo e a tampa

metálica. Com o recipiente hermeticamente fechado é efetuado o vácuo para a remoção de ar e umidade.

A análise é efetuada por meio da intrusão de mercúrio na amostra, em pressões crescentes. O aparelho possui dois sistemas de geração de pressões: o de baixa pressão que opera com ar comprimido entre 0,5 e 30 psi e; o de alta pressão que atinge valores de até 60.000 psi. A pressão em que se dá a intrusão do mercúrio nesse sistema, assim como as pressões a serem geradas em ambos os estágios, são pré-estabelecidas e inseridas no programa de comando do microcomputador. O resultado das análises é emitido em forma de gráficos e tabelas.

Foi selecionada para a análise das amostras a pressão entre 0 e 500 psi, esta pressão foi estabelecida com base em dados bibliográficos (Pittman, 1992).

A fase de intrusão de mercúrio foi estudada, em cinco amostras de arenito de distintas petrofácies. Este estudo permitiu a identificação do tamanho dos poros existentes nas amostras, da distribuição e do volume de espaço vazio. Os dados obtidos puderam ser comparados com os resultados quantitativos da análise modal, contabilizada através da imagem microscópica nas seções delgadas.

3.5.6. Análise de sub-superfície

Na região do Alto Estrutural de Pitanga foram perfurados três poços para a pesquisa de hidrocarbonetos, entre as décadas de 50 e 70, pela PETROBRAS. Estes poços possuem perfis compostos, dos quais foram obtidas as descrições da estratigrafia e litologia. No extremo sudoeste da área, localiza-se o poço 1-AT-1-SP (Ártemis), no rumo nordeste, localizam-se os poços de Pitanga (1-PT-1-SP) e de Assistência (1-AS-1-SP). É apresentada a correlação estratigráfica dos poços no capítulo 4 (Figura 44).

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÕES.

4.1. Supergrupo Tubarão na área de estudos

Na área estudada as unidades paleozóicas do Super Grupo Tubarão são constituídas pelo Grupo Itararé e a Formação Tatuí, ambas descritas abaixo. A primeira unidade foi alvo do presente estudo a segunda foi utilizada como *datum*, para a amarração e correlação das seções levantadas.

Grupo Itararé

O Supergrupo Tubarão inicia-se com o Grupo Itararé que, na área de estudos, apresenta aproximadamente 100 metros de espessura. As melhores exposições da unidade estão localizadas nas cabeceiras do Córrego Tamandupá, no baixo e médio vale do rio Passa Cinco (próximo à Fazenda Poço Fundo), no encontro do rio Corumbataí com o rio Passa Cinco (próximo a Fazenda Pitanga), no leito do ribeirão Água Vermelha e do córrego Covitinga (Figura 22). Segundo a proposta apresentada neste trabalho, o Grupo Itararé no Alto de Pitanga é composto por três associações de fácies denominadas, informalmente, de inferior, intermediária e superior.

A associação de fácies inferior é composta predominantemente por arenitos finos com laminação plano-paralela e cruzada cavalgante, e por siltitos laminados e siltitos maciços, subordinadamente ocorrem arenitos médios maciços e arenitos com estratificação cruzada acanalada.

A associação de fácies intermediária é composta por fácies grossas representadas por diamictito e brecha com fragmentos angulosos de siltitos em meio a matriz arenosa, além de fácies de siltitos laminados, arenitos finos a médios com estratificação plano-paralela e arenitos com estratificação cruzada acanalada,. Subordinadamente ocorrem arenitos maciços.

A associação de fácies superior é constituída por arenitos médios a conglomeráticos que se interdigitam lateralmente com diamictitos e corpos lenticulares de conglomerados, subordinadamente ocorrem delgadas camadas de arenito fino com laminação cruzada cavalgante.

Formação Tatuí

A Formação Tatuí apresenta-se com aproximadamente 20 metros de espessura em toda área do Alto de Pitanga e vizinhanças. As melhores exposições estão localizadas nos distritos de Recreio (a oeste da Usina Tamandupá) e Paraisolândia (próximo à Estação Ferroviária) Figura 22.

Na área de estudos, a Formação Tatuí inicia-se com siltitos de cor marrom chocolate, por vezes avermelhados, ocorrem em camadas de espessura variada, geralmente maciça e raramente laminada. Logo acima dos siltitos de coloração marrom, ocorrem siltitos de cores esverdeadas claras, por vezes amareladas, que muitas vezes apresentam um aspecto mosqueado, com pequenas concreções discóides nas camadas de topo.

A espessura desta formação tem uma variação muito pequena em toda a parte paulista da Bacia, nunca ultrapassando 100 m, o que reflete condições muito homogêneas e uniformes de subsidência (Soares 1972).

4.2. Fácies Sedimentares

Os depósitos do Grupo Itararé expostos no Alto de Pitanga compõem uma sucessão de três pacotes de associações de fácies que apresentam elementos indicativos de deposição em ambientes bastante próximos. A sucessão aflora na porção central do “domo”, em uma área de aproximadamente 30km² de extensão. O empilhamento sedimentar de quase 100 metros de espessura permitiu o levantamento de seções de detalhe, executado ao longo do trecho norte-sul no vale do rio Corumbataí. O estudo possibilitou a individualização de nove fácies que são descritas abaixo:

P – Pelitos laminados ou maciços (subordinadamente convolucionados)

A fácies P é constituída por siltitos e argilitos laminados, maciços (Figuras 15A e 15B) e eventualmente convolucionados. Os pelitos são freqüentemente micáceos, e podem ocasionalmente estar interlaminados com areia muito fina, formando assim estruturas heterolíticas do tipo *linsen* (Figura 15C).

A fácies P ocorre em camadas tabulares decimétricas a métricas (Figura 15D), que por vezes apresentam-se convolutas (Figura 15E). No geral as camadas apresentam continuidade lateral em escala de afloramento (Figura 15F).

A coloração destas camadas varia nas tonalidades rósea, amarela, alaranjada e marrom. A rocha alterada quebra-se em pastilhas, quando laminada, ou apresenta-se em blocos, com fraturamento sub-conchooidal, quando maciça. Tendem a exibir descoloração creme ou branca, em planos de descontinuidades, devido à percolação de águas superficiais.

Figura 15: A) Siltito laminado (fácies P) com coloração avermelhada e esbranquiçada devido a percolação de águas superficiais. B) Siltito (fácies P) com aspecto macroscópico maciço devido a homogeneidade granulométrica dos grãos, em seção delgada, laminado. C) Exemplo da fácies P, interlaminada com delgados níveis de arenito fino, estrutura heterolítica. D) Fácies P em camadas de aspecto convolucionado. E) Afloramento da fácies P na margem do rio Passa Cinco com cerca de 3 metros de espessura vertical. F) Afloramento da fácies P com continuidade vertical de dezenas de metros.

A fácies P é interpretada como produto de decantação em águas calmas, que podem ser eventualmente perturbadas pelo aumento de energia representado pelas incursões de areia, formando as estruturas heterolíticas. A presença de camadas de siltito com dobras convolutas, que ocorrem na fácies P, permite interpretar deformação penecontemporânea provavelmente decorrente de perturbações no ambiente deposicional. No entanto as camadas convolutas foram observadas em meio ao siltito laminado e apresentam ocorrência verticalmente restrita. Esta estrutura pode ter sido gerada por sismos momentâneos ou sobrecarga que não afetaram as demais camadas. A ação bioturbadora de organismos, também poderia dar origem a tal feição.

Ap – Arenitos com laminação plano-paralela

A fácies Ap é constituída por arenitos com granulação muito fina a fina, eventualmente média, com abundante presença de minerais micáceos. Os arenitos são bem selecionados, com grãos subarredondados e de esfericidade moderada. A composição mineralógica dos grãos permite classificar os arenitos como quartzo-arenito e arenito feldspático.

A fácies Ap ocorre em camadas de espessura centimétrica a métrica (Figura 16A), de geometria tabular, com estrutura interna formada por lâminas milimétricas a centimétricas. As camadas são lateralmente contínuas por dezenas de metros (Figura 17A), por vezes, exibem truncamento de baixo ângulo (Figura 17B). A fácies Ap apresenta-se nas cores marrom, (Figura 16B) cinza, creme, amarelada, rósea e por vezes alaranjada.

A fácies Ap, provavelmente, formou-se a partir de processos de tração em leito plano ou ligeiramente inclinado, sujeito a correntes de fundo.

Acc – Arenitos com laminação cruzada cavalgante

A fácies Acc é composta por arenitos muito finos a finos, micáceos, de grãos bem selecionados em tamanho, subarredondados e com esfericidade moderada. Raramente nota-se a presença de arenitos médios. Composicionalmente podem ser classificados como quartzo-arenito e arenito feldspático.

A fácies Acc corre em camadas de geometria lenticular com espessura centimétrica, lateralmente pouco contínuas (Figuras 17C e 17D). Internamente, as camadas são constituídas, por laminações cruzadas do tipo cavalgante supercrítica (Figuras 16D e 16E) e subcrítica (Figura 17F). Frequentemente com a sobreposição

das *climbings* o topo das laminações é erodido (Figura. 16C). Comumente a laminação cruzada subcrítica apresenta a superfície de cavalgamento preservada, recoberta por películas de argila oriundas da decantação de material em suspensão (Figura. 16F). O cavalgamento é dado pela sobreposição das marcas onduladas que migram na direção da corrente e podem originar séries de cruzadas centimétricas (Figura. 16E). A fácies Acc pode apresentar coloração amarelada, alaranjada e rósea.

A fácies Acc foi interpretada como produto da migração de marcas onduladas, envolvendo processos de tração, alternados com processos de decantação. O cavalgamento é dado pela sobreposição das marcas onduladas que migram na direção da corrente originando séries de cruzadas centimétricas.

Am – Arenitos maciços

A fácies Am é formada por arenitos finos a grossos, algumas vezes siltosos, são pobremente a mal selecionados, com grãos subangulosos a subarredondados e de esfericidade moderada. Eventualmente podem ocorrer grânulos esparsos ou intraclastos de siltito, dispersos em meio aos grãos de areia. A rocha apresenta composição arcoseana, podendo ser classificada como arenito feldspático.

A fácies Am ocorre em camadas irregulares, lenticulares e tabulares de espessura centimétrica a métrica. As camadas lenticulares e tabulares são lateralmente restritas, apresentam estrutura interna maciça e/ou com aspecto de convolução. A fácies apresenta-se nas cores rósea, amarelada, esbranquiçada e alaranjada.

A ausência de estruturas na fácies Am pode estar relacionada a processos sin e pós-deposicionais. No primeiro caso, o aspecto maciço poderia ter sido gerado pela acomodação de sedimentos parcialmente suportados pelo escape de fluídos dos poros, depositados a partir de um fluxo liquefeito, ou outro tipo de fluxo gravitacional de sedimentos (Lowe, 1979). A perda de fluidos intersticiais impediria a formação de estruturas ou obliteraria estruturas pré-existentes. Outro processo que poderia mascarar ou eliminar estruturas pré-existentes seria a alteração intempérica, já no contexto dos processos pós-deposicionais. O aspecto convolucionado da fácies Am possivelmente foi gerado por processo de liquefação.

Figura 16: A) Camadas tabulares (fácies Ap), estratificação planar e truncamento de baixo ângulo. B) Afloramento da fácies Ap. C) Arenito da fácies Acc com o topo da laminação cruzada cavalgante erodido. D) Arenitos da fácies Acc, com laminação cruzada cavalgante tangencial na base e no topo. E) Sobreposição de sets de arenito com laminação cruzada cavalgante. F) Fácies Acc com topo da *climbing ripple* capeado por película de argila.

Figura 17: A) Afloramento da fácies Ap na beira de estrada. B) Estratificação planar da fácies Ap com ligeira inclinação das camadas. C) Camadas da fácies Acc de geometria lenticular com até 1m de largura, a escala é um martelo a direita. D) Camadas lenticulares amalgamadas da fácies Acc.

Aca – Arenitos com estratificação cruzada acanalada

A fácies Aca é formada por arenitos finos a grossos, pobremente selecionados, com grãos de esfericidade moderada, arredondados a subarredondados. Eventualmente, ocorrem grânulos e seixos de fragmentos líticos concentrados em lentes ou na parte frontal das cruzadas (*foreset*). Os arenitos dessa fácies foram classificados como arenitos líticos.

A fácies Aca (Figura 19A) ocorre em camadas de geometria cuneiforme com continuidade lateral de dezenas de metros, internamente formadas por *sets* de aproximadamente 50 centímetros de espessura, que podem se sobrepor por dezenas de metros. A estrutura interna dos canais consiste de estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte. Raros afloramentos dessa fácies exibem corte perpendicular a estruturas internas. A difícil visualização da estratificação, devido à indisponibilidade de cortes que mostrem as três dimensões, impediu que maiores detalhes fossem descritos nessa fácies. Tampouco foi possível a aquisição de dados suficientes para análise de paleocorrentes. Localmente, a fácies Aca aflora em

paredões de dezenas de metros (Figura. 18). Os afloramentos da fácies Aca apresentam coloração amarela alaranjada.

A fácies Aca é interpretada como gerada por migração de dunas subaquáticas de crista sinuosa, em resposta a correntes trativas unidirecionais fortes, perenes e volumosas.

Figura 18: Afloramento da fácies Aca, canal arenoso com dezenas de metros de extensão

Acg – Arenitos conglomeráticos

A fácies Acg é composta por arenitos com grânulos e seixos. São arenitos médios a grossos, arcoseanos, que exibem baixa seleção granulométrica, com grãos que variam de subarredondados a arredondados e com esfericidade moderada. Esses arenitos pertencem à classe de arenitos feldspáticos e arenitos líticos. Os seixos são subarredondados, de esfericidade moderada a alta e compõe-se de siltitos, quartzitos, silexitos, granitos, gnaisses e quartzo de veio. Subordinadamente ocorrem fragmentos de rochas vulcânicas ácidas e básicas.

A fácies Acg ocorre em corpos lenticulares (Figura 19B), de espessura centimétrica ocasionalmente decimétrica, com continuidade lateral inferior a dois metros, tal extensão encontra explicação no adelgaçamento e/ou ramificação (Figura 19C) lateral das lentes. Internamente os corpos lenticulares podem apresentar-se maciços ou com estratificação gradacional normal (granodecrescente), por vezes culminando com a fácies Aca. A fácies Acg pode ocorrer como horizontes conglomeráticos na base de arenitos com estratificação cruzada, definindo ciclos de afinamento granulométrico para o topo, muitas vezes de base canalizada. A fácies apresenta cores alaranjadas, avermelhadas e amareladas.

A fácies Acg pode ser interpretada como depósitos residuais gerados por correntes de fundo confinadas em canais (Miall, 1978), desenvolvidas em contexto subaéreo ou subaquático.

Cm – Conglomerado maciço

A fácies Cm é composta essencialmente por grânulos, seixos e calhaus. Subordinadamente ocorrem matacões de até 40cm, constitui assim um conglomerado sustentado por clastos. A fácies Cm ocorre em um corpo individual de geometria lenticular e base erosiva, apresenta aproximadamente 3 metros de espessura, por 8 metros de largura e exibe feições de corte e preenchimento (Figura 19D). Internamente, o canal, apresenta estrutura maciça composta por clastos subarredondados a arredondados, de esfericidade moderada a baixa. A composição dos fragmentos observados é variada, ocorrem rochas metamórficas (quartzitos, gnaisses e xistos), granitos, quartzo de veios e rochas vulcânicas. Observa-se gradação inversa dos fragmentos constituintes com a concentração de calhaus e matacões na porção superior do depósito. A ocorrência da fácies Cm está restrita a um único afloramento na área estudada.

França *et al.* (1996) utilizou o termo conglomerados caóticos, para descrever conglomerados polimíticos pobremente selecionados, sustentados pelos clastos ou por matriz arenosa e sem nenhuma organização interna.

França *et al.* (1996) interpretou esses conglomerados como tendo sido gerados na transição entre fluxos gravitacionais coesivos e hiperconcentrados, equivalentes ao estágio intermediário entre as fácies F1 e F2 de Mutti (1992) constituindo assim, os depósitos residuais desta passagem. No presente trabalho a fácies Cm foi interpretada como depósitos originados no desconfinamento de fluxos subglaciais de água de degelo de alta energia dando, provavelmente, origem a um fluxo catastrófico capaz de transportar clastos muito acima da média.

O evento catastrófico daria origem a um fluxo gravitacional onde um dos mecanismos de suporte de grãos seria o fluxo de grãos (Middleton & Hampton, 1976; Lowe, 1976). De acordo com estes trabalhos, o fluxo de grãos consiste um mecanismo de suporte de detritos, não coesivo, formado pela interação de grãos, a força da colisão entre os grãos os mantém em suspensão (regime inercial). Nesse tipo de fluxo a manutenção da suspensão se dá pelas colisões entre os grãos (pressão dispersiva), e pela baixa concentração de sedimentos finos. Devido à falta de matriz, esse fluxo tem sua origem associada à presença de inclinações no terreno. Na ausência de declividade pode ocorrer a deposição por congelamento friccional (Lowe 1979).

Figura 19: A.) Exemplo de arenito da fácies Aca. B) Fácies Acg, em corpo lentiforme lateralmente ramificado. C) Camada de arenito conglomerático, intercalada por arenito, nota-se o final de um ciclo granodecrescente e início do seguinte. D) Canal de aproximadamente 3 metros de espessura preenchido pela fácies Cm.

Dm – Diamictito maciço

A fácies Dm é constituída por partículas de tamanhos variados, com clastos de dimensões de areia a matacão, dispersos em matriz lamítica. Constitui uma rocha sustentada pela matriz, contendo clastos esparsos (paraconglomerado, Figura 21C). Trata-se de material muito mal selecionado quanto ao tamanho dos grãos. A matriz siltica ou silto-argilosa ocorre em proporções superiores a 60%. Os fragmentos líticos maiores que a fração areia são, geralmente, angulosos, de esfericidade moderada a baixa e apresentam-se com composição de arenitos, siltitos, granitos, quartzitos, gnaisses, quartzo de veio e rochas vulcânicas.

O tamanho dos clastos varia de grânulo a matacão (Figura 21B), com predomínio da fração de seixos, a presença de estrias na superfície dos clastos foi notada apenas localmente (Figura 21A). Na fácies Dm, freqüentemente, ocorre variação na proporção de fragmentos (principalmente grânulos e seixos) ao longo das exposições. Comumente, há a diminuição de tamanho e de freqüência dos clastos maiores em direção ao topo das camadas. A fácies Dm ocorre em camadas tabulares

com espessura variando de métrica a decamétrica, de continuidade lateral de dezenas de metros. A espessura máxima observada foi no topo da seção B, na porção sudeste da área (Figura 20). Nesse local a camada atingiu cerca de 30 metros de espessura. A fácies Dm pode apresentar quando inalterada uma cor cinza clara a escura. Quando alterada, pode apresentar cores que vão de marrom avermelhada a creme, até amarela esbranquiçada.

A fácies Dm foi interpretada como resultado de processos de fluxos de detritos coesivos. Segundo Lowe 1979, um fluxo de detritos constitui um fluxo plástico no qual o suporte de grãos se dá pela coesão da matriz, os grãos submersos em matriz lamosa são deslocados não pela gravidade, mas sim pela força da matriz que sobrepuja as forças gravitacionais sendo estas pouco atuantes, neste mecanismo. A matriz coesiva, constituída por uma mistura de material síltico-argiloso e fluido intersticial suporta o peso dos clastos e forma também um filme que lubrifica a superfície dos grãos, reduzindo o atrito e permitindo que os fluxos de detritos fluam por grandes distâncias.

Figura 20: Nesse morro aflora em exposição contínua aproximadamente 20 metros de diamictito maciço.

B – Brecha de siltitos

A fácies B é formada por brecha monomítica de fragmentos angulosos de siltito laminado róseo. O material intersticial é composto por arenito médio a grosso, mal selecionado, subarredondado a subanguloso e de esfericidade moderada. Já os fragmentos de siltito são angulosos, de baixa esfericidade, e ocorrem predominantemente no tamanho de seixos, subordinadamente grânulos. A fácies B foi observada em camadas de aproximadamente 50 centímetros de espessura, pouco contínuas lateralmente (menos de 1 metro), de geometria tabular e com base erosiva. Apresenta matriz de coloração amarelada (Figura 21D).

Figura 21: A) Diamictito bem preservado, com clasto estriado imerso em matriz silto-argilosa; B) Diamictito com matriz silto-argilosa, com clastos de várias dimensões. C) Diamictito com clastos esparsos de cor de alteração arroxeadas; D) Brecha de matriz arenosa com fragmentos de siltito róseo.

A ocorrência de fragmentos de 1 a 4 centímetros de siltitos em meio à matriz arenosa permite interpretar que os pelitos estavam consolidados no momento em que foram arrancados de sua posição original. A remobilização do material pode ser atribuída ao retrabalhamento por correntes subaquáticas de alta energia que talvez possam estar relacionadas ao início das canalizações nas porções deltáicas.

4.3. Associações de Fácies Sedimentares

Em uma área de aproximadamente 30 km², delimitada a sul pelo córrego Tamandupá (próximo à paragem de Recreio) e a norte pelo encontro dos rios Cabeças e Passa Cinco, foram levantadas dez seções estratigráficas de detalhe do topo do Grupo Itararé (Figura 22).

Figura 22: Mapa esquemático da localização das seções.

A disposição das associações de fácies Inferior, Intermediária e Superior representa a posição estratigráfica aproximada de cada uma no perfil de exposição da unidade na área. O limite entre as associações de fácies é marcado por superfícies erosivas, ou não deposicionais, que foram interpretadas como representantes do hiato deposicional em escalas variáveis de tempo.

A correlação entre as seções medidas no campo, espaçadas de centenas de metros a poucos quilômetros, foi realizada tomando-se a superfície de inundação da base da Formação Tatuí como *datum*.

4.3.1. Associação de Fácies Inferior

A Associação de Fácies Inferior é formada por um intervalo com variação de 10 a 30 metros de espessura. É caracterizado por um conjunto de fácies de granulometria fina constituída por arenitos finos e siltitos (Figuras 16 e 15). Compõem esta associação as fácies arenosas Acc, Ap e Am, intercaladas por siltitos micáceos da fácies P. A fácies P não é de fácil identificação devido à maior susceptibilidade destas fácies ao intemperismo, conforme observado em espessos intervalos não descritos nas seções.

Essa associação de fácies ocorre subjacente à associação de fácies intermediária e pode ocorrer lateralmente interdigitada a AF Intermediária, sendo essa relação comumente observada.

Os arranjos entre as fácies que ocorrem nessa associação são representados por repetição de intervalos de espessura variada, compostos por arenitos finos com laminação cavalgante e arenitos finos a médio com estratificação plano-paralela das fácies Acc e Ap, intercalados por siltitos laminados da fácies P. Por vezes observa-se um padrão de repetição vertical do par de fácies Ap e P, formando sucessões granodecrescentes. De forma geral o contato entre as fácies da Associação de Fácies Inferior é predominantemente gradacional e subordinadamente brusco.

A AF Inferior registra uma variação na intensidade do processo deposicional de um sistema subaquático de baixa energia que eventualmente é alterado para sistema subaquático de alta energia.

As fácies que caracterizam o sistema deposicional de baixa energia são identificadas pelas fácies de granulação fina, depositadas essencialmente por decantação (fácies P).

A presença de lentes com laminações cruzadas cavalgantes da fácies Acc e camadas tabulares compostas por arenitos da fácies Ap, reflete uma mudança dos processos de sedimentação no sistema deposicional. A primeira fácies representaria o início do processo de tração, ainda alternado com a decantação, enquanto a fácies Ap poderia evidenciar um regime de fluxo superior.

Um dos aspectos relevantes da Associação de Fácies Inferior é a presença de camadas arenosas maciças e camadas de siltito com dobras convolutas (Figura 15D), que podem ser interpretadas como estruturas de deformação penecontemporânea. Estas estruturas atestam a perturbação do sedimento ainda em estado inconsolidado ou semi-consolidado (Elliot 1986).

As intercalações de estratos arenosos com depósitos pelíticos representados por camadas da fácies P, bem como todos os atributos atrelados as fácies supra descritas, levaram à interpretação de um ambiente transicional situado entre os sub-sistemas de frente deltaica distal e de prodelta proximal.

Esta interpretação corrobora com a de Soares *et al.* (1977) e Stevaux *et al.* (1987). Desta forma a AF inferior corresponderia a Associação III do esquema de Soares *et al.* (1977), constituindo depósitos de ambiente de transição de planície de marés, praia e plataforma deltaica. E seria correlata a Associação Faciológica 3 de Stevaux *et al.* (1987) composta por depósitos de zona de transição entre frente deltaica e prodelta.

4.3.2. Associação de Fácies Intermediária

A Associação de Fácies Intermediária apresenta aproximadamente 20 metros de espessura. É composta por: camadas tabulares e lenticulares de pelitos laminados e maciços (fácies P), por arenitos com laminação planar (fácies Ap), por arenitos maciços (fácies Am), por arenitos com estratificação cruzada acanalada (fácies Aca), por diamictitos maciços da fácies D e brechas com intraclastos de siltito da fácies B.

O limite entre as associações de fácies Inferior e Intermediária é marcado pelo contato erosivo das camadas de topo da AF Inferior pelas camadas da AF Intermediária (Figura 23). Também é característica desse limite brusco a ocorrência de rochas de granulometria mais grossa, a partir do contato, marcado pela presença da fácies D, da fácies B ou da fácies Ap.

A fácies D ocorre em camada de espessura métrica de geometria tabular, enquanto a fácies B ocorre em camada irregular de espessura inferior a 1 metro e a fácies Ap em camada tabular de pouco mais de 1 metro. Acima dessas camadas voltam a ocorrer, de forma similar a descrita para a AF Inferior, arenitos da fácies Ap, Acc e pelitos da fácies P (Figuras 15 e 16). Distintamente da AF Inferior, nessa associação nota-se maior presença da fácies Aca.

A fácies de pelitos pode ocorrer em camadas com geometria lenticular ou tabular de até cinco metros de espessura e com continuidade lateral métrica (seções F e E). A fácies P ocorre intercalada a camadas centimétricas de arenitos maciços (fácies Am), sendo constatado incremento de arenito e o desaparecimento da fácies P de NW para SE (Figura 22).

Os arenitos da Fácies Aca estão dispostos em camadas de até dois metros de espessura com dimensões laterais limitadas a poucos metros. Ocorre entre camadas métricas de arenitos da fácies Ap, ou associado a arenitos conglomeráticos (fácies Acg).

A presença de arenitos com estratificação cruzada acanalada na AF Intermediária indica a presença de componente unidirecional, provavelmente oriunda de um sistema de canais restritos.

A ausência de pelitos na seção B e a ocorrência mínima na seção C pode estar atrelada a maior susceptibilidade da fácies P ao intemperismo, pois em um trecho de aproximadamente 10 metros da seção B e de quase 3 metros da seção C não foi possível observar nenhuma litologia, devido ao elevado grau intempérico nesse intervalo (Figura 23).

A presença de depósitos de fluxo de detritos na AF Intermediária pode ser interpretada como decorrência da desestabilização de depósitos glaciais, que segundo Gama Jr. *et al.* (1992a), que quando submersos sofrem infiltração de água tornando-se saturados e instáveis. Outro mecanismo que poderia acarretar na presença de tais depósitos seria a chegada de um fluxo hiperpícnal Gama Jr. *et al.* (1992a).

Figura 23: Correlação das seções das associações de fácies inferior e intermediária.

No primeiro caso o aumento da pressão intersticial, provocado pela saturação, resulta no desarranjo da estrutura interna destes depósitos, ao mesmo tempo em que a maior viscosidade da água infiltrada impede que os grãos se rearranjam novamente. Tilitos empurrados pelo corpo d'água adentro por geleiras costeiras poderiam ser submetidos a tal processo. O segundo mecanismo apto à iniciação de processos gravitacionais é a turbulência gerada pelas águas de degelo que tenham retrabalhado os depósitos glaciais. Estas águas ao adentrarem um corpo aquoso, geram um fluxo hiperpícnal em razão da sua maior densidade não só pela alta concentração de sedimentos em suspensão, mas também por sua baixa temperatura Gama Jr. *et al.* (1992a).

A relação lateral e posicionamento vertical das fácies permite interpretar a continuidade espacial dos sub-sistemas de frente deltaica distal e prodelta proximal. No entanto a presença, camadas da fácies Aca permitem sugerir a coexistência de canais, talvez distributários do sistema deltáico. A fácies D, como já mencionado, é interpretada como depósito de fluxo de detritos, decorrente do retrabalhamento de depósitos inicialmente glaciais. Provavelmente, o incremento de material sedimentar para a bacia receptora seja indício de que teriam sido iniciadas mudanças ambientais e, conseqüentemente, dos processos deposicionais atuantes como, por exemplo, elevação da temperatura seguida de degelo e recuo das geleiras.

4.3.3. Associação de Fácies Superior

A Associação de Fácies Superior consiste em uma sucessão de aproximadamente 30 metros de espessura, formada por fácies sedimentares granulometricamente mais grossas, do que as fácies das associações anteriormente descritas. Estes depósitos são representados por: arenitos médios a grossos, com estratificação cruzada acanalada (fácies Aca); por arenitos conglomeráticos, frequentemente estratificados, (fácies Acg) e; por diamictitos maciços (fácies D). Subordinadamente ocorre conglomerado maciço (fácies Cm), arenitos maciços (fácies Am), arenitos com estratificações plano paralelas (fácies Ap), e com cruzadas cavalgantes (fácies Ac). A Figura 24 apresenta os aspectos da AF Superior.

Os arenitos da fácies Aca ocorrem em camadas de geometria cuneiforme, formadas por *sets* de aproximadamente 50 centímetros de espessura. Os *sets* compostos por arenitos com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio

porte podem se sobrepor por dezenas de metros e apresentar grande continuidade lateral (Figura 18). Os arenitos da fácies Aca podem conter grânulos e seixos esparsos ou concentrados na parte frontal das cruzadas. A fácies Acg geralmente ocorre associada a fácies Aca, no entanto restringe-se a camadas irregulares ou corpos lentiformes que não ultrapassam espessuras decimétricas, os fragmentos podem apresentar proveniência variada, sendo predominantemente grânulos e seixos, freqüentemente imbricados.

Um dos aspectos que pode ser considerado relevante em relação a AF Superior é a maior ocorrência de depósitos da fácies D. Os diamictitos encontram-se dispostos em camadas tabulares com espessura de dezenas de metros, tal freqüência não havia sido observada nas associações anteriores. Em seis das dez seções levantadas (Figura 24), estão presentes os depósitos da fácies D, com espessuras e características bastante variadas. Algumas vezes mostram-se restritos a apenas uma camada contínua maciça e bem espessa, outras vezes podem ocorrer em duas camadas distintas intercaladas por fácies arenosas. Quando se dá ausência dessas fácies observa-se a presença de arenitos das fácies Aca e Acg. Assim é comum que ocorra lateralmente a interrupção da exposição de uma das fácies (D, Aca, Acg) para que a outra comece a aflorar.

A seção I é a representação gráfica de um afloramento bastante peculiar que ocorre na AF Superior (Figura 24). Essa exposição (Figura 25) é composta por diamictito maciço, com quase 3m de espessura, na base, que é sucedido por 2m de intercalações das fácies Aca e Acg. A primeira (fácies Aca) ocorre em camadas de continuidade lateral métrica, enquanto a segunda (fácies Acg) se dispõe em lentes irregulares que podem mostrar na parte mais espessa até 50cm e lateralmente se adelgaçam até desaparecer. Por cima das intercalações, das fácies Aca e Acg, ocorre por contato erosivo a fácies Cm constituída essencialmente por calhaus e matacões e subordinadamente por seixos e arenitos grossos, esses fragmentos preenchem uma feição geometria cuneiforme assimétrico.

Figura 24: Correlação das seções da Associação de Fácies Superior

Observa-se gradação inversa dos fragmentos do preenchimento, assim a nota-se a concentração de calhaus e matacões na porção superior do depósito. O canal assimétrico é sobreposto por camada tabular de aproximadamente 3m da fácies D.

Figura 25: Afloramento formado pelas fácies Aca e Acg (porção inferior), sobrepõe-se em contato erosivo a fácies Cm, que é por fim recoberta por camada tabular de diamictito.

Embora as limitações dos afloramentos não tenham permitido uma análise detalhada deste sistema fluvial. A ausência de camadas bem desenvolvidas de argila e o domínio de frações arenosas médias a grossas e conglomerados levam a sugerir um sistema do tipo entrelaçado (típico de ambientes periglaciais) composto por múltiplos canais. A formação de canais entrelaçados é favorecida pela abundância de carga de fundo de granulação grossa e grande variabilidade na descarga. A deposição de carga de fundo propicia o desenvolvimento de barras que obstruem a corrente e ramificam-na. Neste sistema é marcante a ausência de barras em pontal, atribuída a canais de baixa sinuosidade, o que é consistente com a proposta de sistemas entrelaçados (Miall 1988).

Os rios de planície de lavagem são caracterizados por fortes variações sazonais de descarga e de granulometria de acordo com a posição do depósito em relação à geleira. Próximo à frente da geleira, estes são dominados por cascalhos e areia grossa e predominam processos de aggradação e acreção lateral de barras longitudinais, os

depósitos de regiões proximais correspondem a assembléia de fácies Tipo Scott proposta por Miall (1983). Depósitos inicialmente glaciais, provavelmente se desestabilizam e são posteriormente transportados pelas volumosas águas de degelo. Durante o evento de deglaciação o derretimento de geleiras continentais fornece um imenso volume água responsável pela formação do sistema de drenagem da planície de lavagem. Com o incremento de água para o sistema, novos rios começam a cortar e erodir estas planícies, retrabalhando sedimentos glaciais redepositando-os como uma distinta suíte de litofácies “glacio fluvial” Miall (1983).

Discussão

As associações de fácies tiveram suas origens atribuídas aos seguintes ambientes deposicionais, frente deltaica distal, pro-delta proximal e fluvial. Estes depósitos acham-se espacialmente arranjados de forma a configurar uma sucessão progradacional, representada pela sobreposição de fácies de pró-delta/frente-deltaica por depósitos fluviais com contribuição glacial.

De forma geral, a interpretação das três associações de fácies descrita neste trabalho corrobora com o modelo de Soares *et al.* (1977), no qual são sugeridos dois momentos deposicionais característicos: a) no primeiro, o ambiente deposicional encontrava-se sob um corpo d'água (associações III e IV); b) em um segundo momento, haveria a progradação de lobos deltáicos, com avanço sobre o corpo d'água dos arenitos fluvio-deltáicos, combinado a uma maior contribuição de suprimentos glaciais (associações I e II).

4.4. Petrografia das fácies sedimentares

As informações sobre a petrografia de arenitos e diamictitos do Grupo Itararé ainda hoje são bastante escassas. Um dos primeiros trabalhos acerca do assunto (Rocha-Campos 1967) mostrou que os arenitos são predominantemente feldspáticos com abundante matriz argilosa, e que os diamictitos são compostos por clastos de quartzitos, arenitos, granitos e gnaisses.

França (1987) distinguiu cinco tipos de arenitos no Grupo Itararé (Figura 13). Seus estudos demonstraram que a Formação Taciba (unidade superior) apresenta menor quantidade de matriz sendo composta por arenitos feldspáticos e líticos. A Formação Lagoa Azul é dividida em dois membros. No membro inferior, denominado

Cuiabá Paulista, ocorrem arenitos com até 41% de matriz, classificados como (*wacke* feldspático e *wacke* lítico), já os arenitos do membro superior da mesma formação, Membro Tarabaí, são relativamente maduros composicionalmente, sendo a maior parte constituída por arenitos quartzosos, com alguns poucos arenitos feldspáticos. Os arenitos da Formação Campo Mourão (unidade intermediária) foram classificados como *wackes* e apresentam 11% de matriz estando próximos do limite de arenito na classificação de Dott (1964).

4.4.1. Caracterização geral

No presente trabalho foram analisadas ao microscópio petrográfico amostras de superfície representativas das associações de fácies do topo do Grupo Itararé. Foram estudadas as fácies arenosas e de diamictitos. A descrição das primeiras teve como intuito caracterizar e destacar as diferenças entre as potenciais rochas reservatório. A análise petrográfica de diamictitos teve como objetivo caracterizá-los bem como demonstrar a possibilidade destas rochas constituírem selo.

Sendo assim, as fácies Ap, Acc, Am, Aca, Acg e D foram descritas petrograficamente e individualizadas em petrofácies de acordo com os aspectos comuns por elas apresentados. A composição detrítica do arcabouço destas rochas foi obtida a partir do diagrama triangular de Dott (1964) Figura 14, tal classificação é baseada no conteúdo total de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos e tem a vantagem de considerar a quantidade de matriz fina (partículas menores que 30 micras).

É apresentada inicialmente a descrição textural geral dos grãos e logo a caracterização individual do quartzo, feldspato e fragmentos líticos, ressaltando as peculiaridades observadas. Os três minerais constituem os principais componentes das petrofácies.

No geral os grãos variam de subangulosos a bem arredondados. Apresentam seleção granulométrica moderada a boa, sendo raros os arenitos mal selecionados. A esfericidade varia de moderada a baixa. A determinação do arredondamento e esfericidade foi facilitada pela presença de películas de óxido de ferro em torno dos grãos detríticos, que salientam o contorno original dos clastos. A granulometria varia de areia muito fina (1/16mm – 1/8mm) a areia grossa (1mm), com predomínio de areia média (1/4mm – 1/2mm).

Quartzo

Os grãos de quartzo (Figura 26) são essencialmente monocristalinos, eventualmente ocorrem grãos de quartzo policristalino. Frequentemente observa-se extinção ondulante nos grãos de quartzo monocristalino, sugerindo sua origem a partir de veios de quartzo e/ou a sua exposição a esforços pretéritos. Os grãos variam de arredondados a subarredondados, raramente são subangulosos, apresentam esfericidade moderada a alta. Grãos de origem vulcânica (quartzo bipirâmidado) apresentam aspecto bastante anguloso. O sobrecrecimento, observado nas bordas dos grãos de quartzo, é uma feição peculiar que ocorre devido a pressão de dissolução. O crescimento sintaxial ocorre em continuidade ótica com o grão de quartzo, sendo possível observar o contorno original do grão por meio de delgado filme escuro (borda do grão original).

Figura 26: A) Grão de quartzo arredondado com esfericidade moderada, a presença de fissuras internas sugere exposição a esforços pretéritos; provavelmente a cutícula descontínua de alta birrefringência em torno do grão consista de um tipo biotita em processo de alteração. B) Grão de quartzo exibindo sobrecrecimento (parte superior à direita) e contato côncavo convexo (parte inferior a esquerda). C) Crescimento sintaxial de quartzo, notar delgado filme do contorno original do grão, o sobrecrecimento aumenta a angulosidade do grão. D) Fragmentos de quartzo vulcânico imersos em matriz argilosa o vértice bipirâmidado de um dos cristais manteve-se bem preservado.

Feldspatos

Os feldspatos podem ser tanto de composição sódica-cálcica (grupo dos plagioclásios), como da família dos feldspatos potássicos. Como esperado, o primeiro grupo apresenta ainda maior susceptibilidade às alterações, do que o segundo. Os fragmentos de feldspatos frequentemente apresentam avançado estágio de alteração e podem ocorrer parcialmente ou totalmente corroídos (Figura 27). Quando totalmente dissolvidos, restam os opacos ou películas de argilominerais (cutículas) situadas na antiga borda dos grãos, delineando o contorno original dos grãos. Os grãos de feldspato podem ainda estar sericitizados. Em seu interior, os feldspatos podem conter elevada concentração de inclusões. Os grãos variam de arredondados a subangulosos e possuem esfericidade moderada.

Figura 27: A) Feldspato sericitizado, tal transformação pode ocorrer ao longo da evolução diagenética ou pode ser pretérita a deposição (ainda na área fonte). B) Feldspato corroído, os planos de clivagem são os primeiros a sofrer dissolução, notar a presença de óxidos ao redor do grão. C) Feldspato com aparência “suja”, aspecto que facilita a diferenciação entre este mineral e o quartzo. D) Fragmento de feldspato plagioclásio, as lamelas são inicialmente alteradas.

Fragmentos líticos

Os fragmentos de rocha podem ser de origem vulcânica, metamórfica, ígnea e sedimentar (Figura 28). Os fragmentos de origem vulcânica geralmente apresentam-se bastante alterados e substituídos por filossilicatos muito finos. É comum a ocorrência de intraclastos de argila, comprimidos entre grãos, condição que, no caso de ser altamente disseminada, diminui significativamente a porosidade da rocha.

Figura 28: A) Fragmento de siltito, disposto entre grãos de quartzo. B) Fragmento lítico com grande quantidade de micas trata-se provavelmente de rocha metamórfica. C) Intraclastos de argila, os fragmentos são moldados pelos grãos mais resistentes. D) Fragmento lítico composto por mineral ripeiforme provavelmente trata-se de rocha vulcânica.

4.5 Petrografia dos arenitos e diamictitos

Os arenitos, representantes das associações de fácies estudadas são, grão-sustentados e apresentam índice de empacotamento que varia de normal a aberto. Os contatos entre os grãos são retos e pontuais e menos frequentemente côncavo-convexo.

Dos cinco tipos de porosidade secundária apresentadas por Schmidt & McDonald (1979b), quatro foram identificados nos arenitos analisados.

A primeira consiste a porosidade intergranular, que pode ser identificada nas amostras de poços rasos pela presença de cimento carbonático. Segundo França (1987) este tipo de porosidade é a mais abundante nos arenitos do Grupo Itararé.

O segundo tipo de porosidade, denominada móldica, é caracterizado pela presença de cutícula mineral delineando o contorno do grão precursor. Os arenitos estudados apresentam elevada proporção deste tipo de porosidade.

A porosidade intragranular é muito comum em arenitos de superfície que apresentem em sua composição minerais pouco estáveis. Assim feldspatos e fragmentos líticos apresentam abundante porosidade intragranular.

Poros ampliados consistem um tipo de porosidade caracterizado pela ocorrência de amplos vazios com diâmetro superior aos poros adjacentes. Esta porosidade é bastante rara nos arenitos do Grupo Itararé França (1987).

Os diamictitos são sustentados pela matriz sindeposicional, que não foi submetida à recristalização.

As rochas estudadas puderam ser divididas em quatro petrofácies. Para tal distribuição, os parâmetros utilizados foram: composição detrítica, granulometria, seleção, arredondamento, esfericidade, ocorrência de matriz, e porosidade. A combinação desses parâmetros evidenciou as características comuns presentes nas amostras agrupadas. A Tabela 3 reúne os principais dados das lâminas descritas.

Petrofácies A

A petrofácies A é composta por arenitos feldspáticos, que variam de fino a muito fino, de grãos bem selecionados, com grau de arredondamento médio a baixo (os grãos são geralmente subangulares, (Figuras 29A, 29B) com esfericidade moderada, a presença de opacos facilita a visualização de aspectos texturais dos grãos Figura 29D.

Foi constatada a presença de ortomatriz e pseudomatriz (*sensu* Dickinson 1970). A primeira observada com maior frequência ocorre dispersa com distribuição heterogênea entre os grãos, sendo caracterizada pela recristalização da matriz sindeposicional, com textura clástica reliquiar e mineralogia variada (Figuras 29B, 29C e 29E). A segunda, pouco observada, é produto de fragmentos plásticos comprimidos e deformados ocorre geralmente em trechos isolados da seção delgada.

Fazem parte dessa petrofácies os arenitos das fácies Acc (arenitos com cruzadas cavalgantes) e Am (arenitos maciços ou liquefeitos). As amostras dessa petrofácies apresentam uma porosidade modal média de 18,2% com um desvio padrão de 17,15.

Figura 29: A) Arenito feldspático, com elevada porosidade secundária, gerada pela dissolução de feldspatos e fragmentos líticos, observa-se comumente contorno de óxidos, marcando a posição de mineral lixiviado. B) Arenito feldspático com bimodalidade da granulometria, as duas bandas apresentam a mesma composição detrítica. A matriz provavelmente sindeposicional parece ter sido recristalizada. C) Arenito feldspático com grãos subangulosos a anguloso. Notar a presença de biotita e a elevada quantidade de matriz. A matriz sindeposicional parece ter sido recristalizada. D) Arenito feldspático com grãos subangulosos, a elevada presença de opacos em torno dos grãos facilita tal observação; E) Arenito feldspático, com matriz, provavelmente sindeposicional, de aspecto cristalino e coloração marrom disposta entre os grãos. F) Fragmentos de feldspatos relativamente preservados, o grão de plagioclásio (superior) apresenta elevada concentração de inclusões.

Petrofácies B

Esta petrofácies reúne exemplares classificados composicionalmente como quartzo-arenitos e arenitos feldspáticos (Figuras 30A, 30E e 30F). A granulometria varia de média a grossa, com grãos bem selecionados e subarredondados. Apresentam esfericidade moderada a alta.

O fato de haver quartzo-arenitos nesta petrofácies pode não refletir a verdadeira identidade dos arenitos do Grupo Itararé. Visto que está constatação foi feita a partir da contagem de trezentos pontos e que poros, por mais que mostrassem o molde do grão, não foram contabilizados como mineral, justamente pela impossibilidade de identificar a composição mineralógica do grão perdido (Figuras 30B, 30C e 30D).

Estão incluídos nessa petrofácies, arenitos com estratificação cruzada acanalada (Fácies Aca), arenitos com laminação plano-paralela (Fácies Ap). As amostras desta petrofácies apresentam uma porosidade modal média de 24,83%, com um desvio padrão de 8,45.

Petrofácies C

A petrofácies C é composta predominantemente por arenitos líticos (Figuras 31A, 31B, 31C e 31F) subordinadamente ocorrem quartzo-arenitos (Figura 31E). A granulometria é de areia grossa, eventualmente areia fina. Os grãos são geralmente mal selecionados, subangulosos e de esfericidade moderada a baixa.

Essa petrofácies apresenta marcante proporção de pseudomatriz (*sensu* Dickinson 1970) que ocorre geralmente de forma distribuída nas rochas estudadas por meio de seção delgada, este tipo de matriz é originada a partir de fragmentos que apresentam comportamento plástico quando comprimidos e ocorre geralmente infiltrada entre os grãos. A presença de pseudomatriz gerada pelo esmagamento de líticos e feldspatos é uma das principais razões da obstrução da porosidade nesta petrofácies.

A petrofácies C inclui os arenitos das fácies Aca (arenitos com estratificação cruzada acanalada) e Acg (arenitos conglomeráticos). A porosidade modal média obtida foi de 12,74%, com um desvio padrão de 6,88.

Figura 30: A) Quartzo arenito, cutícula amarelada em torno dos grãos é provavelmente de origem telodiagenética, a presença desse tipo material obstrui a porosidade. B) Quartzo arenito, acúmulo de material escuro indica locais em que houve a dissolução de grãos. C) Quartzo arenito, grãos de quartzo mais “limpos”, notar a porosidade intragranular dada pela corrosão dos feldspatos. D) Quartzo arenito, o feldspato ocorre como grão de aspecto sujo em relação ao quartzo, os planos de clivagem do feldspato favorecem a dissolução deste mineral. E) Arenito feldspático, grão de feldspato microclínio (central) apresenta maior estabilidade em condições diagenéticas, do que feldspato plagioclásio (imagem adquirida com nicóis paralelos e cruzados). F) Arenito feldspático, fragmento de plagioclásio no centro bastante conservado (imagem adquirida com nicóis paralelos e cruzados).

Tabela 3: Lâminas descritas.

Petrofácies %Q F L	Granulometria Wentworth (1922)	Porosidade	Associação de Fácies	Classificação de Dott (1964)
A1 % (Q=80,58; F=18,82; L=0,6)	1/16mm – 1/8mm	34%	Superior	Arenito Feldspático
A2 % (Q=85,71; F=12,42; L=1,87)	41/16mm – 1/8mm	38%	Inferior	Arenito Feldspático
A3 % (Q=70,20; F=17,22; L=12,58)	1/16mm – 1/8mm	2%	Superior	Arenito Feldspático
A4 % (Q=68,69; F=31,31; L=0)	1/8mm – 1/4mm	15%	Superior	Arenito Feldspático
A5 % (Q=73,17; F=24,39; L=2,44)	1/8mm – 1/4mm	2%	Inferior	Arenito Feldspático
B1 % (Q=83,18; F=15%; 1,82%)	1/4mm – 1/2mm	33%	Inferior	Arenito Feldspático
B2 % (Q=90,7; F=2,17; L=7,04)	1/4mm – 1/2mm	12%	Superior	Quartzo Arenito
B3 % (Q=87,6; F=6; L=6,4)	1/4mm – 1/2mm	22%	Superior	Quartzo Arenito
B4 % (Q=88,59; F=7; L=4,5)	1/4mm – 1/2mm	20%	Superior	Quartzo Arenito
B5 % (Q=76,96; F=20,09; L=2,95)	1mm	32%	Intermediária	Arenito Feldspático
B6 % (Q=87,19; F=10,35; L=2,46)	1/4mm – 1/2mm	30%	Intermediária	Arenito Feldspático
C1 % (Q=63,29; F=12,08; L=24,64)	1mm	12%	Superior	Arenito Lítico
C2 % (Q=69,12; F=7,45; L=24,43)	1mm	21%	Superior	Arenito Lítico
C3 % (Q=85,12; F=7,74; L=7,14)	1mm	7,2%	Superior	Quartzo Arenito
C4 % (Q=59,26; F=13,33; L=27,41)	1/8mm – 1/4mm	4%	Superior	Arenito Lítico
D1 % (Q=39,73; F=15,07; L=45,20)	1mm	Matriz 50%	Superior	Wacke Lítico
D2 % (Q=73,17; F=11,38; L=15,45)	1mm	Matriz 52%	Superior	Wacke Lítico

Figura 31: A) Arenito lítico, mal selecionado com fragmentos subangulosos de rochas metamórficas e sedimentares. B) Arenito lítico, com grão de granito em que se observa o sobrecrecimento de quartzo e feldspato microclínio, originando a típica textura mirmequítica. C) Arenito lítico, notar a presença de matriz esbranquiçada (constituída por pequenos “bloquinhos”) em torno dos grãos de quartzo, provavelmente trata-se de caulinita. Opaco (direita superior) com forma hexagonal provavelmente formado durante a diagênese. D) Arenito lítico, notar a angulosidade dos grãos indicando o pouco retrabalhamento, na porção esquerda da lâmina presença de pseudomatrix. E) Quartzo arenito, fragmento de biotita exibindo elevado grau de alteração diagnosticado pela expansão do mineral e pela descoloração. F) Arenito lítico, notar a presença de fragmento lítico e a presença de moldes de grãos perdidos.

Petrofácies D

A petrofácies D reúne as amostras classificadas como *wacke* lítico. Essa classe petrográfica é essencialmente marcada pela bimodalidade das partículas. Assim, a granulometria das amostras em seção delgada varia de areia média a grânulos (1mm a 4mm), a seleção é extremamente baixa (típica de um depósito de fluxo de detritos). Os grãos são subangulosos e de esfericidade baixa a moderada. A protomatriz (matriz sindeposicional) é composta predominantemente por silte e subordinadamente por argila, representando mais de 40% do total nas amostras. A petrofácies D reúne essencialmente os diamictitos da fácies D. A ausência de poros é uma característica marcante no *wacke* lítico.

Figura 32: A) *Wacke* lítico, fragmentos imersos em meio a matriz argilosa, a presença de grão de quartzo com sobrecrecimento sugere história diagenética pretérita. B) *Wacke* lítico, fragmento lítico de quartzito em meio a grãos e matriz argilosa. C) *Wacke* lítico, fragmento de plagioclásio bastante preservado devido à presença de matriz. D) *Wacke* lítico, fragmento de rocha de provável origem metamórfica mostra a variação granulométrica desta petrofácies.

Seções delgadas de sub-superfície

As rochas de sub-superfície apresentam essencialmente as mesmas características texturais que as rochas obtidas em afloramentos. Os grãos variam de subangulosos a bem arredondados com esfericidade moderada. Apresentam boa seleção granulométrica, sendo raros os arenitos mal selecionados. Foi observada a presença de matriz sindeposicional (Figura 33B), no entanto um dos aspectos mais relevantes observados nas lâminas de sub-superfície foi a presença de cimento.

O cimento de sub-superfície é a calcita poiquilotópica (Figuras 33A e 33C) que preenche parcial ou totalmente os poros e corroe indistintamente todos os componentes da rocha, mas com maior facilidade os plagioclásios. Os cristais poiquilíticos são individuais, com extinção homogênea (Figura 33D), sendo caracterizados por englobar grãos de forma localizada. Assim são observados pequenos aglomerados de calcita nos quais os grãos parecem flutuar.

Figura 33: A) Arenito feldspático cimentado por calcita, a precipitação de tal cimento promove a corrosão da sílica. B) Arenito feldspático com elevada proporção de matriz sindeposicional argilosa. C) Arenito lítico, notar a presença de grãos parcialmente corroídos. D) Arenito lítico, a presença de cimento diminui o contato entre grãos, imagem obtida com nicóis cruzados.

4.5. Análise do sistema MEV-EDS dos arenitos

As análises realizadas com o sistema MEV – EDS permitiram a observação de elementos de difícil visualização, ou não visíveis ao microscópio de luz transmitida. Os arenitos selecionados para análise com o microscópio eletrônico de varredura foram os pertencentes às petrofácies B e C. Desta forma foi possível observar com maior nitidez o crescimento secundário de quartzo, a morfologia e modo de ocorrência de poros e o hábito de argilominerais.

O estudo das imagens ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) expôs a frequência com que ocorre, nas amostras analisadas, o sobrecrecimento de quartzo em arenitos do Grupo Itararé, este aspecto foi pouco observado nas amostras, ao microscópio de luz transmitida. O crescimento secundário de quartzo é observado em torno dos grãos e apresenta forma tipicamente euédrica, constituída por faces lisas e terminações prismáticas (Figura 34).

Figura 34: Imagens de crescimento sintaxial de quartzo em amostra de quartzo arenito. A imagem foi obtida por meio de microscópio eletrônico de varredura MEV (aumento de 1000x).

Grãos de quartzo com sobrecrecimento indicam uma fase secundária de precipitação de quartzo, geralmente relacionada ao aumento do soterramento. Segundo De Ros & Moraes (1984) a fase de cimentação de quartzo acontece após a compactação mecânica e química.

A presença de argilominerais, ao redor dos grãos sob a forma de películas já havia sido constatada ao microscópio de luz transmitida. No entanto, as análises de imagens MEV somadas às análises de EDS permitiram a caracterização de aspectos morfológicos e composicionais dos argilominerais, possibilitando assim a sua classificação.

Foi constatada a existência de caulinita, esmectita e illita, nos arenitos provenientes de afloramentos do topo do Grupo Itararé.

Caulinita ocorre frequentemente em arenitos de superfície, sua existência está atrelada à alteração de feldspatos, por isso, é freqüentemente observada em poros secundários gerados pela dissolução destes minerais. O modo de ocorrência da caulinita, disseminada entre os poros, e a freqüente associação ao feldspato (Figura 35), indica que esta não é detrítica, e sim de origem supérgena, derivada da alteração de feldspatos. Outro aspecto que contribui para interpretação da origem em condições autigênicas é a morfologia vermiforme.

Bocardi (2005) comparou, por meio do microscópio eletrônico de varredura (MEV), amostras de superfície e sub-superfície e observou que nas amostras de grande profundidade (3087m), a caulinita apresenta aspecto pseudohexagonal, euédrico e ocorre em freqüente associação com a illita. Tal observação reforça a interpretação supérgena para as caulinitas vermiformes presentes nas amostras estudadas.

Figura 35: Imagem de caulinita em forma de cristais vermiculares, observada por meio de microscópio eletrônico de varredura com aumento inicial (esquerda) de 500x e aumento de 1000x (direita).

A esmectita autigênica foi observada em interstícios possui um hábito “alveolar” crenulado (Figura 36) bastante diagnóstico e assim como a caulinita é produto da alteração supérgena de minerais. No entanto a origem da esmectita pode estar relacionada à degradação de micas como biotitas e muscovitas.

Figura 36: Imagem de esmectita a forma “alveolar” dos cristais foi observada por meio de microscópio eletrônico de varredura com aumento inicial (esquerda) de 1000x e aumento de 5000x (direita).

Foi observado argilomineral classificado como interestratificado de ilita-caulinita (Figura 37), apesar de não apresentar morfologia acicular fibrorradiada, usualmente observada, o argilomineral apresentou resultados da análise de EDS pertinentes a tal inferência, no entanto, seria necessário efetuar análise de difração de Raios x, para um resultado mais seguro.

Segundo Bocardi (2005) a ilita é comum nos arenitos do Grupo Itararé tanto em superfície como em sub-superfície (profundidade de 3074m).

Figura 37. Imagem obtida com microscópio eletrônico de varredura de argilomineral interpretado como interestratificado de ilita-caulinita, com aumento inicial (esquerda) 500x e aumento de 1.500x (direita).

As imagens de MEV revelaram um arcabouço com elevada proporção de grãos corroídos e internamente dissolvidos promovendo a existência de amplos espaços vazios nos arenitos (Figura 38). Paredes formadas por espessas camadas de argilominerais, muitas vezes, reconstituem os formatos dos grãos originais, algumas

vezes observa-se restos do mineral na parte central do poro. As leituras composicionais, de restos dos minerais, feitas por meio do EDS revelaram feldspatos.

Figura 38: Imagens de poros obtidas por meio de MEV. As carapaças que cercam os vazios são essencialmente formadas por argilominerais, que se apresentam como cutículas em seções delgadas. Restos dos grãos originais, ainda não alterados, podem ser eventualmente encontrados na parte central dos poros. As duas figuras superiores apresentam aumento de 800x. As figuras inferiores apresentam aumento de 750x (esquerda) e 500x (direita).

4.6. Resultados da porosimetria

A porosimetria consiste uma técnica analítica que utiliza a pressão capilar para determinar a distribuição do tamanho de gargantas de poros, permitindo a compreensão da estrutura do sistema poroso. As gargantas de poros consistem pequenos canais que são responsáveis pela conexão dos poros. Gargantas de poros são como gargalos de garrafas, assim é necessário exceder sua pressão capilar crítica para que haja a injeção de mercúrio nos pequenos poros que controlam o acesso a grandes poros, por isso maiores pressões são necessárias para forçar o mercúrio, em

pequenos espaços. Por meio de pressões crescentes o mercúrio é injetado em poros cada vez menores. É possível então calcular a distribuição do tamanho de gargantas de poros, por meio do incremento da pressão.

Para a avaliação dos resultados da porosimetria utiliza-se um gráfico que expõe o volume de mercúrio injetado pela pressão aplicada. No eixo Y está plotado o volume de mercúrio em mililitros injetado em cada grama da amostra. O eixo X apresenta a pressão capilar necessária para a injeção do mercúrio nos diferentes pontos. Foram estudadas duas amostras da petrofácies B, que apresentaram melhor porosidade obtida através da análise modal. Foi estudada 1 amostra da petrofácies A e duas amostras não possuem lâminas correspondentes.

Amostra A

Figura 39: Amostra de arenito correspondente a lâmina B2 da tabela 3.

No gráfico da amostra A observa-se que a maior parte do mercúrio entrou na amostra em um primeiro pico de 11,95 psi os poros preenchidos com esta pressão apresentam diâmetro de garganta de $15,1\mu$ o segundo pico atingido a uma pressão de 24,96 psi, penetrou em poros de $7,2\mu$ de diâmetro. Este intervalo reúne poros de uma mesma classe que apresentam diâmetro de garganta por volta de 10μ .

Uma segunda classe de poros, muito menos expressiva é intrudida a uma pressão de 149 psi, o diâmetro destes poros é de $1,2\mu$.

A porosidade obtida para a Amostra A de arenito foi de 18,54%, por meio da contagem de 300 pontos. A porosimetria forneceu resultado de 12% porosidade.

Amostra B

Figura 40: Amostra de arenito correspondente a lâmina B3 da tabela 3.

A amostra B apresenta uma classe de poros muito bem definida. A classe de poros é intrudida a pressão de 7,96 psi, os poros penetrados apresentam diâmetro de garganta de 22,7 μ , muito maiores que os poros da amostra A.

A porosidade obtida para a Amostra B foi de 20,90% por meio da contagem de 300 pontos. O porosímetro a mercúrio forneceu o dado de 22% de porosidade.

Amostra C

Figura 41: Amostra de arenito sem lâmina correspondente.

Semelhante a amostra anterior, a Amostra C apresenta uma classe de poros muito bem definida que é penetrada a pressão de 103 psi. Os poros atingidos a esta pressão apresentam diâmetro de garganta de 1,2 μ . A porosidade obtida para a Amostra C por meio do porosímetro foi de 14,84%. Em relação as amostras anteriores a Amostra C apresenta menor tamanho de gargantas de poros.

Amostra D

Figura 42: Amostra de arenito sem lâmina correspondente.

A Amostra D apresenta duas famílias de picos, este comportamento é semelhante ao que foi observado no gráfico da Amostra A.

Na amostra D a primeira classe de poros foi atingida, inicialmente (pico menor à esquerda) à pressão de 13,9 psi. A esta pressão o mercúrio entrou em poros de 13 μ de diâmetro. No entanto, a efetiva injeção de mercúrio, da primeira classe de poros, ocorreu sob a pressão de 24,96 psi, quando poros de 7,2 μ de diâmetro foram invadidos. A pressão de 150 psi foi responsável pela entrada de mercúrio, na segunda classe de poros de 2 μ de diâmetro.

A porosimetria forneceu 24, 1% de porosidade para a Amostra D.

Amostra E

Figura 43: Amostra de arenito correspondente a lâmina A4 da tabela 3.

A amostra E apresenta uma classe principal de poros que foi atingida a 150 psi, os poros preenchidos a esta pressão apresentam diâmetro de 1,2 μ . Esta foi a Amostra que apresentou menor porosidade 10,46%. Por meio da contagem de 300 pontos a porosidade obtida foi de 15% .

4.7. Caracterização da evolução diagenética

A integração de dados obtidos em microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura (MEV), EDS e porosimetria a mercúrio permitiram a interpretação de algumas relações paragenéticas desenvolvidas ao longo da evolução diagenética dos arenitos do Grupo Itararé.

A diagênese compreende as mudanças físicas e químicas às quais os sedimentos são submetidos após a deposição e é caracterizada por um conjunto de processos e por seus respectivos produtos. A importância de cada processo diagenético varia na dependência do estágio de soterramento e do tipo de rocha sedimentar.

A seqüência diagenética dos arenitos de uma dada bacia é programada por fatores pré-soterramento como composição detrítica do arenito, ambiente deposicional e situação tectônica (De Ros & Moraes 1984). O campo da diagênese estende-se desde a superfície até aproximadamente 5 a 7 km de profundidade, a partir deste ponto passa gradualmente ao metamorfismo as temperaturas podem variar de 20 a 200 °C e as pressões de 1 a 2000 atm (De Ros & Moraes 1984).

Choquete & Pray (1970) estabeleceram ao estudar a diagênese e porosidade de rochas carbonáticas três subdivisões espaciais e temporais para a evolução diagenética destas rochas. As subdivisões são:

Eodiagênese: processo que ocorre na superfície de sedimentação ou logo abaixo da superfície deposicional, ao longo do soterramento. Neste estágio as águas intersticiais apresentam quimismo controlado predominantemente pelas águas superficiais;

Mesodiagênese: processo atuante ao longo do soterramento efetivo. Neste estágio, dada as maiores profundidades, ocorre o isolamento da rocha de influências superficiais. Este processo se estende até o início do anquimetamorfismo;

Telodiagênese: Corresponde aos processos atuantes próximo da superfície de erosão, quando rochas previamente submetidas ao soterramento efetivo, são submetidas à influência de fluídos meteóricos.

A análise de amostras de arenitos do Grupo Itararé, provenientes de superfície e poços rasos não permitiram uma avaliação criteriosa de sua evolução diagenética, pois aspectos eodiagenéticos e mesodiagenéticos, se não ausentes podem ser facilmente mitigados pela telodiagênese. Por isso optou-se pela compilação de informações complementares sobre a diagênese do Grupo Itararé, apresentadas nos trabalhos de França (1987) e Bocardi (2005), que permitiram delinear uma cronologia relativa dos eventos diagenéticos aos quais estas rochas foram submetidas.

Segundo França (1987) e Bocardi (2005) nos arenitos do Grupo Itararé a fase eodiagenética é caracterizada pela precipitação precoce de siderita. Este carbonato seria responsável pela preservação do arcabouço nos arenitos. Este estágio inicial não foi observado nas amostras estudadas.

França & Potter (1988) atribuem a geração de porosidade secundária, presente nos arenitos do Grupo Itararé, à dissolução de siderita na fase mesodiagenética.

Aspectos da fase mesodiagenética foram observados nos arenitos estudados. Dentre eles destacam-se a compactação química, o crescimento sintaxial de quartzo e a precipitação e dissolução de carbonatos.

De Ros & Moraes (1984) utilizam a expressão compactação química, para referir-se a dissolução por pressão dos grãos ao longo de seus contatos tangenciais, onde a concentração de tensões é máxima. O quartzo é um mineral bastante susceptível a estas tensões pontuais. Esta feição materializa-se sob o aspecto de grãos de quartzo em contatos côncavo-convexos e suturados.

O crescimento secundário de quartzo consiste a fase seguinte à compactação química. Segundo De Ros & Moraes (1984) o crescimento sintaxial de quartzo ocorre em virtude da tendência termodinâmica dos íons de sílica precipitarem-se, segundo a estrutura cristalográfica do grão hospedeiro.

A calcita foi o único carbonato observado nas amostras de arenitos de superfície do Grupo Itararé. A precipitação e a dissolução de calcita, também foram relacionadas à fase mesodiagenética. A dissolução de carbonatos é amplamente atribuída à ação do dióxido de carbono, que em presença de água produz ácido carbônico. O ácido carbônico diminui o Ph, aumentando a solubilidade de carbonatos o que leva a dissolução da calcita (Schmidt & McDonald, 1979a). No entanto, segundo França

(1987) ácido carbônico pode nem sempre ser a causa da dissolução. Ácido carboxílico, produzido durante a maturação da matéria orgânica, pode dissolver minerais carbonáticos e feldspatos. E aumenta significativamente a mobilidade do alumínio, transportando-o como um complexo orgânico.

A telodiagênese imprimiu fortes modificações nos arenitos do Grupo Itararé na área de estudos. As modificações mais importantes foram produzidas pelo fluxo de água meteórica, que promoveu a dissolução intensa, em geral de feldspatos, cimentos instáveis e fragmentos líticos e conseqüente preenchimento do espaço gerado por óxidos e hidróxidos de ferro, impossibilitando muitas vezes a identificação dos minerais precursores.

A ausência de cimento e a intensa dissolução de grãos de feldspatos em amostras de superfície expõem o caráter destrutivo da dissolução na fase telodiagenética. A dissolução de feldspatos ocorre geralmente ao longo de clivagens e planos de fraturas. Nas amostras estudadas a alteração de feldspatos foi acompanhada da neoformação de caulinita. Segundo Bocardi (2005) a caulinita foi possivelmente formada a partir de íons fornecidos pela alteração de grãos instáveis como feldspatos, micas e clastos de argila, em função das modificações telodiagenéticas em superfície.

4.8. Correlação estratigráfica dos poços.

A correlação entre estratigrafia de França & Potter (1988) e a de Almeida & Barbosa (1949) é apresentada na Figura 44. Para a elaboração da figura foram compilados os dados dos poços 1-AT-1-SP, AI-1, PG-1-SP e AS-1-SP. Assim apresenta-se uma expansão da correlação inicialmente feita por Castro (2003) utilizando a curva de raios gama do poço de Artemis e a estratigrafia do poço Araquá-Lima. Nesta correlação não fica nítida a separação entre Lagoa Azul e Campo Mourão, sendo ambas tratadas como equivalentes da Fm. Itu. Assim, estaria estabelecida a correlação da porção inferior do Grupo Itararé.

Como sugerido por Castro (2003) camada de Folhelho Lontras, seria equivalente ao topo da Formação Campo Mourão em sub-superfície na porção leste da Bacia.

A correspondência da porção superior foi observada através da correlação entre as formações Taciba e Tietê, ambas recobertas pela Formação Tatuí.

Figura 44: Correlação estratigráfica do Grupo Itararé nos poços 1-AT-1-SP (perfil litológico e raios gama), AL-1(perfil litológico), AS-1-SP (perfil litológico) e PG-1-SP (perfil litológico). Nestes poços estão assinaladas as formações Itu, Capivari, Gramadinho, Tietê (I, C, G, T) e os “tilitos” Elias Fausto, Mombuca e Rafard (EF, R, M) identificados por Barbosa & Almeida (1949) e correlacionados às formações Lagoa Azul (LA), Campo Mourão (CM) e Taciba (TA) de França & Potter (1988).

CAPÍTULO 5

5. CONCLUSÕES

Diversas divisões estratigráfica foram apresentadas ao longo dos anos para o Grupo Itararé. No entanto ainda não se atingiu um consenso comum para o estabelecimento de uma coluna padrão. Em vista desta dificuldade foi apresentada a correlação entre a estratigrafia de França & Potter (1988) composta por três formações, de caráter regional e a de Barbosa & Almeida (1949) composta por quatro formações e definida próximo a área de estudos.

Deste modo os depósitos estudados equivalem a Formação Tietê de Barbosa & Almeida (1949) e a Formação Taciba de França & Potter (1988), e são formados por três associações de fácies, representativas dos seguintes ambientes deposicionais, frente deltaica distal, pro-delta proximal e fluvial. Estes depósitos acham-se espacialmente arranjados de forma a configurar uma sucessão progradacional, representada pela sobreposição de fácies de pró-delta/frente-deltaica por depósitos fluviais com contribuição glacial. A interpretação das três associações de fácies descrita neste trabalho corrobora com o modelo de Soares *et al.* (1977).

A análise microscópica das fácies sedimentares permitiu a individualização de quatro petrofácies A, B, C e D. A primeira é constituída por arenitos feldspáticos com porosidade modal de 18,2% , ao porosímetro a porosidade adquirida foi de 10,46%. A segunda petrofácies reúne exemplares classificados como quartzo-arenitos e arenitos feldspáticos e apresenta porosidade modal de 24,8%, ao porosímetro obtiveram-se dois dados de porosidade 22% e 12%. Na petrofácies C ocorrem predominantemente arenitos líticos, subordinadamente ocorrem quartzo-arenitos, a porosidade modal obtida para esta petrofácies foi de 12,74%. A petrofácies D é composta por *wacke* lítico. Assim, a petrofácies B é a que apresenta melhores resultados de porosidade, ela engloba arenitos das fácies Aca e Ap. No entanto dados obtidos em superfície, são bastante críticos por estarem susceptíveis ao intemperismo. Assim, a classificação dos arenitos, bem como os dados de porosidade devem ser utilizados com muita cautela, não sendo aconselhável o uso destes para qualquer tipo de cálculos de reservatório em sub-superfície. A estimativa de porosidade para reservatórios profundos utilizando-se exclusivamente de dados de superfície, superestimaria os dados reais e criaria falsas expectativas, para o reservatório.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. Inst. Geogr. E Geol.*, São Paulo, v. 41., p. 169-263, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M.. Observações sobre o Pré-Cambriano da região central de Goiás. *Bol. Par. Geociências*, [S.l.] v. 26., p.19-22. 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. *Síntese sobre a Tectônica da Bacia do Paraná*, Conferência de Abertura do 3º SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA. [S.l.], p. 1-20. 1980.
- ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. *Bol. Div. Geol. Min., DNPM*, São Paulo, v. ou n. 143., p. 1-96. 1953.
- ANDRADE, S. M.; SOARES, P. C. *Geologia de semi-detalle do centro-leste do Estado de São Paulo*. Ponta Grossa. [S.l.], Petrobrás. 1971,. p. 407. (Relatório interno, DESUL).
- ARTUR, P. C.; SOARES, P. C. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geologia*, [S.l.], v. 32., n.4., p. 433-488. 2002.
- BARBOSA, O., ALMEIDA, F.F.M. A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, *Estado de São Paulo. Notas Preliminares e Estudos, DNPM/DGM*, Rio de Janeiro, n.40., p. 1-16.,1949.
- BARBOSA, O. & GOMES, F.A. Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM Rio de Janeiro, v. ou n. 171., p. 1-40., 1958.
- BENN, D. I.; EVANS, D. J. A. *Glaciers & Glaciation*. London. Arnold. 1998. 717p.
- BOCARDI, L. B. *Petrologia e aspectos diagenéticos de arenitos reservatórios do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), Bacia do Paraná*. 2005. 97 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BÓRIO, N.J. *Geologia da área de São Pedro (SP)*. Rio Claro,. 1973. v. Tese (Doutorado) - F.F.C.L. de Rio Claro.
- BOULTON, G. S.; DEYNOUX, M. 1981. Sedimentation in Glacial Environments and the Identification of Tills and Tillites in Ancient Sedimentary Sequences. *Precambrian Reserch*, v. 15., p. 397-422.
- CAETANO-CHANG, M.R. *Análise ambiental estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo*. São Paulo. 1984. v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- CAETANO-CHANG, M. R., WU, F. T. Diagênese de arenitos da Formação Pirambóia no centro-leste paulista. 2003. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 22, N. Especial, p. 33-39.
- CASTRO, J. C. Glaciação Paleozóica no Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 151-162.
- CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. *Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates*. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 54., p. 207-250., 1970.
- CHRISTOPHER, J., SCHENK, R., VIGER, J., ANDERSON, C. P. *Geologic Provinces of South America*. US Geological Survey, 1988.
- COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M.; PETRI, S. O alinhamento estrutural do Tietê. In: I SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1977, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG, 1977, p. 145-152.
- COTTAS, L.R., FIORI, A.P. & LANDIM, P.M.B. Divisão faciológica do Subgrupo Itararé e da Formação Aquidauana no nordeste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981. Curitiba. *Atas...* São Paulo, SBG, 1981. p.223-227.
- DAEMON, R. F. & QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília, 1970. *Anais...* São Paulo, SBG, *Boletim de resumos expandidos*, 1970. p. 359-412.
- DERBY, O. A. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Arch. Mus. Nac.*, 3., p. 89-96. 1878.
- DICKINSON, W. R. Interpreting Detrital Modes of Graywacke and Arkose. *Jour. Sed. Petrology*, v. 40., p. 695-707. 1970.
- DOTT, R. H., Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification?: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 34., p. 625-632. 1964.
- ELLIOT, T. Deltas. In: Reading, H. G. (ed), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford, BlackWell, Oxford, 1986. p. 113-154.

EYLES, N.; EYLES, C.H.; MIAL, A.D. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, v.30., p. 393-410 1983.

EYLES, N.; EYLES, C.H.; França A. B.; Glaciation and Tectonics in an active intracratonic basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil, *Sedimentology*. 40., p. 1-25. 1993.

EYLES, N.; EYLES, C.H.; Glacial Depositional System. In: R.G. Walker & N.P. James (eds): *Facies Models and Response to Sea-level Change* 73-100. Geological Association of Canada Geotext 5.

FERREIRA, F. J. F., *Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico*: Geologia da Bacia do Paraná, p. 143-166. 1982.

FLINT R.F., SANDERS J.E., RODGERS J. Symmictite: A name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particles sizes. *Bulletin of the Geological Society of America* v. 71., p. 507-510., 1960.

FLINT R.F., SANDERS J.E., RODGERS J. Diamictite, a substitute term for Symmictite. *Bulletin of the Geological Society of America* v. 71, p. 1809-1810. 1960.

FRANÇA, A.B. *Stratigraphy, depositional environment, and reservoir analysis of the Itararé Group (Permo-Carboniferous), Parana Basin Brazil*. Dissertation submitted to the Division of Graduate studies and Research of the University of Cincinnati. 1987. 188p.

FRANÇA, A.B. & POTTER, P.R. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte1). *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, n.2, p.147-191.1988.

FRANÇA, A.B. & POTTER, P.R. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte2). *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, n.3, p.17-28.1988.

FRANÇA, A.B.; WINTER, W.R.; ASSINE, M.L. Arenitos Lapa-Vila Velha: Um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. 26 (1)., p. 43-56. 1996.

FULFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANA, R.B. Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. 12 (4)., p. 590-611. 1982.

FÚLFARO, V.J.; STEVAUX, J.C; SOUSA FILHO, E.E. & BARCELOS, J.H. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.2, p.771-724.

GAMA Jr, E. G.; BANDEIRA, I. A. I.; RIBEIRO, H. I. P. S. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas da parte central da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 12, n. 4., p. 578-589., 1982.

GAMA Jr, E. G.; PERINOTTO. J. A. J.; RIBEIRO, H. J. P. S. & PADULA, E. K. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 22, n. 2., p. 228-236., 1992.

GAMA Jr, E. G.; PERINOTTO. J. A. J.; RIBEIRO, H. J. P. S. & PADULA, E. K. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: um guia de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 22,n. 2., p. 237-247., 1992.

GORDON JÚNIOR, M. *Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul*. Notas Preliminares e estudos, Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, 1947. n. 38., p.1-20.

HACHIRO, J. *Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Irati no Estado de São Paulo*, São Paulo. 1991. 175 f. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

HACHIRO, J.; COIMBRA, A. M.; MATOS, S. L. F. O caráter cronoestratigráfico da unidade Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993. Rio Claro. *Boletim...* Rio Claro: IGCE/UNESP, 1993. p. 62-63.

HACHIRO, J., *O subgrupo Irati (Nepermiano) da Bacia do Paraná*. São Paulo. SP. 1996. v. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

HOLZ, M.; KÜCHLE, J.; PHILIPP, R. P.; BISCHOFF, A. P.; ARIMA N. Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: Base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 22., p. 185-204. 2006

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. *Resultados do Estudo de Pré-Viabilidade para Estocagem Subterrânea de Gás Natural em Meios Porosos na Bacia do Paraná, SP – Bloco Bauru e Avaliação Crítica quanto as Condições de Estocagem nas Estruturas de Piratininga, Anhembi e Pitanga – SP – Etapa Final*. São Paulo: IPT, 2002 (Rel. IPT N° 63 258).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. Divisão de Minas e Geologia Aplicada. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. São Paulo: 1981. Esc. 1:50.000.2v. (Série Monografias, 6).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. *Estocagem subterrânea de gás natural: tecnologia para suporte ao crescimento do setor de gás natural no Brasil*// Coord. Cláudio Luiz Goraieb, Wilson Shoji Iyomasa, Ciro Jorge Appi. São Paulo:IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 2005.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. *Desenvolvimento Tecnológico e Estudo de Pré-Viabilidade para Estocagem Subterrânea de Gás Natural em Meios Porosos na Bacia do Paraná, SP – Etapa I*. São Paulo: IPT, 2001 (Rel. IPT Nº 55 826).

LAWSON, D.E. *Sedimentological characteristics and classification of depositional processes and deposits in the glacial environment*. 1981. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 81-27, Hanover, NH. 1981.

LEVELL, B.K.; BRAAKMAN, J.H.; RUTTEN, K.W. 1988. *Oil –bearing sediments of Gondwana glaciation in Oman*. AAPG Bulletin, 72: 775-796.

LOWE, D.R. *Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits*. 1976. Sedimentology, 23, 285-308.

LOWE, D.R. *Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits* .1979. In: L.J. Doyle & O.H.Jr. Pilkey (eds), *geology of Continental Slopes*, SEPM. Spec. Publ. nº 27, p.279-297-Tulsa. 1979.

MIALL, A.D. Lithofacies types and vertical profile models in braided : a summary. In: A.D. MIALL, ed., *Fluvial Sedimentology*, Mem. Can. Petrol. Geol., 1978. 5., p. 597-604.

MIALL, A.D. Glaciofluvial Transport and Deposition (Ed.) *Glacial Geology. An Introduction for Engineers and Earth Scientists*. Oxford: Pergamon Press, 1983.

MIALL, A.D. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: Lessons from Outcrop Studies. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v. 72, nº 6., p. 682-697. 1988.

MIALL, A. D. *Principles of sedimentary basin analysis*. 3 ed. New York, Springer-Verlag, 2000. 616 p.

MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M. A. *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows*. In *Marine Sediment Transport and Enviromental*

Management, p.197-218. 1976. Edited by STANLEY, D.J. & SMITH, D.J.P. Wiley Interscience, New York. 1976.

MILANI, E.J., FRANÇA, A.B., SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, 8 (1)., p 69-82. 1994.

MILANI E.J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. RG. 1997. 2v Grau Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 28 (4)., p. 473-484. 1998.

MONTANHEIRO, T.J. *Prospecção e caracterização de pozolanas na Bacia do Paraná, Estado de São Paulo*. 1999. 226p. v. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1999.

MUTTI, E., 1992. Turbidite Sandstones. AGIP Special Publication, Milan, Italy, 275 pp.

NORTHLEET, A. A., MEDEIROS, R. A., MUHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim PETROBRÁS*, v. 3, nº 12., p. 291-346., 1969.

OLIVEIRA, E. P. *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Monografia, Serviço de Geologia e Mineralogia, n.6, 127 f. 1927.

OPPENHEIM, V. MALAMPHY, M. C. Notas sobre a Tectônica da área de São Pedro – Xarqueada. *Avulso, Serv. Fomento Prod. Min.*, Rio de Janeiro. Min. Agric. n. 7., p. 12. 1936.

PACHECO, J. C. *Relatório elucidativo do esboço geológico da região compreendida entre os meridianos 4º Rio Itararé e os paralelos 23º 34' e 24º 38'*. São Paulo: Relatório da Comissão Geográfica Geológica de São Paulo, 1927.

PERINOTTO, J. A. J. As relações Grupo Itararé - Formação Rio Bonito (P-C da Bacia do Paraná) na região de Tietê (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998. Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 94.

PETRI, S. Grupo Tubarão. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 41., p. 56-63. 1964.

PETRI, S. & PIRES, F. A. O Subgrupo Itararé (Permocarbonífero) na região do Médio Tietê, Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 3., p. 301-310. 1993.

PETRI, S.; VIEIRA, P. C.; ODA, G. H.; BOTELHO, P. F. O Subgrupo Itararé, permocarbonífero, da região do médio Tietê, estado de São Paulo: estudos em sub-

superfície. *Revista do Instituto Geológico*, v. 17, n. 1-2., p. 63-78. 1996.

PIRES, F. A. *Análise paleoambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé na Região do Médio Tietê, Estado de São Paulo*. 2001. v.Tese (Doutorado), IGCE/UNESP, Rio Claro-SP.

PITTMAN, E. D. Relationship of porosity and permeability to various parameters derived from mercury injection - capillary pressure curves for sandstones. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v.51. p.191-198. 1992.

POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1988b) Sequences, systems tracts and eustatic cycles. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Annual Meeting*, Houston, TX, Março 20-23, 1988.

READING H.G. *Facies*. In: H.G. Reading (ed.) 1986. *Sedimentary Environments and Facies 2nd edition*. p. 4-19. 1986.

RICCOMINI, C. Estilos estruturais da Região do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, nº12., p. 93-94. 1992.

RICCOMINI, C.; VASSILIOU, A. P.. Geologia da porção ocidental do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná - SP. SIMPÓSIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 1., 1993. São Paulo. *Resumos...*São Paulo, USP/CNPq, 1993, p. 8.

RICCOMINI, C. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos Sedimentares Pós-Gondvânicos da Porção Centro-Oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. 1995. v. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

RICCOMINI, C; SANT'ANNA, L. G; COIMBRA A. M. Sílica microcristalina (Trípoli) em rochas sedimentares permianas do flanco leste da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 27 (4)., p.395-402. 1997.

ROCHA-CAMPOS, A. C. The Tubarão Group in the brazilian portion of the Paraná Basin. In: J.J. BIGARELLA; R.D. BECKER; I.D. PINTO, eds., *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, 1967. Univ. Fed. Paraná., p.27-102.

ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R. The Itararé Subgroup, Aquidauana Group and San Gregório Formation, Paraná Basin, Southeastern South America. In: M. S. Hambrey e W.B. Harland. *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge Univ. Press, p. 842-852. 1981.

ROSTIROLLA, S.P.; ASSINE, M.L.; FERNANDES, L. A.; ARTUR, P. C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – O exemplo do Alto Estrutural de Quatingá. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v 30, n.4., p.639-648. 2000.

SANTOS, P.R. *Fácies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé / Grupo*

- Aquidauana (Neopaleozóico) na Bacia do Paraná, Brasil*. 1987. v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SAAD, A.R. *Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo*. 1977. 107 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SCANDIFFIO, M. I. G. *A competitividade do gás natural no Segmento de Revestimento Cerâmico Brasileiro*. 2001. 137 f. Dissertação (mestrado) - Planejamento de Sistemas Energéticos, Departamento de Energia. Faculdade de Energia Mecânica. Universidade Estadual de Campinas.
- SCHNEIDER, R. L., MUHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R. A., DAEMON, R. F., NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974. Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, SBG, 1974. v.1., p. 41-65.
- SCHMIDT, V.; MCDONALD, D. A.. The Role of Secondary Porosity, in the Course of Sandstone Diagenesis. In: Scholle, P. A.; Schluger, P. R; Eds; *Aspects of Diagenesis*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. n. 26., 1979. p. 175-207.
- SCHMIDT, V.; MCDONALD, D. A.. Texture and Recognition of Secondary Porosity in Sandstones. In: Scholle, P. A.; Schluger, P. R; Eds; *Aspects of Diagenesis*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. n. 26. 1979p. 209-225.
- SLOSS, L. L. Sequences in the cratonic interior of North América. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74(2)., p. 93-114. 1963.
- SOARES, P.C. O limite glacial pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 1972. Rio de Janeiro, 44 (supl.), p. 333-341.
- SOARES, P.C. O Mesozóico gondwânico no Estado de São Paulo. 1973. 260p. Tese (Doutorado) – IGCE, UNESP.
- SOARES, P.C. Elementos estruturais da parte da Bacia do Paraná: classificação e gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28º., Porto Alegre, 1974. *Anais...*Porto Alegre, SBG, 1974. v. 4., p. 107-121.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B; SINELLI, O; WERNICK, E.; WU, F.T.; FIORI, A.P. Associações litológicas do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (2)., p.131-149. 1977.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FÚLFARO, V. J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intratonic basins. *GSA Bulletin*, v. 89., p. 181-191. 1978.

SOARES, P. C.; P. E. Barcellos, and S. M. Csordas, Analise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (RADAR-LANDSAT) e suas relações com a tectonia da Bacia do Paraná. *Paulipetro Internal Report No.* RT 342/82, p. 63. 1982.

STEVANUX, J. C.; SOUZA FILHO, E. E.; TEIXEIRA, J. A.; LANDIM, P. M. B. Sistemas deposicionais do Subgrupo Itararé (P-C) na bacia hidrográfica do baixo Rio Capivari (SP): um modelo de prospecção de água subterrânea. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987, *Atas.....*São Paulo, SBG, 1987. v.1., p.355-374.

SOUZA, S. H. M. E. *Fácies sedimentares das formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. 1985. 142p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SOUZA, M. O. L. *Caracterização estrutural do Domo de Pitanga - SP*. 1997. 182 p. Dissertação (Mestrado) - IGCE, UNESP, 1997.

SOUZA F.E.E.; LANDIM P.M.B.; Influências na sedimentação do sub-grupo Itararé(PC) no centro-leste do Estado de São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. Congresso Brasileiro de Geologia, 37., SBG-SP, 1992.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; TODD, R. G.; WIDMIER, S. M.; THOMPSON, J. D.; SANGREE, J. B.; BUBB, J.N.; HATLELID, W.G. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, application to hydrocarbon exploration. In: C.E. Payton, ed., *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*, AAPG Memoir 26, 1977. p. 49-212.

VAN WAGONER J. C.; POSAMENTIER, H. W.; MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SARG, J. F.; LOUTITT, T. S., HANDEBOL, J. *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*. In: *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. [S.l.] Society of Economic Paleontologists and Mineralogist Special Publication. 1988. 42. 30-45 p.

VESELY, F. F. *Análise de sequências em sucessões glaciais: estudo de caso no Grupo Itararé (C-P), nordeste do Estado do Paraná*. 2001. 119 f. Dissertação (Mestrado) – UNESP Rio Claro, Rio Claro.

WASHBURN, E. W. Note on Method of Determining the Distribution of Pore Sizes in a Porous Material – *Proc. Natl. Acad. Sci.* – 7., p. 115-6; USA, 1921.

WASHBURNE, L.W. Petroleum geology of the state of São Paulo - Brasil. *Boletim da Comissão Geográfica e Geológica da Prov. de São Paulo*. São Paulo. (22). 1930.

WALKER R.G.. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R.G. Walker & N.P. James (eds): *Facies Models and Response to Sea-level Change 1-14*. Geological Association of Canada Geotext 1. 1992.

WELTON, J. E. *SEM Petrology Atlas*. Methods in exploration series. AAPG, Tulsa, Oklahoma, 1984. 231 p.

WENTHWORTH, C. K. A escale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Sedimentary Petrology*, 30., p. 377-392. 1922.

WHITE, I. C. *Relatório sobre os coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil*. Rio de Janeiro, com Est. Minas Carvão de Pedra do Brasil, 1908. pt.1. 300 p.

ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C. J., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., ZANOTTO, O. A., Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3., 1987. *Atas...*, Curitiba, 1987. v.1., p. 441-447.

ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C. J., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., ZANOTTO, O. A. *A bacia do Paraná*. In: GABAGLIA, G. P. R. & MILANI, E. J. (cords). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, p. 135-168., 1991.