

LEILA CRISTINA PERDONCINI

**DIAMANTES DO RIO TIBAGI, PARANÁ:
FONTE NO GRUPO ITARARÉ?**

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

Orientador Principal:
Prof. Dr. Paulo Cesar Soares

Co-orientadores:
Prof. Dr. Almério Barros França
Prof. Dr. Mario Luís Assine

CURITIBA

1997

LEILA CRISTINA PERDONCINI

**DIAMANTES DO RIO TIBAGI, PARANÁ: FONTE NO GRUPO
ITARARÉ?**

Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, pela comissão formada pelos professores:

Orientadores: Prof. Dr. Paulo Cesar Soares

Departamento de Geologia, UFPR

Prof. Dr. Almério Barros França

Petróleo do Brasil S/A, Petrobrás

Prof. Dr. Mario Luís Assine

Departamento de Geologia, UFPR

Curitiba, 23 de maio de 1997.

Dedico este trabalho aos meus pais, Silvério e Bronhilda, em reconhecimento ao incentivo nos estudos, e à minha irmã Marlene (in memoriam) pela falta que nos faz.

AGRADECIMENTOS

Várias foram as atividades envolvidas em minha pesquisa científica, e muitas delas somente foram realizadas com a colaboração de diversas pessoas às quais gostaria de expressar meus agradecimentos:

Aos meus familiares Arly, Léa, Leda, Maria Helena e, principalmente, Nereu e Rita gostaria de expressar minha gratidão pelas inúmeras ajudas que me prestaram. Da mesma forma, gostaria de agradecer a Julita pela correção do texto.

Ao orientador Prof. Dr. Paulo César Soares pelas valiosas contribuições, amizade, paciência e disposição, como também aos co-orientadores Prof. Dr. Almério Barros França e Prof. Dr. Mario Luís Assine, pelo estímulo apoio e consideração dispensados durante a realização da pesquisa, gostaria de deixar registrada minha sincera gratidão.

Pelo interesse, consideração e auxílio na orientação, gostaria também de agradecer o Prof. Dr. Paul Edwin Potter, da Universidade de Cincinnati, Ohio.

Das pessoas envolvidas neste trabalho penso que os colegas e amigos sejam os mais sofredores, pois contribuem, nas piores horas, tanto com o apoio técnico quanto com o prático e o psicológico. Assim gostaria de agradecer aos geólogos Aldo, Alexandra, Andréa Elisa, Andréa Hauch, Cris, Elaine, Gernot, Hélcio, Hindi, Jaqueline, Jarbas (Alemão), Giane, Max, Ninja, Ossama, Renata, Rodoílton, a agrônoma Jocelyn e aos funcionários Juarez e Oto.

Aos professores do departamento de geologia Francisco, Chodur, Eleonora, Giannini, José Manoel e Sidnei, sempre dispostos a qualquer tipo de auxílio, seja pelo fornecimento de artigos, conhecimento ou idéias, gostaria de demonstrar meu reconhecimento.

A Eliane, Milena e Heloíza, funcionárias da biblioteca do Setor de tecnologia da UFPR, agradeço pela disposição e eficiência dispensada.

À Sônia e ao Marcos gostaria de externar meu reconhecimento pelo capricho nos desenhos. Também gostaria de agradecer ao Gilberto pelas ajudas com o *software* Harvard Graphics na confecção de algumas figuras.

Ao ilustre geólogo Guilherme Gonzaga agradeço pelas publicações, bibliografias e informações fornecidas.

Aos alunos da turma de Geologia do Brasil do primeiro semestre de 1994, especialmente ao Rabelo e ao Gilvan agradeço pela ajuda com os trabalhos de campo e com o Autocad, respectivamente.

À família Ribeiro, em especial ao Julinho, pelo incentivo nas atividades acadêmicas e amizade também deixo registrada minha gratidão.

Gostaria também de agradecer aos funcionários Edson, Neimar, Oswaldo e Rosalda, do Departamento de Geologia, pelas ajudas dispensadas.

Esta pesquisa também não poderia ter sido realizada sem a colaboração de algumas empresas e órgãos às quais deixo aqui meu reconhecimento:

Aos departamentos de Biologia e de Geologia da Universidade Federal do Paraná pela concessão da utilização do laboratório de Microscopia Eletrônica, Computação, Microscopia e Sedimentologia, bem como aos seus responsáveis e funcionários, agradeço por sua presteza.

À Copel e a Metamat pelo fornecimento de mapas, e ao IAP (CEMA) pelo empréstimo de fotografias aéreas.

À Mineropar pela liberação de material bibliográfico e fotográfico, de utilização da empresa, para estudo;

À Sopemi pela concessão do estágio obrigatório e pelo material bibliográfico que foi gentilmente cedido, externando meus agradecimentos ao geólogo Dr. Luiz A. Bizzi, pela dedicação e auxílio dispensado durante a realização do estágio.

À Prefeitura de Tibagi por intermédio do prefeito José Tibagi de Mello e do garimpeiro Jaime, pelo auxílio nas pesquisas de campo.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE FOTOGRAFIAS	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvi
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	01
1.1 - MINERALOGIA DO DIAMANTE.....	02
1.2 - DEPÓSITOS DIAMANTÍFEROS NO ESTADO DO PARANÁ.....	04
1.2.1 - Distribuição dos depósitos e tipos de ocorrência.....	04
1.2.2 - Características gerais dos diamantes.....	09
1.2.3 - Assembléia de minerais pesados associada às mineralizações.....	10
1.2.4 - Aspectos econômicos dos depósitos.....	12
1.3 - FORMAÇÃO DOS DEPÓSITOS DIAMANTÍFEROS.....	15
1.3.1 - Fontes primárias.....	15
1.3.2 - Fontes secundárias.....	16
1.3.3 - Hipóteses sobre a origem dos depósitos no Estado do Paraná.....	20
1.4 - HIPÓTESE DE TRABALHO.....	23
1.5 - OBJETIVOS.....	25
1.6 - ÁREA DE ESTUDO.....	25
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO	26
2.1 - EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR.....	29
2.1.1 - Embasamento pré-cambriano/eopaleozóico.....	33
2.1.2 - Sequência Tectono-Sedimentar Ordovício-Siluriana.....	33
2.1.3 - Sequência Tectono-Sedimentar Devoniana.....	34
2.1.4 - Sequência Tectono-Sedimentar Pensilvaniano-Permiana.....	34
2.1.5 - Sequência Tectono-Sedimentar Triássico-Jurássica.....	36
2.2 - ESTRATIGRAFIA DO GRUPO ITARARÉ.....	37
2.3 - PALEOCORRENTES NO GRUPO ITARARÉ.....	41

CAPÍTULO 3 - TRABALHOS DESENVOLVIDOS	43
3.1 - MAPEAMENTO GEOLÓGICO E LEVANTAMENTO DE SEÇÕES.....	44
3.2 - ATIVIDADES DE LABORATÓRIO.....	45
3.2.1 - Microscopia óptica.....	45
3.2.2 - Microscopia eletrônica.....	46
3.3 - ENSAIOS DE CAMPO.....	47
CAPÍTULO 4 - FONTE DOS ALUVIÕES DIAMANTÍFEROS	48
4.1 - ASPECTOS REGIONAIS.....	48
4.2 - FONTE DOS ALUVIÕES DIAMANTÍFEROS NA BACIA DO RIO SANTA ROSA.....	52
4.2.1 - Mapa litológico/estrutural.....	54
4.2.1.1 - Formação Ponta Grossa.....	54
4.2.1.2 - Grupo Itararé.....	55
4.2.1.3 - Falhas e diques.....	56
4.2.2 - Fácies sedimentares.....	57
4.2.2.1 - Fácies arenito com estratificação cruzada planar/ acanalada (Sp/St).....	58
4.2.2.2 - Fácies arenito com gradação normal (Sg).....	59
4.2.2.3 - Fácies arenito maciço (Sm).....	61
4.2.2.4 - Fácies arenito com marca de onda (Sr).....	61
4.2.2.5 - Fácies arenito com laminação horizontal ressedimentado (Sh (r)).....	62
4.2.2.6 - Fácies conglomerado caótico (Gc).....	62
4.2.2.7 - Fácies conglomerado com estratificação cruzada planar (Gp).....	63
4.2.2.8 - Fácies conglomerado maciço ressedimentado (Gm (r)).....	65
4.2.2.9 - Fácies finos laminados e finos laminados com seixos caídos (FI/FlD).....	66
4.2.2.10 - Fácies diamictito maciço ressedimentado (Dmm (r)).....	66
4.2.3 - Unidades Estratigráficas	67
4.2.4 - Relações Estratigráficas.....	74
4.2.5 - Modelo Depositional.....	79
4.3 - CARACTERÍSTICAS DOS DIAMANTES DO ESTADO DO PARANÁ.....	82
4.3.1 - Feições morfoscópicas dos diamantes.....	83

4.3.2 - Indicadores mineralógicos.....	88
4.4 - FÁCIES PREFERENCIAIS PARA OCORRÊNCIA DOS DIAMANTES.....	96
CAPÍTULO 5 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	100
5.1 - O PODER DAS EVIDÊNCIAS.....	101
5.1.1 - Hipótese de fonte primária: o poder das evidências.....	103
5.1.2 - Hipótese de fonte secundária: o poder das evidências.....	106
5.2 - COMBINAÇÃO DAS EVIDÊNCIAS.....	109
5.3 - AVALIAÇÃO DAS PROPOSIÇÕES.....	110
CAPÍTULO 6 - MODELO DE OCORRÊNCIA DO DEPÓSITO ESPERADO.....	111
6.1 - PLANILHA PARA A CARACTERIZAÇÃO DO MODELO DESCRITIVO.....	112
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	114
ANEXO 1.....	118
ANEXO 2.....	122
ANEXO 3.....	125
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	128

LISTA DE FIGURAS

Figura 01. Formas comuns de diamantes. (Modif. de Robinson, 1979 <i>apud</i> Gurney, 1989).....	03
Figura 02. Principais ocorrências diamantíferas do Estado do Paraná. (Modif. de Chierigati (1989).....	06
Figura 03. Mapa de localização da área da bacia do rio Santa Rosa.....	27
Figura 04. Mapa geológico da Bacia do Paraná, segundo Assine (1996).....	28
Figura 05. O continente Gondwana, durante a instalação da Bacia do Paraná (Soares, 1991).....	30
Figura 06. Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, segundo França; Potter (1988, modif. de Gama Jr. <i>et al</i> , 1982).....	32
Figura 07. Coluna estratigráfica do Grupo Itararé, segundo França; Potter (1988, modif. de Gama Jr. <i>et al</i> , 1982).	38
Figura 08. Glaciação no Paleozóico Superior da América do Sul e África, segundo França; Potter (1988, modif. de Crowel; Frakes, 1978).....	42
Figura 09. Distribuição das mineralizações de diamantes associadas ao Grupo Itararé, Bacia do Paraná. (Mapa base modif. de Soares <i>et al</i> (1995).....	49
Figura 10. Distribuição das mineralizações de diamantes associadas aos grupos Itararé e Ivaí, na porção noroeste da Bacia do Paraná. (Mapa base modif. de Soares <i>et al</i> (1995).....	50
Figura 11. Distribuição das mineralizações associadas aos grupos Itararé e Paraná, na borda sudeste da Bacia do Paraná. (Mapa base modif. de Soares <i>et al</i> , 1995).....	51
Figura 12. Mapa geológico da região de Barreiro, Tibagi-PR.....	53
Figura 13. Seções geológicas da região de Barreiro, Tibagi-PR. P/ localização, vide fig. 12.....	76
Figura 14. Seções colunares na porção inferior do Grupo Itararé (Arenito Barreiro de Maack, 1950-51) a W de Tibagi-PR: a(seção D-D'); b(seção C-C'); c(seção B-B'). P/ localização, vide fig. 12.....	77

Figura 15. Seções colunares na porção inferior do Grupo Itararé (Arenito Barreiro de Maack, 1950-51) a W de Tibagi-PR: d(seção D-D'-E-E'-E''); e (seção F-F'-E'); g(seção A-A'). P/ localização, vide fig. 12.....	78
Figura 16. Representação esquemática do recuo das geleiras, avanço do nível de base, assoreamento dos vales glaciais por canais <i>braided</i> e redeposição em lobos subaquosos.....	81
Figura 17. Variação do tamanho médio dos diamantes com a distância de transporte por processos fluvial e marinho. (segundo Sutherland, 1982).....	87
Figura 18. Diagrama de barras para tipos litológicos de seixos da fácies conglomerado caótico (Gc).....	93
Figura 19. Relação entre maturidade mineralógica/litológica, maturidade textural e tipo de processo deposicional (x,m) e favorabilidade para concentração de diamante/ouro.....	99
Figura 20. Quadro esquemático da relação entre ambiguidade e confirmação/negação.....	102
Figura 21. Modelo genético diagramático da acumulação de diamantes nos sedimentos glaciogênicos e aluvionares recentes, na Bacia do Paraná.....	117
Figura 22. Representação no espaço geológico (A) e no espaço probabilístico (B, diagrama de Ven) das relações entre evidência e proposição.....	122
Figura 23. Subespaços de probabilidade das combinações de casos possíveis de duas evidências em relação à proposição.....	125

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 01. Intercalações de canais métricos de arenito conglomerático (fácies Sp/St) e conglomerados (Gp) da Unidade I.....	60
Fotografia 02. Canais de arenitos conglomeráticos com <i>coarsenig upward</i> (fácies St/Sp).....	60
Fotografia 03. Arenitos da fácies Sh(r) apresentando laminações horizontais e feições sigmoidaes.....	64
Fotografia 04. Canais de fluxo que ocorrem na fácies Sh(r) da Unidade II, aflorando na Serra do Roncador, próximo a torre da Telepar.....	64
Fotografia 05. Fácies pelito laminado com seixo caído (Fld), sobreposto por arenito maciço (Sm).....	68
Fotografia 06. Diamictito maciço ressedimentado (Dmm(r)), aflorantes no topo da Serra dos Borges, apresentando seixos (s) esparsos.....	68
Fotografia 07. Fácies diamictito maciço ressedimentado (Dmm(r)) com deformações convolutas, associada à fácies Fld.....	69
Fotografia 08. Diamictito maciço ressedimentado (Dmm(r)) associado à fácies Sr, os quais afloram na Serra do Roncador.....	69
Fotografia 09. Intercalações de canais conglomeráticos (fácies Gp) e arenosos (fácies Sp/St) da Unidade I, cortados por um dique de diabásio, que ocorrem na PR-76 próximo ao rio Conceição.....	71
Fotografia 10. Estrias, possivelmente glaciais ou de corrente no leito, desenvolvidas sobre os siltitos da Formação Ponta Grossa, localizadas na serra do Barreiro, no contato com a base da Unidade I.....	71
Fotografia 11. Arenito amalgamado e canais de fluxo de massa da Associação III, aflorantes na serra do Barreiro.....	73
Fotografia 12. Estratificação cruzada nos arenitos da Associação III, aflorantes na serra do Barreiro.....	73
Fotografia 13. Vista parcial da serra do Roncador, mostrando o relevo escalonado, devido a empilhamento subhorizontal das unidades estratigráficas.....	75
Fotografia 14. Contato entre a Unidade I (basal) e o arenito Tibagi, a SW do salto Santa Rosa.....	75

Fotografia 15. Diamantes euédricos, incolores a amarelo-claros, com algumas pedras subeuédricas e acastanhadas, procedentes da região do rio Tibagi-PR.....	84
Fotografia 16. Cristais de diamantes mal formados de qualidade industrial procedentes da região de Juína-MT.....	84
Fotografia 17. Seis exemplares de diamantes tetrahexaédricos e um exemplar octaédrico geminado mostrando uma das faces triangulares, provenientes da região do rio Tibagi-PR.....	85
Fotografia 18. Cristal de diamante euédrico, incolor, com uma das faces com geminação tetrahexaédricada, não contendo inclusões, procedente da bacia do rio Tibagi-PR.....	85
Fotografia 19. Detalhe do exemplar da fotografia 18 mostrando uma das faces do diamante contendo estrias ou sulcos paralelos (glaciais?), e arestas desgastadas geradas por transporte fluvial. Imagem obtida por microscopia eletrônica com aumento de 104,06 vezes.....	89
Fotografia 20. Detalhe de uma face lascada de um diamante da bacia do rio Tibagi. Esta feição foi, possivelmente, gerada por impacto de percussão.....	89
Fotografia 21. Exemplar de diamante octaédrico geminado (macla), da bacia do rio Tibagi-PR, apresentando quebra por impacto.....	90
Fotografia 22. Fotomicrografia eletrônica mostrando laminações paralelas em diamante da região do rio Tibagi-PR, formadas por reabsorção primária. Aumento de 118,48 vezes	90
Fotografia 23. Fotomicrografia eletrônica mostrando laminações cruzadas em diamante da região do rio Tibagi-PR, formadas por reabsorção primária. Aumento de 209,15 vezes.....	91
Fotografia 24. Fotomicrografia eletrônica de diamante da região do rio Tibagi-PR, mostrando uma face do mineral com textura “shagreen” de reabsorção primária Aumento de 64,91 vezes.....	91
Fotografia 25. Exemplar euédrica de diamante tetrahexaédrico, incolor, apresentando geminação de tetrahexaédro em uma das faces (bacia do rio Tibagi-PR).....	118

Fotografia 26. Detalhe da face de um diamante octaédrico geminado com octaedro (crystal gêmeo), apresentando feições triangulares de crescimento (bacia do rio Tibagi-PR).....	118
Fotografia 27. Diamante tetrahexaédrico, com coloração castanha. A cavidade na superfície do cristal é, provavelmente, produto da perda de uma inclusão (bacia do rio Tibagi-PR).....	118
Fotografia 28. Exemplar subeuédrica de diamante tetrahexaédrico alongado, apresentando coloração amarela clara (bacia do rio Tibagi-PR).....	119
Fotografia 29. Exemplar de diamante anédrico, apresentando algumas faces de tetrahexaedro (bacia do rio Tibagi-PR).....	119
Fotografia 30. Cristal de diamante tetrahexaédrico alongado, com coloração amarela clara (bacia do rio Tibagi-PR).....	119
Fotografia 31. Exemplar de diamante tetrahexaédrico achatado (“flat”), incolor (bacia do rio Tibagi-PR).....	120
Fotografia 32. Exemplar de diamante tetrahexaédrico subeuédrico, apresentando coloração amarela clara (bacia do rio Tibagi-PR).....	120
Fotografia 33. Diamante tetrahexaédrico subeuédrico, com coloração amarela-clara a incolor, apresentando inclusões (bacia do rio Tibagi-PR).....	121
Fotografia 34. Diamante tetrahexaédrico alongado, incolor, apresentando faces arredondadas(bacia do rio Tibagi-PR).....	121

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Principais acompanhantes dos diamantes e suas denominações de campo. (Modif. de Reis; Cunha Neto (1982), e Cruz (1985).....	13
Tabela 2. Distribuição dos depósitos secundários de diamantes no Brasil, modif. de Gonzaga e Tompkins, 1991).....	19
Tabela 3. Litofácies e estruturas sedimentares da área da bacia do rio Santa Rosa, Paraná (Modif. de Eyles <i>et al.</i> , 1983).....	58
Tabela 4. Descrição das características dos diamantes analisados da bacia do rio Tibagi-PR.....	86
Tabela 5. Minerais pesados do Grupo Itararé e dos sedimentos aluvionares da bacia mineralizada do rio Santa Rosa-PR.....	94

RESUMO

O Brasil ocupa, atualmente, a posição de sexto maior produtor mundial de diamantes, porém, durante o século XVIII, destacava-se como maior produtor mundial. Sua produção é proveniente de depósitos secundários em aluviões recentes, pois as mineralizações em fontes primárias conhecidas são subeconômicas.

As mineralizações de diamantes no Estado do Paraná ocorrem em depósitos detríticos recentes e sedimentos ativos fluviais, de caráter secundário, distribuídos sobre os sedimentos dos grupos Itararé e Paraná, Bacia do Paraná.

Duas hipóteses principais são discutidas para explicar a origem desses depósitos: i) os diamantes provêm dos sedimentos glaciogênicos do Grupo Itararé e são o resultado da erosão de corpos primários localizados no sul do continente africano, antes da deriva continental; ii) ocorrem fontes primárias mineralizadas ao longo do Arco de Ponta Grossa, estrutura similar a de outras regiões, propícias à ascensão de corpos primários mineralizados.

O condicionamento da mineralização às unidades basais da Bacia do Paraná; a ocorrência de ouro associada; a ausência de fontes primárias e de minerais paragenéticos de diamantes e a presença de diamantes associados aos seus correspondentes litológicos na África (Formação Dwyka), sugerem que a mineralização esteja associada às rochas glaciogênicas do Grupo Itararé, resultado da erosão glacial de corpos primários situados no sul do continente africano, antes da deriva continental.

Apesar disto, os mais recentes programas prospectivos na área (Mineropar, CPRM) buscaram possíveis corpos kimberlíticos mineralizados.

O rio Tibagi é o principal rio diamantífero da porção leste da Bacia do Paraná e alguns de seus afluentes também apresentam-se mineralizados. Para levantar fatos e argumentos a favor de uma origem secundária, foi estudada uma micro-bacia diamantífera, a do rio Santa Rosa, para investigação de fonte local. O estudo de fácies nesta microbacia mineralizada revelou a presença de fácies sedimentares, agrupadas em unidades estratigráficas distintas, depositadas por diferentes processos sedimentares, sendo que somente as fácies da Unidade I (basal) e da Unidade IV (ressedimentada) podem ter selecionado e pré-concentrado diamantes.

A análise mineralógica dos sedimentos que compõem as rochas e os aluviões, bem como o estudo dos diamantes e dos demais minerais pesados, é indicativa de vários ciclos de transporte (incluindo glaciogênicos e fluviais), atuando na formação dos depósitos.

As direções das paleocorrentes e das superfícies estriadas na borda oriental da Bacia do Paraná sugere um fluxo de gelo de SSE para NNW, e a migração dos pólos durante a glaciação permo-carbonífera indica a fonte dos sedimentos como sendo áreas cratônicas mineralizadas a diamante, no continente sul-africano.

A análise estatística do poder e da combinação dos fatos como evidências indicou grande probabilidade da hipótese de fonte dos diamantes nos sedimentos do Grupo Itararé representar a verdade. Comparativamente, a mesma análise mostra que, com base nos mesmos fatos, as chances da mineralização estar diretamente relacionada às fontes primárias na região são negativas.

ABSTRACT

The Paraná Basin represents the most important geological record of the Gondwana Continent in South America. Five cycles of flexural basining has accumulated and preserved packages of sediments about 4 Km thick and basaltic volcanic rocks 2 Km thick, representing five tectonosedimentary sequences limited by globally correlated unconformities.

The occurrence of diamonds in the Paraná Basin is known since last century and up to this moment their primary sources or any indication to its proximity, such as the presence of satellite minerals, e.g., are unknown. The diamantiferous alluvions of the Paraná Basin lay preferentially over the permo-carboniferous clastic-terrigenous sequence of the Itararé Group. Its facies association suggests a deposition in glacial-marine, terrestrial-glacial and fluvial environment, as a response to climate and sea-level changes. The high rate of glacioclastic sediments are frequently interpreted as reworked by gravitational flows and turbidity currents, sometimes disposed in channel body forms.

The most important diamantiferous sites in Paraná State are in high terraces, low terraces and in active stream sediments of the Tibagi, Cinzas, Peixe and Verde rivers. The Santa Rosa river (Tibagi's tributary) shows a mineralized drainage basin where the erosional area is located over continental basal conglomerates of the Itararé Group.

The purpose of this work is the definition of the preferential facies of proglacial rocks of the Itararé Group that might host the diamonds, as well as to discuss the occurrence and processes which has promoted their transport and concentration.

The methodology used in this study comprises three steps: i) the analysis of the sedimentary facies; ii) the comparison of heavy minerals assemblage from a mineralised hydrographic micro-basin with the permo-carboniferous sediments; iii) the comparison of diamonds morphoscopic features from active sediments, placers and early glaciogenic sediments.

There is gold, either as spots or galls, associated to diamonds in Tibagi and Telemaco Borba sites, where the distribution of the gems is concentrated in the smallest sizes. The main characteristics of them are polished surfaces and tetrahexahedroid forms. The association of the mentioned gold and diamonds characteristics indicates that the transport was not effective in the selection of densities and sizes, by one hand, but it was indeed in the breaking, abrasion and polishing. This could mean a multiplicity of short cycles of glacial alternate with stream transport consisting of grinding, selection and polishing, which is better explained by glacial transport and outwash. The paleocurrent pattern, the glacial groove direction and the pebble orientation pattern found in the Eastern part of the Paraná Basin is in agreement with a possible source from kimberlites in African continent.

It has been defined ten sedimentary facies for the lower section of the Itararé Group in the Santa Rosa river area characteristic by subaqueous aluvial and fan sedimentation, in peri-glacial environment. The basal association composed of stream sandstones and conglomerates are, probably, the main source rocks for the mineralized alluvions.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Nos flancos leste e norte-noroeste da Bacia do Paraná são conhecidas diversas ocorrências de diamantes associadas às sequências basais Devoniana e Pensilvaniana-Permiana, sendo que no Estado do Paraná a principal região mineralizada a diamante é a do rio Tibagi, com alguns de seus afluentes também mineralizados. Um desses afluentes é o objeto deste estudo: o rio Santa Rosa, o qual nasce e desenvolve-se quase que exclusivamente sobre o Grupo Itararé e, antes de desaguar no rio Tibagi, corta os sedimentos da Formação Ponta Grossa.

A literatura sugere uma associação genética dos diamantes com os sedimentos glaciogênicos do grupo acima citado, com base principalmente na sua distribuição e na ausência de minerais satélites de fontes primárias, embora a hipótese de fontes kimberlíticas seja aventada por alguns autores.

Neste trabalho pretende-se estabelecer a associação da mineralização com os sedimentos glaciênicos do Grupo Itararé com base em: i) análise de fácies sedimentares; ii) comparação da assembléia de minerais pesados da microbacia hidrográfica mineralizada com aquela dos sedimentos permo-carboníferos; iii) estudo das formas e das feições morfoscópicas dos diamantes.

Os minerais pesados presentes nas ocorrências diamantíferas do Estado do Paraná (magnetita, ilmenita, limonita, zircão, turmalina, rutilo, estauroлита, pistachita, sillimanita, hiperstênio, andaluzita, monazita, cianita, apatita e ouro) e as características dos diamantes (formas esféricas com lascas associadas e predominância de pedras pequenas) são indicativos de um transporte longo, porém

pouco efetivo na seleção, o que poderia refletir uma multiplicidade de curtos ciclos glaciais e ressedimentação fluvial.

Na busca de fácies mineralizadas, foram caracterizadas dez fácies sedimentares na área da bacia do rio Santa Rosa, as quais foram agrupadas em quatro unidades estratigráficas características de uma sedimentação de leques aluviais e lobos subaquosos, em ambiente periglacial. A Unidade I, basal, é composta por fácies arenosas e conglomeráticas depositadas sob regime trativo, configurando, potencialmente, as principais fácies portadoras de diamantes.

1.1 - MINERALOGIA DO DIAMANTE

O diamante é um agregado cristalino de carbono puro, no qual cada átomo de carbono é ligado a quatro outros átomos de carbono por fortes ligações do tipo covalente, com estrutura tetraédrica. Isto o diferencia de sua forma polimórfica, a grafita, que apresenta uma modificação hexagonal da molécula de carbono, formando placas ligadas entre si por ligações fracas do tipo Van der Waals (Hurlbut Jr.; Switzer, 1980).

A unidade de peso do diamante é o quilate (ct), o qual corresponde a 0,2 gramas, enquanto que 1/100 quilates (0,01 ct) corresponde a um “ponto” (Schumann, 1978).

Segundo Schumann (1978), Klein; Hurlbut (1985), a estrutura cristalina do diamante é responsável por seus altos valores de dureza (10 na escala de Mohs), índice de refração (2,419), peso específico (3,47-3,55 g/cm³), dispersão (0,044) e brilho (adamantino). Essas características, por sua vez, tornam o diamante um

mineral de grande importância, tanto na ciência e na joalheria, quanto na indústria em geral.

De sistema cristalino cúbico, o diamante comumente ocorre sob as formas de octaedro, cubo, dodecaedro (ou rombododecaedro) e tetrahexaedro. Entretanto, somente o cubo e o octaedro (bem como suas combinações, cristais gêmeos e agregados) são formas de crescimento primário do diamante, e formas como tetrahexaédricas são derivadas dos cristais primários (Robison *et al.*, 1989) (Fig.1).

As cores mais comuns desse mineral variam do incolor ao amarelo claro, sendo a coloração causada pela presença de Hidrogênio; também podem ser encontrados em tons verde, roxo, azul, púrpura, marrom e negro. Os diamantes de coloração escura (variedades Bort, carbonado e Ballas) são normalmente industriais, e os que tendem a incolor são de qualidade gema.

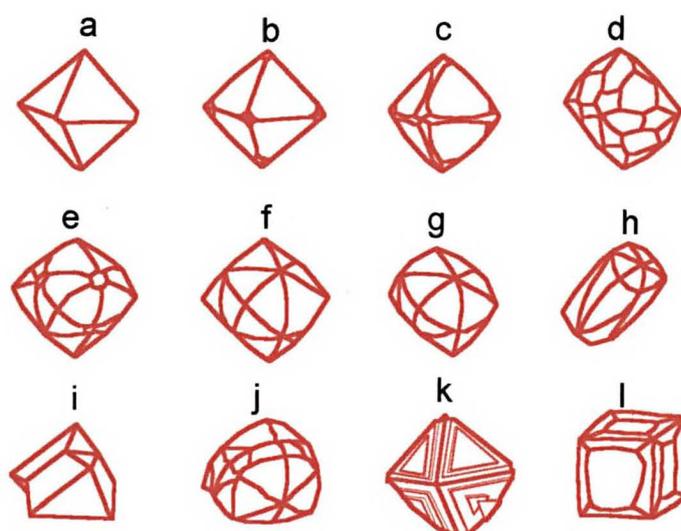


FIGURA 01

Formas comuns de diamantes. (a) Octaedro; (b) a (e) várias combinações de octaedros e tetrahexaedros, oscilando de octaedro com arestas arredondadas a forma tetrahexaédrica; (f) tetrahexaedro; (g) tetrahexaedro achatado; (h) tetrahexaedro alongado; (i) octaedro geminado com octaedro; (j) tetrahexaedro geminado com tetrahexaedro; (k) octaedro acamadado, (l) cubo combinado subordinadamente pela forma tetrahexaédrica. (Modif. de Robison, 1979 *apud* Gurney, 1989).

Inclusões como minerais, líquidos e gases englobados pelos diamantes durante sua cristalização são, segundo Svisero (1979), fundamentais para o reconhecimento da mineralogia e química do manto superior, região onde forma-se o diamante. As principais inclusões são o próprio diamante, granada piropo, diopsídio cromífero, olivina, ou ainda carbono negro (Hurlbut Jr.; Switzer, 1980).

A prospecção do diamante é baseada principalmente no rastreamento de minerais pesados, tanto para fontes primárias como secundárias. Gonzaga; Tompkins (1991) citam que ilmenitas magnesianas, granada piropo, diopsídio, espinélio e o próprio diamante são os principais minerais satélites pesquisados na prospecção de kimberlitos, enquanto que a cromita é indicador de lamproíto.

Em se tratando de fontes secundárias, os minerais pesados são apenas acompanhantes do diamante durante os processos de transporte e concentração, dos quais destacam-se, de acordo com Chierigati (1989), minerais como magnetita, ilmenita, hematita, rutilo, zircão, espinélios, granadas, turmalina, estauroлита, hornblenda, anatásio, apatita e outros.

1.2 - DEPÓSITOS DIAMANTÍFEROS NO ESTADO DO PARANÁ

1.2.1 - Distribuição dos depósitos e tipos de ocorrências

As ocorrências de diamantes descritas no Estado do Paraná apresentam-se em três tipos distintos de depósitos, os quais incluem os cascalhos de leitos ativos dos rios, os de meandros abandonados (“barrancos” ou “terraços baixos”) e os terraços aluvionares antigos (“terraços elevados”, “monchões ou manchas isoladas”) (Chierigati *et al.*, 1984, Chierigati, 1989, Cruz, 1985, e Oppenheim, 1936). Os dois

últimos representam antigos pláceres, constituindo terraços encontrados em cotas superiores às dos rios atuais.

Além dessas formas de ocorrências, Oppenheim (1936) e Chierigati (1989) descrevem a ocorrência de cascalhos diamantíferos na região de Lageado Bonito e no Garimpo do Marcola (a NW de Telêmaco Borba) como, respectivamente, derivados de desagregação *in situ* ou por transporte aquoso de sedimentos do Grupo Itararé, enquanto Maack (1968) refere-se a ocorrência de diamantes diretamente nos sedimentos do Grupo Itararé.

A maior concentração das ocorrências diamantíferas, tanto em depósitos de pláceres quanto em rios atuais, localiza-se ao longo do vale do rio Tibagi, no trecho compreendido entre a desembocadura do rio Pitangui (também diamantífero, segundo Derby, 1878) e a localidade de Salto Mauá.

A maioria dos afluentes do rio Tibagi no trecho acima referido apresenta ocorrências diamantíferas (Fig. 02), cuja localização detalhada é apresentada por Chierigati (1989). Destacam-se como rios mineralizados a diamante os rios Capivari, Iapó, Fortaleza, Santa Rosa, Alegre, Conceição, Imbauzinho, Mortandade, Antas, Barra Grande, do Sabão, Quebra Perna, Imbaú, do Rosário, Lajeados do Bugre, do Tigre, Bonito e arroios Quati e Mandaçaia (Silva, 1980; Oppenheim, 1936 e Chierigati, 1989). Outras importantes ocorrências são as presentes nas bacias dos rios das Cinzas (e em seus afluentes os rios do Café e Arrozal), do Peixe ou Laranjinha (e em seus afluentes ribeirão da Capivara, rio Preto, arroio do Vinho e ribeirão das Pedras) (Silva, 1980), Verde (principalmente na sua confluência com os rios Lajeado, Jatibuca e ribeirão do Urso), Itararé (e em seus afluentes rio

Jaguariaíva, rio Jaguaricatu e ribeirões Ponte Alta e Fazenda Capri) (Chierigati, 1989), rio Iguaçu (e em seus afluentes rios Papagaio, das Mortes, Tamanduá e córrego Caiacanga), rio Imbituva e rio Guabiroba (Silva, 1980).

Alguns desses rios (Itararé, Jaguaricatu e Jaguariaíva) apresentam suas nascentes sobre as rochas do embasamento da Bacia do Paraná, mas tornam-se mineralizados somente depois de cortarem os sedimentos da referida bacia, sendo que a única informação à respeito da presença de diamantes sobre o embasamento é a de Oppenheim (1936), nos cursos superiores dos rios Açungui e Ribeira.

É conhecida a presença de diamantes sobre as rochas do Grupo Itararé e das formações Furnas, Ponta Grossa, Rio Bonito e Palermo. A maioria dos rios mineralizados nasce e desenvolve-se exclusivamente sobre os sedimentos paleozóicos, estando, muitas vezes, encaixados integralmente em áreas de afloramentos dos sedimentos do Grupo Itararé. A associação das mineralizações aos diques básicos, que interceptam o curso natural de algumas drenagens, parece estar relacionada à formação de armadilhas na formação dos pláceres diamantíferos.

Nas ocorrências localizadas sobre a Formação Furnas é comum, de acordo com Chierigati (1989), a presença de material rudáceo proveniente do Grupo Itararé, tal como ocorre na confluência dos rios do Lageado, Jatibuca e ribeirão do Urso com o rio Verde. Alguns minerais acompanhantes do diamante que participam da assembléia mineralógica dos sedimentos glaciogênicos permo-carboníferos (hematita, turmalina preta e jaspilito) não são identificados naquela formação. Contudo, Suguio *et al.* (1974) identificaram a presença de turmalina, zircão, rutilo e monazita nos sedimentos da Formação Furnas.

No Estado do Paraná, Chieregati *et al.* (1984) citam garimpos em leito atual dos rios Tibagi (Salto dos Alemães e Campina dos Pupos) e Iguazu (Porto Amazonas), e, eventualmente, nos rios Jaguariaíva e Jaguaricatu (bacia do rio Itararé). Já os depósitos em monchões são observados nos rios Santa Rosa, Salto Aparado, Ilha dos Cavalos e Preto, enquanto que os garimpos em terraços baixos estão presentes nos rios Arrozal e Verde.

Mineralizações de diamantes em leito ativo ocorrem no Garimpo do Atamon (rio Tibagi), no rio Conceição (Bairro Imbaú), nas bacias do rio Verde (rios Lajeado, Jatibuca e Ribeirão do Urso) e do rio Itararé (incluindo o rio Jaguaricatu, seu afluente) (Chieregati, 1989), e na região de Serra Grande (Barra da Esperança e Porto da Balsa), de Salto Mauá (nos locais denominados de Areado, Jaguatirica, Cachoeira Grande, Ocorrência do Sidney, Cachoeirinha, Cachoeira do André, Cachoeirão), de Ilha dos Cavalos (Casa do Gaúcho e Cachoeira dos Porcos) (Cruz, 1985).

Conforme Chieregati (1989) ocorrências diamantíferas em terraços recentes são encontradas no Garimpo de Itoupava (margem esquerda do rio Verde), no rio Jaguariaíva e seus afluentes Capivari e Cajuru (Itararé) e no rio Barra Grande (Noroeste de Telêmaco Borba); enquanto garimpos em terraços antigos estão distribuídos nas bacias do rio das Cinzas (no afluente rio do Café e monchões do Farias e do Nunes), do rio do Peixe (monchões do Barrancão, do Miranda, do Mario Pina Rosálvio e Simplício), do rio Preto, do rio Amola Flexa, do rio Santa Rosa e nos garimpos de Ilha dos Cavalos e Marcola (rio Tibagi), e segundo Cruz (1985), na região de Serra Grande e Cachoeira dos Porcos.

O ouro está associado, praticamente, a todas estas ocorrências de diamantes.

1.2.2 - Características gerais dos diamantes

De acordo com Chierigati (1989) nas regiões de Itararé-Jaguariaíva e Telêmaco Borba-Tibagi, cerca de 60% das pedras são rombododecaédricas e 16,5% são de hábito transicional rombododecaedro-octaedro, os octaedros representam 8% (Telêmaco Borba-Tibagi) e 3% (Itararé-Jaguariaíva e garimpo do Atamon-Telêmaco Borba) em comparação aos fragmentos, os quais apresentam-se em torno de 12% (Itararé-Jaguariaíva) e 5% (Telêmaco Borba-Tibagi e garimpo do Atamon); os restantes diferenciam-se em geminados, irregulares, Balla e agregados, entre outros. Com relação a coloração, 50% (Telêmaco Borba-Tibagi) a 60% (Itararé-Jaguariaíva) são pedras incolores, ocorrendo entre 17% (Itararé-Jaguariaíva), 30% (Telêmaco Borba-Tibagi) e 21,5% (garimpo do Atamon) de pedras castanho claras, 13% (Telêmaco Borba-Tibagi), 9,5% (Itararé-Jaguariaíva) e 8,5% (garimpo do Atamon) de pedras de coloração castanha escuras, 12% (Itararé-Jaguariaíva), 3%, (Telêmaco Borba-Tibagi) e 7,5% (garimpo do Atamon) de pedras amarelas, e, em geral, ocorrem 1% a 4% de pedras verdes. Os diamantes analisados foram coletados nos garimpos do rio Santa Rosa, do Atamon e em vários garimpos de Telêmaco Borba e Ortigueira.

Oppenheim (1936) descreve cristais de tamanho em geral pequeno, da ordem de um quilate ou menos, e eventuais pedras de 15 a 35 ct, mencionando a descoberta de um diamante de 150 ct e um carbonado de 105 ct. Segundo Chierigati (1989), as gemas apresentam-se em média com tamanho pequeno, em

torno de 0,10 ct, ocorrendo também pedras de cerca de 0,30 ct e, raramente, de 9,0 ct. Contudo, não existe um monitoramento da variação do tamanho médio desses diamantes com relação ao transporte.

A análise de inclusões minerais é o principal veículo para a compreensão da história genética do diamante. Olivina, enstatita, granada, piroxênio, cromioespinélio, pirrotita e diamante foram identificados por Svisero (1979) como inclusões singenéticas (contemporâneas à formação do hospedeiro) em 20% das pedras. Baseado na composição química das inclusões, este autor as caracteriza como de natureza peridotítica e considera os diamantes do Tibagi semelhantes aos da África e Sibéria. Harris e Gurney (1979, *apud Chieregati et al.*, 1984) citam que, tais inclusões seriam semelhantes àsquelas presentes nos diamantes dos kimberlitos de Finsch, Kuffiefontain e Premier (África do Sul).

1.2.3 - Assembléia de minerais pesados associada às mineralizações

A suíte de minerais pesados do Grupo Itararé é caracterizada, segundo Wu (1981), pela presença de zircão, turmalina, rutilo, granada, monazita, estauroлита, apatita, muscovita, cianita, epidoto, magnetita, ilmenita e leucoxênio, além de limonita como fase amorfa. Os arenitos do Grupo Itararé e da Formação Aquidauana apresentam como principais componentes leves quartzo, feldspato e fragmentos de rochas em meio a matriz argilo-micácea e clorítica, com algum silte.

A assembléia mineralógica que normalmente está associada aos depósitos de diamantes no Estado do Paraná compreende, segundo Oppenheim (1936), fragmentos e nódulos de quartzo, jaspe, pirita, magnetita, limonita, anfibólio, turmalina (preta e verde), anatásio (azul e amarelo claro), granada, ouro, e

eventualmente platina, entre outros. Cruz (1985), em um reconhecimento regional da área, identificou a presença de limonita, magnetita, cianita, jaspe, córindon, turmalina, muscovita, diásporo, sillimanita, clorita e berilo.

Áreas mineralizadas na região do rio Tibagi-PR mostraram, segundo Chierigati *et al.* (1984), que a fração de pesados é composta por espinélio e/ou granada em quase 90% das amostras, e a ilmenita está presente em todas elas. Chierigati (1989) e Chierigati; Svisero (1990) caracterizaram, além destes minerais, a presença de ouro, magnetita, zircão, cromita, piroxênio, hornblenda, epidoto, monazita, xenotima, fosfato, turmalina, rutilo, leucóxênio, anatásio, titanita, hematita, goethita, limonita e cassiterita. Reis (1982) relata a presença de ilmenita de rocha básica, anatásio, magnetita, hematita, limonita, cianita, jaspe, granada, córindon, turmalina, muscovita, diásporo, sillimanita, clorita e berilo para a bacia hidrográfica do referido rio.

Dentre os tipos minerais presentes não são identificados indicadores de kimberlitos. A granada é essencialmente do tipo almandina e a ilmenita apresenta baixo teor de magnésio (Svisero, 1994).

Os garimpeiros utilizam uma terminologia própria para caracterizar os minerais cuja presença indica a existência de diamantes nos depósitos aluvionares, e que genericamente são chamados de “formas”. Reis; Cunha Neto (1982), Cruz (1985), Mercer (1981) e Etchebehere *et al.* (1991) citam algumas terminologias e as “formas” mais utilizadas pelos garimpeiros com seus correspondentes mineralógicos que ocorrem nas áreas diamantíferas da porção leste da Bacia do Paraná (Tab. 1).

1.2.4 - Aspectos econômicos dos depósitos

Após a descoberta do primeiro diamante em 1725, na atual cidade de Diamantina (MG), o Brasil ocupou, durante muitos anos, a posição de maior produtor mundial; posição esta perdida para a África do Sul apenas no século XIX com a descoberta de fontes primárias neste país.

Atualmente, a produção mundial de diamantes naturais encontra-se em torno de 100 milhões de ct (US\$ 5 bilhões) e é compartilhada por cerca de 20 países. Desses países, a Austrália é o maior produtor, contribuindo, no período de 1987 a 1993, com 35% da produção total, e sendo seguida pelo Zaire (19%), Botswana (15%), CEI (13%), África do Sul (9%), Namíbia (1%), Angola (1%) e Brasil (0,9%), entre outros (Sumário Mineral, 1990, 1993 e 1994).

A *De Beers Consolidated Mines Ltd.* comercializa 70 a 80% da produção mundial de diamantes através da *Central Selling Organization (CSO)*. Na década de 30, a *De Beers* criou a *Diamond Producers Association* (cartel composto pela *Premier* e *The Consolidated Diamond Mines, State Diggings, e Diamond Corporation*) para controlar a produção e venda de diamantes, tentando estabilizar o mercado, cujo referencial internacional é o “preço quilate” (Barbosa, 1991).

O Brasil destaca-se como o principal produtor de diamantes da América Latina. Dos dois milhões de quilates produzidos na América do Sul, 75% são produzidos pelo Brasil (Sumário Mineral, 1991).

As reservas brasileiras de diamantes hoje conhecidas indicam um montante de 9,8 milhões de ct (Anuário Mineral Brasileiro, 1991).

A produção nacional alcançou 1,5 milhões de ct em 1990, o que representa um aumento de um milhão de ct com relação aos três anos anteriores. Desde então,

TABELA 1

Principais acompanhantes dos diamantes e suas denominações de campo.

(Modif. de Reis; Cunha Neto (1982), e Cruz (1985)).

Garimpo	Mineropar	P. Branco	E. Hussek	CPRM	Mercer	Etcheb.
Pretinha	Turmalina Quartzo Ilmenita Rocha Básica	Ilmenita Turmalina		Ilmenita Basalto Quartzo Esfumaçado	Turmalina Preta	Turmalina
Chumbada (Ferrugem Azul)	Anatásio Magnetita Hematita	Anatásio		Anatásio	Anatásio	Anatásio
Feijão Preto		Ilmenita Turmalina	Jaspe Turmalina	Quartzo Esfumaçado Turmalina		
Marumbé	Limonita	Sílex Fosfato		Sílex Laterita		Goerxeixita (+goetita)
Ferragem (Ferrugem/ Caboclo de ferro ou lustroso)	Limonita	Rutilo Ilmenita Hematita	Rutilo Anatásio	Rutilo Hematita		Rutilo Magnetita
Palha de Arroz	Cianita	Cianita		Cianita		Cianita
Amendoim Roxo	Jaspe Vermelho		Jaspe	Jaspe Vermelho		
Xicória	Granada (piropo- almandina)	Granada	Granada	Granada		
Campina	Córdon Turmalina Muscovita Diásporo Sillimanita Clorita Berilo			Quartzo Azulado Quartzo Esverdeado		Corindon
Fava					Fosfato Óxido de Titânio Hidratado Óxido de Zircônio	
Feijão					Turmalina	Limonita
Feijão Roxo	Florencita Hematita					
Tobó					Diamante Grande Carbonado Grande	
Chibiu					Diamante Pequeno	
Bajerê					Mineral cuja presença exclui a do diamante	
Olho de peixe						Calcedônia
Crisota						Crisoberilo
Esverdeada						Epidoto
Canjica						Goetita (+quartzo)
Granada						Granada
Agulha ou fundinho						Ilmenita
Lacre						Itabirito
Ogó						Monazita
Dente de cão ou cristal						Quartzo
Caboclo						Sílex

essa produção tem sofrido um decréscimo, com valores de 1,3 milhões de ct no ano de 1992, e 1 milhão de ct em 1993; entretanto, oficialmente a produção atingiu apenas 356,537 ct em 1992 e 54,178 ct em 1993, configurando uma redução de 300 mil ct em 1993 com relação à produção do ano anterior (Sumário Mineral, 1994).

Esta oscilação na produção é devido às expansões e reduções dos garimpos na área de Juína (MT), a qual lidera a produção nacional com 70% do total (Sumário Mineral, 1991). Outros estados produtores são Minas Gerais, Roraima, Goiás, Bahia, Pará, Rondônia, São Paulo e Paraná.

O Estado do Paraná apresenta uma reserva medida de 23,625 ct de diamantes, e sua produção oscilou entre 100 e 170 ct no período de 1988-90 (Anuário Mineral Brasileiro, 1991). Esse estado contribuiu com 97 ct do total de 44,708 ct da produção mecanizada no ano de 1992 (Sumário Mineral, 1993).

Em uma campanha de incentivo à produção de diamantes, a Minerais do Paraná S/A efetuou um levantamento de áreas promissoras no Estado do Paraná e desenvolveu pesquisa de detalhe em algumas regiões da bacia do rio Tibagi.

Segundo Bonatto (1986), o Projeto Barra Grande revelou para a área do "monchão do Nhô Tó", uma reserva de 12.716 m³ de cascalho e teores em diamante próximos a 0,08 ct/m³, em depósitos do tipo terraço. Nos depósitos de paleocanal, as reservas podem superar os 100 mil m³, porém não foi possível avaliar o teor.

A análise efetuada no Projeto Ilha dos Cavalos mostrou viabilidade econômica para a Minerais do Paraná S/A, a qual visa apenas a recuperação do capital investido. São necessários estudos mais detalhados, objetivando definir com maior precisão os custos de investimento, para otimizar o depósito (Lima, 1987).

Segundo Bonatto (1987), dos 58% de reserva total do depósito de Campina dos Pupos foram recuperados 1.709,43 ct de diamante e 425 g de ouro, cuja reserva de cascalho é de 4.8 mil m³, apresentando teores de 0,61 ct/m³ de diamantes e 0,253 g/m³ de ouro.

A porção mineralizada no depósito de Mandaçaia é um conglomerado com espessura de cerca de um metro, cujo teor em diamante é da ordem de 0,13 a 0,14 ct/m³, sendo a reserva de 300 mil m³, com ouro como subproduto (Silva, 1980).

1.3 - FORMAÇÃO DOS DEPÓSITOS DIAMANTÍFEROS

1.3.1 - Fontes primárias

Segundo Meyer (1985; apud Gonzaga e Tompkins, 1991), diamantes são xenocristais originados no manto e transportados até a superfície por meio da ascensão de magmas kimberlíticos e lamproíticos.

Kimberlitos e lamproitos são as principais rochas-fonte de diamantes naturais, embora a literatura cite a ocorrência de diamantes em peridotitos, dunitos, complexos ofiolíticos, complexos ultrabásico-alcálinos, monchiquitos, impactitos e não se refira a ocorrências associadas a magmatismo básico continental.

O magmatismo kimberlítico manifesta-se nas regiões continentais, estando os kimberlitos agrupados paralelamente ao eixo principal de falhamentos e nunca diretamente sobre o eixo. Na zona de flexura da crosta, entre grandes estruturas positivas (antéclices) e negativas (sinéclices), desenvolvem-se fraturas profundas que permitem a subida de material mantélico, próximo às antéclices (Bardet, 1964 e Kirilov, 1961 *apud* Chierregati, 1989).

1.3.2 - Fontes secundárias

A erosão de rochas kimberlíticas ou lamproíticas diamantíferas libera os diamantes que, devido a sua alta resistência química e física, tendem a persistir no registro sedimentar sob a forma de depósitos detríticos ou pláceres diamantíferos. Esses pláceres podem ser diferenciados, segundo Smirnov (1982), em: i) eluviais; ii) diluviais (coluviais pouco transportados); iii) proluviais (coluviais de sopé); iv) fluviais ou aluviais; v) praias; vi) glaciais e vii) eólicos. Podem constituir depósitos detríticos jovens ou antigos (paleopláceres).

Como exemplos, Weska *et al.* (1993) citam a presença de diamantes em garimpos desenvolvidos em cascalhos eluviais e em conglomerados *in situ* na Formação Bauru (Poxoréo-MT). Pláceres diamantíferos formados por deflação (pláceres eólicos) estão presentes no deserto da Namíbia (Smirnov, 1982). Pláceres diamantíferos aluviais na planície costeira atlântica da África do Sul e Namíbia formaram-se inicialmente como depósitos fluviais, sendo em muitos casos retrabalhados por deflação eólica ou abrasão marinha (Rouffaer, 1988).

Água e gelo são os principais transportadores e distribuidores de diamantes, pois podem transportá-los por centenas de quilômetros e distribuí-los por milhares de quilômetros quadrados. Em sistemas fluviais ocorre uma sensível diminuição de tamanho das pedras quanto maior a distância do transporte (Sutherland, 1982), enquanto os glaciares transportam centenas de ct de diamantes por longas distâncias (Gonzaga e Tompkins, 1991).

Depósitos detríticos de diamantes são economicamente fracos, pois a tendência geral é a de ocorrer dispersão a partir de fontes primárias, entretanto grande parte da produção mundial de diamantes naturais e toda a produção brasileira é de origem

detrítica. Comparativamente, os diamantes aluviais são de melhor qualidade que os de fontes primárias (Sutherland, 1982).

Conglomerados basais são as fácies preferenciais para concentração do diamante, sendo a configuração do leito um fator controlador dos depósitos de diamantes e o tamanho médio da população de diamantes diretamente proporcional ao tamanho dos seixos (Rouffaer, 1988).

As rochas hospedeiras de diamantes podem consistir em cascalhos aluviais de diferentes idades, os quais desenvolvem-se durante a evolução da drenagem. Quando consolidadas, formam arenitos conglomeráticos e conglomerados diamantíferos, tais como os da Formação Araí, em Roraima (Souza, 1993). Estes arenitos e conglomerados, por sua vez, podem ser retrabalhados e alimentar aluviões recentes.

Extensas áreas aluviais diamantíferas estão associadas a rochas glaciais, tais como no sudoeste do Transvaal, que é parcialmente mineralizada pelo retrabalhamento dos Tilitos Dwyka, na África do Sul, ou no Oeste australiano onde ocorrem testemunhos da glaciação permiana, a qual, segundo Atkinson (1989), têm provavelmente contribuído com a produção diamantífera daquele país.

A associação de diamantes com sedimentos glaciogênicos de diferentes idades foi verificada em diversas regiões do Brasil por Oppenheim (1943), Tompkins; Gonzaga (1989), Gonzaga; Tompkins (1991), Gonzaga; Dardene (1991), Campos *et al.* (1993), Gonzaga (1994) e Svisero (1994). Na Tabela 2 é apresentado um sumário das ocorrências de diamantes em depósitos sedimentares, sendo alguns deles depósitos glaciais, como o Tilito Jequitaiá, os Tilóides Macaúbas e os conglomerados glaciogênicos Aquidauana.

Conforme discutido por Smirnov (1982), os mecanismos de transporte e deposição pela ação de geleiras não são processos seletivos, de forma que os depósitos tilíticos não apresentam bom potencial para mineralização. Entretanto, a ação de moagem exercida pelo gelo ocorre na forma de um processo de cominuição diferencial onde fragmentos líticos vão sendo desgastados formando fragmentos clásticos finos (silte+argila), e os elementos mais resistentes tanto mineral (diamante/quartzo) como rocha (quartzito) ficam preservados, resultando num enriquecimento em diamantes na fração grossa.

Melhores condições de formação de pláceres diamantíferos ocorrem em depósitos fluvio-glaciais gerados a partir de água de degelo.

Fácies sedimentares glaciogênicas terrestres incluem depósitos de canais fluviais subglaciais (*eskers*) e de deltas lacustres. Em muitos casos, os depósitos de geleiras e de canais subglaciais podem passar para depósitos fluviais periglaciais de alta energia (*outwashes*). Rios de degelo são em geral do tipo entrelaçado, de baixa sinuosidade, cujos grãos são de tamanho cascalho próximo à fonte e passam para areia e silte nas porções distais (Miall, 1983). Desta forma, clastos e cristais preservados e dispersos nos depósitos de geleiras podem ser concentrados pelas fácies de tração associadas à água de degelo.

Canais englaciais e fácies fluviais de ambiente supraglacial podem apresentar características de alto nível energético iguais àquelas de ambiente subglaciais, concentrando, eventualmente, diamantes; porém dificilmente preservam as fácies no registro geológico.

Outro fator responsável e o principal processo de concentração de diamantes em sedimentos glaciogênicos é o retrabalhamento sedimentar durante períodos

TABELA 02
Distribuição dos depósitos secundários de diamantes no Brasil.
 (Modif. de Gonzaga; Tompkins, 1991).

FANEROZÓICO	QUATERNÁRIO Aluviões, Coluviões, Eluviões e Praias (Canavieiras - Bahia)	
	TERCIÁRIO Sedimentos próximos a Itaituba - Pará	
	CRETÁCEO SUPERIOR Formação Parecis - Mato Grosso Grupo Bauru - Minas Gerais	
	CRETÁCEO INFERIOR Grupo São Bento - Minas Gerais Formação Areado - Minas Gerais e Piauí	
	CARBONÍFERO Formação Poti - Piauí e Pará Formação Aquidauana (G. Itararé) - Mato Grosso do Sul e Goiás	
	DEVONIANO Formação Furnas (?) - Paraná, Mato Grosso do Sul e Goiás	
	CAMBRIANO Tilitos Santa Fé - Minas Gerais Formação Salobro (Grupo Rio Pardo) - Bahia	
	PRÉ CAMBRIANO	PROTEROZÓICO SUPERIOR Tilito Jequitai (Samburá, Ibiá, Topázio, Bebedouro, Puga)
		PROTEROZÓICO MÉDIO Conglomerado do Grupo Roraima - Roraima Conglomerados da Formação Morro do Chapéu - Bahia Grupo Natividade (?) - Goiás Grupo Santo Onofre (?) - Bahia Grupo Aguapeí (?) - Mato Grosso Metaconglomerado Lavras (Grupo Chapada Diamantina - Bahia) Metaconglomerados Sopa-Brumadinho (Supergrupo Espinhaço em Diamantina - MG) Metaconglomerado Araí (Grupo Araí no córrego do Padre, Colinas, Cavalcante - Goiás)
PROTEROZÓICO INFERIOR Metaconglomerado do Rio Vila Nova (Grupo Vila Nova - Amapá)		

interglaciais, uma vez que, durante as glaciações, ciclos interglaciais intercalam-se aos glaciais.

A alta capacidade de concentração de algumas fácies glaciais/glaciogênicas pode ser notada, de acordo com Eyles; Kocsis (1988a, b), no Distrito Mineiro Cariboo (Canadá), onde ocorrem dois tipos de pláceres auríferos: i), pláceres derivados de

sistemas fluviais anteriores à glaciação Wiscosiniana e ii) pláceres resultantes do retrabalhamento de cascalhos glaciais auríferos, onde as atividades fluviais e glaciais recentes têm concentrado o ouro dos depósitos aluvionares antigos.

1.3.3 - Hipóteses sobre a origem dos depósitos no Estado do Paraná

As ocorrências de diamantes no Paraná são conhecidas desde o século passado, quando o estado apresentava uma boa produção de diamante aluvionar; entretanto, a origem desses depósitos é assunto controverso com relação à área fonte da mineralização. Trabalhos anteriores desenvolvidos na região de Tibagi-Telêmaco Borba, com o intuito de identificar kimberlitos e/ou lamproítos como fonte dos diamantes, não lograram êxito. Desses trabalhos, os mais significativos foram levantados pelas empresas Mineropar, CPRM, Sopemi e Klabin.

Um trabalho pioneiro no referido estado foi o de Derby (1878), o qual abrange, de maneira generalizada, toda a geologia do Estado do Paraná, com enfoque para a mineralização de diamante. O autor concluiu que os diamantes são oriundos das rochas sedimentares detríticas basais (que denominava de grès) da Bacia do Paraná, mas não esclarece se tais sedimentos pertencem especificamente à Formação Furnas ou se inclui os do Grupo Itararé. A presença de diamantes nesses sedimentos teria sido devido à ocorrência de fontes primárias no embasamento, o qual serviu de área fonte durante a deposição. As observações do autor são muito interessantes, já que o mesmo constatou que as mineralizações ocorrem somente nos trechos dos rios onde predominam as rochas sedimentares, mesmo os que nascem sobre as rochas cristalinas, e que os diques básicos, em

função de sua natureza e distribuição, não poderiam ter fornecido os diamantes para toda a região.

Oppenheim (1936) conclui que a maior extensão dos rios mineralizados está desenvolvida em sedimentos do Grupo Itararé, e algumas vezes rios mineralizados têm seu curso exclusivamente em área de afloramento desses sedimentos. Cita, também, a presença de diamantes sobre o Grupo Paraná, e ao contrário do que Derby (1878) afirma, sobre as rochas do embasamento da Bacia do Paraná. Descarta a possibilidade da área fonte ser o arenito Furnas, pois os minerais satélites presentes nas mineralizações não participam da assembléia mineralógica da Formação Furnas. Porém, Wilson (1982 *apud* Gonzaga, 1994) descreve como diamantífera a formação correlata na África do Sul.

Em contrapartida, cascalhos diamantíferos no Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Goiás estão associados a sedimentos do Grupo Itararé. As conclusões de Oppenheim (1936), caracterizando a rocha primária que teria fornecido os diamantes aos sedimentos do citado grupo como sendo de composição ácida, contraria totalmente os conceitos atuais de rocha fonte de diamantes.

Uma publicação intrigante é a de Maack (1968), que dedica algumas poucas linhas a esse assunto afirmando ter lavrado diamantes nos sedimentos glaciogênicos permo-carboníferos na região de Tibagi, sem fornecer maiores detalhes com relação à localização e descrição das rochas ou qualquer outra informação que pudesse comprovar suas declarações. Possivelmente o autor tencionasse apenas deixar registrada uma idéia sobre a procedência dessas mineralizações, cuja origem teria sido no continente africano, antes da deriva continental.

Bardet (1973) não descreve os jazimentos de diamantes da região de Tibagi, mas caracteriza-os como sendo de origem glacial a epicontinental, e num contexto um tanto confuso parece considerar o Grupo Itararé e a Formação Furnas como fontes dos depósitos aluvionares. Considera também as formações Dwyka e Tuichi (correlatas ao Grupo Itararé na África do Sul e Bolívia, respectivamente) como diamantíferas.

O estudo das inclusões dos diamantes do rio Tibagi revelou, para Svisero (1979), que a origem de natureza peridotítica dos mesmos é semelhante aos da África e Sibéria. A partir dessa conclusão, o referido autor interpreta que o Manto Superior é relativamente uniforme, imaginando a existência de rochas kimberlíticas diamantíferas associadas à mineralização no próprio Estado do Paraná, devido ao distanciamento geográfico entre a América do Sul e a África. No entanto, o autor não avalia a possibilidade dos diamantes do Paraná e do sul da África e pertencerem a uma fonte primária comum e os últimos terem sofrido transporte sedimentar, o que justificaria suas observações.

Outras considerações são as de Gonzaga (1994), que enfatiza a reciclagem sedimentar e os processos glaciogênicos como importantes agentes formadores de depósitos de diamantes, e caracteriza a Formação Furnas como diamantífera, a partir de retrabalhamento das formações Iapó e Vila Maria, as quais apresentar-se-iam mineralizadas por processos glaciais.

A hipótese de fontes variadas para as ocorrências de diamantes no Estado do Paraná também é levantada por Gonzaga; Tompkins (1991), que admitem como fontes os sedimentos permo-carboníferos e a Formação Furnas. Para a região de Franca (SP), borda da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo, são sugeridas

diferentes fontes para a mineralização, inclusive a do tipo primária (IPT, 1990 *apud* Etchebehere *et al.*, 1991).

Chierigati (1989), tentando identificar fontes primárias de diamantes no Estado do Paraná, constata ainda que a distribuição das mineralizações concentra-se na porção central do Arco de Ponta Grossa, a qual é tectonicamente favorável à presença de rochas kimberlíticas, sugerindo três hipóteses para explicar a origem desses diamantes: i) relacionada a intrusões do Cretáceo; ii) relacionada a intrusões paleozóicas do Arco de Ponta Grossa, totalmente erodidas e que apresentam como registro os diamantes nos sedimentos paleozóicos; iii) relacionada a fontes pré-cambrianas totalmente destruídas pelos diversos episódios erosivos durante a formação da Bacia do Paraná. Também observou um condicionamento da mineralização aos sedimentos basais da Bacia do Paraná no estado homônimo e sugere também que os diamantes estejam sendo liberados a partir dessas unidades, apontando como fontes potenciais o Grupo Itararé e as formações Iapó e Furnas. Esta não teria a mineralização associada ao retrabalhamento da Formação Iapó, como cita Gonzaga (1994), mas sim associada a corpos vulcânicos ultrabásicos ou similares existentes à época de sua sedimentação.

1.4 - HIPÓTESE DE TRABALHO

Autores como Oppenheim (1936) e Gonzaga e Tompkins (1991) relacionaram geneticamente as mineralizações com a glaciação permo-carbonífera. Até o presente, todavia, não foram desenvolvidas pesquisas detalhadas que permitissem verificar a influência da atividade glacial nas mineralizações, nem os processos que teriam

promovido a formação dos depósitos, apesar dos dados disponíveis, tais como a presença de mineralização exclusivamente sobre os sedimentos basais da Bacia do Paraná, a ausência de fontes primárias na região e de satélites que indiquem sua proximidade, a boa qualidade (gema) das pedras, entre outros, estarem apontando rochas sedimentares pré-existentes como prováveis fontes para os diamantes.

A capacidade de erosão e o volume de sedimentos transportados por geleiras são altos. Contudo, para que ocorra mineralização, é necessária a atuação de processos deposicionais seletivos que promovam a concentração do material transportado, por meio de: i) existência de uma pré-concentração de minerais durante o transporte glacial; ii) atuação de processos trativos durante a sedimentação (observado somente nos depósitos de *outwash* e *eskers*; iii) trabalhamento dos depósitos glaciais por processos trativos.

Portanto, trabalhar com a hipótese de fonte secundária de caráter glaciogênico requer um estudo detalhado de fácies deposicionais, para a identificação dos conjuntos litológicos que apresentam condições de alojar os diamantes, bem como se em tais fácies ocorrem mineralizações diamantíferas.

A existência de diamantes em aluviões atuais em uma bacia de drenagem com fonte circunscrita a rochas do Grupo Itararé poderia estar relacionada a conglomerados trativos derivados de fácies glaciais. As fácies, a assembléia mineralógica e as feições morfoscópias deveriam revelar esta origem sedimentar.

Desta forma, o objeto de trabalho foi delimitado como sendo as rochas e formações superficiais e sedimentos recentes diamantíferos da bacia de drenagem do rio Santa Rosa. O objetivo restringiu-se à definição das características das fácies sedimentares e fácies mineralógicas, de forma a demonstrar a coerência de suas

propriedades com o que se esperaria ser uma rocha fonte para os sedimentos recentes diamantíferos desta bacia.

Levantamento da documentação, mapeamento faciológico, análise mineralógica e morfoscópica foram os principais meios utilizados.

1.5 - OBJETIVOS

A caracterização de depósitos de diamantes associados a depósitos glaciais, assimilação e domínio de técnicas e métodos analíticos, bem como o aprimoramento e desenvolvimento de novos critérios para seleção de alvos visando a prospecção de diamantes constituíram o objetivo maior desta pesquisa. Para alcançá-lo, foram realizados os seguintes objetivos intermediários:

- levantamento geral dos garimpos com auxílio de mapas topográficos, geológicos e de ocorrência mineral;
- comparação da relação entre a composição mineralógica da microbacia hidrográfica selecionada para o estudo e a sua área fonte, com a finalidade de caracterizar a litologia fornecedora ou hospedeira da mineralização;
- definição das fácies preferenciais de ocorrência e os processos que promovem a concentração de diamantes nos sedimentos glaciais;
- comprovação da associação da concentração de diamantes com depósitos glaciogênicos no âmbito da Bacia do Paraná.

1.6 - ÁREA DE ESTUDO

Para testar a hipótese aventada foi escolhida a bacia de drenagem do rio Santa Rosa, afluente da margem direita do rio Tibagi, situada a cerca de 15 Km a

W-SW da cidade de Tibagi-PR, a qual abrange as coordenadas geográficas $50^{\circ}32'30''/24^{\circ}30'$, $50^{\circ}32'30''/24^{\circ}32'30''$, $50^{\circ}30'/24^{\circ}32'30''$, $50^{\circ}32'30''/24^{\circ}35'$ e $50^{\circ}30'/24^{\circ}35'$ (Fig. 03). A referida área localiza-se na conjunção das folhas cartográficas SG-22-D-IV-1 (Serv. Geol. Exerc., 1961), SG-22-X-A-IV-2 (Serv. Geol. Exerc., 1969; ou SG-22-D-III-2, Ministério da Guerra, 1961), escalas 1:50.000, e SG-22-D-I e SG-22-D-II (IBGE, 1967), escalas 1:100.000. Os principais acidentes geográficos presentes são as serras dos Borges, do Barreiro, do Roncador e o Salto Santa Rosa. O acesso à área pode ser efetuado pela PR-76, sentido Tibagi-Telêmaco Borba, ou pela estrada secundária que liga a localidade de São Domingos a Rodovia do Café (BR-376), via Água Clara/Boa Vista. Estas estradas apresentam-se interligadas por uma série de estradas vicinais distribuídas por toda a área, por meio das quais pode-se chegar aos principais afloramentos visitados.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO

A Bacia do Paraná (Fig. 04) representa, segundo França; Potter (1988), o maior registro de depósitos do Continente Gondwana na América do Sul, cujos depósitos glaciais e conteúdo de flora e fauna são correlacionados com depósitos na África, Antártica, Austrália e Índia, e têm sido bastante utilizados como evidências de separação dos continentes na teoria da deriva continental. Esta bacia ocupa uma área de cerca de 1.600.000 Km² estendendo-se pelo Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina, sendo que sua porção brasileira cobre uma área de aproximadamente 1.000.000 Km².

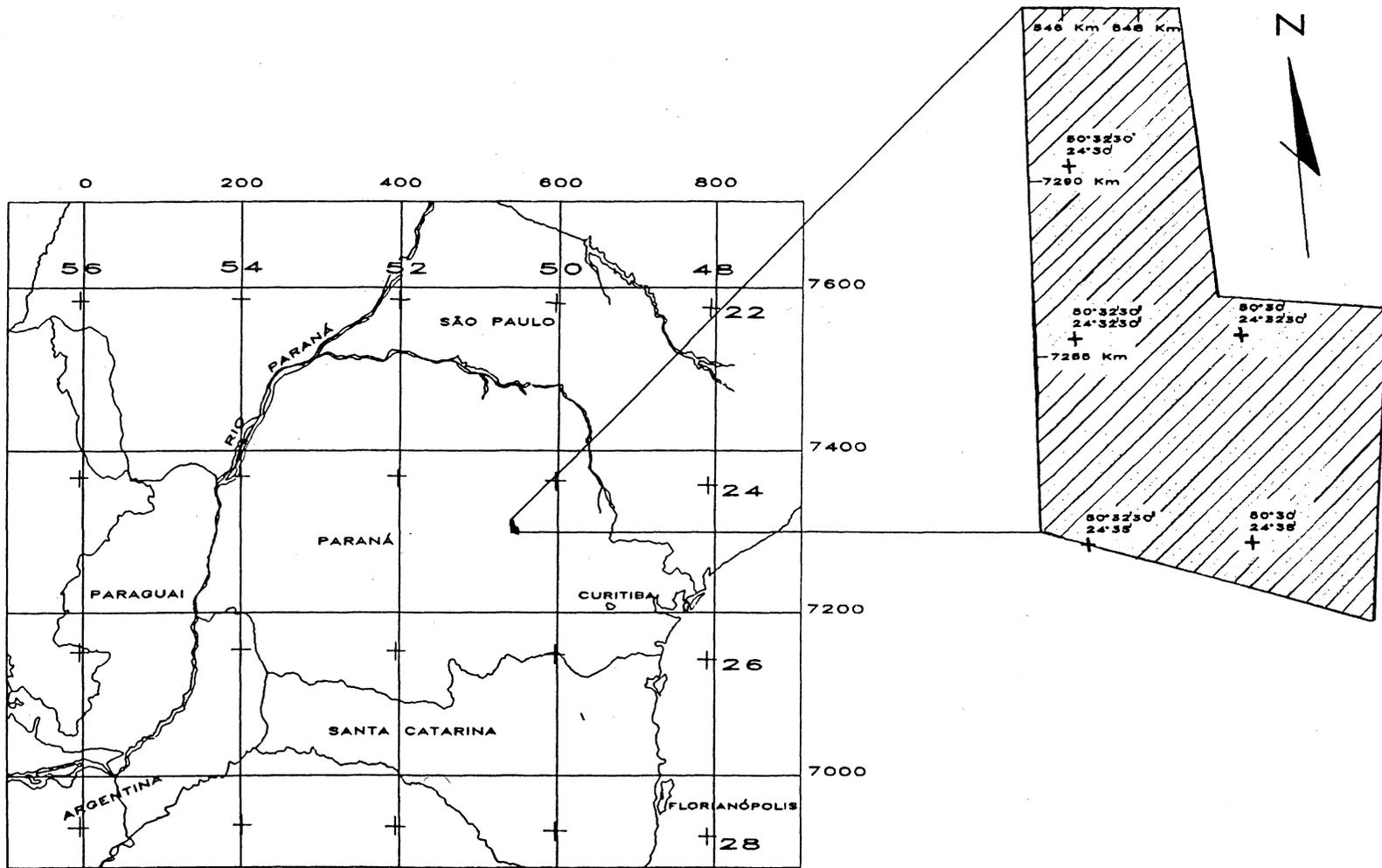


Fig. 3 Mapa de localização da área trabalhada da bacia do rio Santa Rosa.

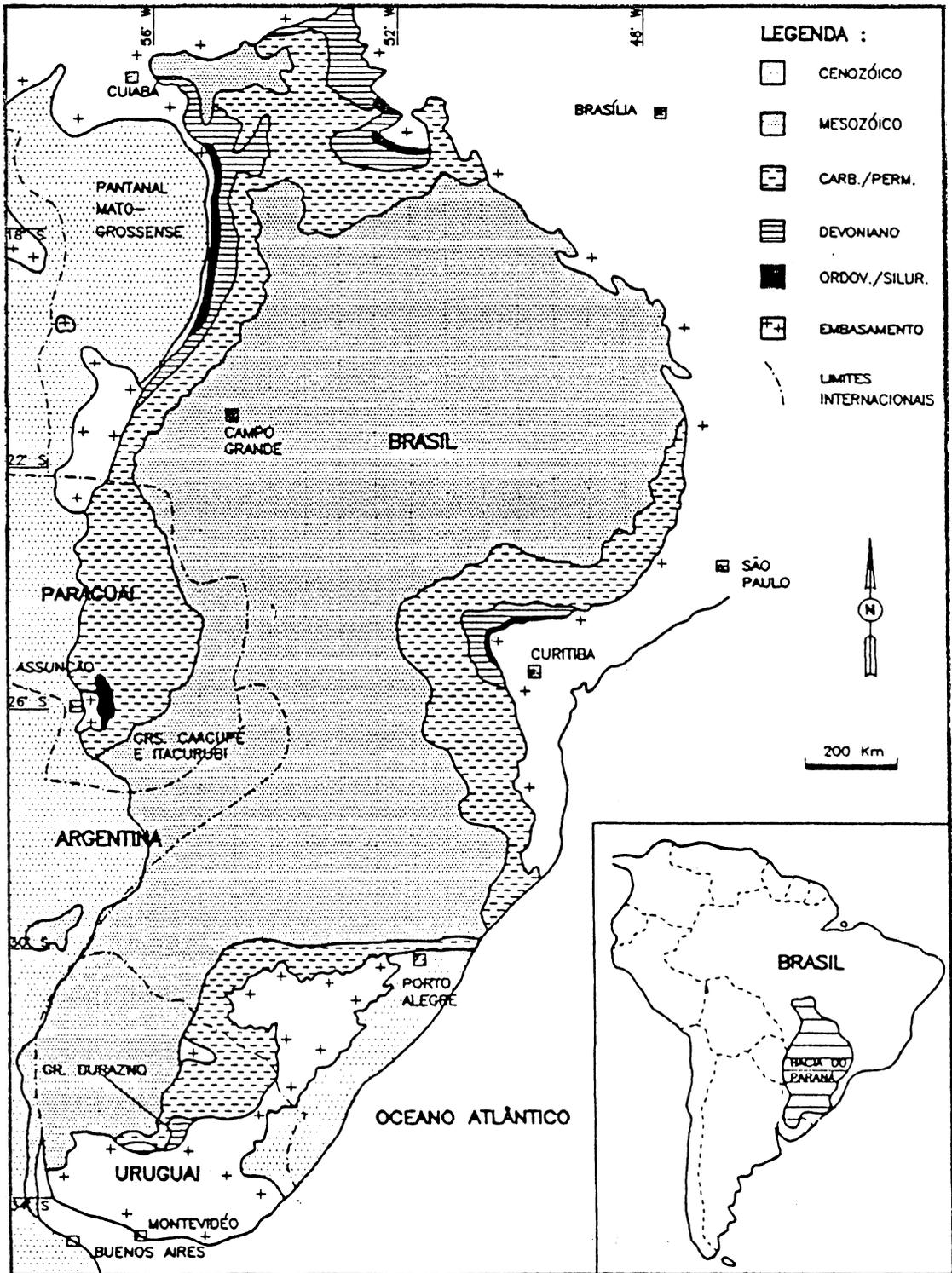


FIGURA 04

Mapa geológico da Bacia do Paraná, segundo Assine (1996).

2.1 - EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

O Continente Gondwana (Fig.05) consistia de um sistema complexo de colisão de placas e microplacas que foram cicatrizadas no final do Proterozóico Superior. O colapso orogênico foi acompanhado por rifteamentos locais pós-orogênicos neopaleozóicos, contudo não se tem indícios da existência de um grande rifte precursor que estivesse associado à origem da Bacia do Paraná (Soares, 1991).

Zalán *et al.* (1987) acreditam que o esfriamento da crosta associado a diminuição dos esforços foram suficientes para dar início a subsidência e subsequente deposição dos sedimentos basais da bacia.

Segundo Soares (1991) e Soares *et al.* (1974) a evolução tectônica indica condições de flexão litosférica intraplaca induzida por sobrecarga regulada por tensões desta litosfera. Para Soares *et al.* (1974) cada sequência constitui o registro de um ciclo tectônico, caracterizado por uma subsidência geral do cráton e posterior soerguimento generalizado com um mínimo de áreas submetidas a sedimentação.

A estratigrafia da Bacia do Paraná (Fig. 06) vem há muito tempo sendo discutida, e a primeira coluna estratigráfica da bacia foi desenvolvida por White (1908). Dos levantamentos mais recentes podem ser citados como significativos os trabalhos de Zalán *et al.* (1987) e Soares (1991).

Soares (1991) define quatro sequências tectono-sedimentares para o empilhamento da bacia, separadas por discordâncias interregionais, com indicadores tectônicos de cinemática tracional para as fases iniciais e compressional para as fases finais de cada sequência. São elas: a Sequência Tectono-Sedimentar Ordoviciano-Siluriana, Sequência Tectono-Sedimentar

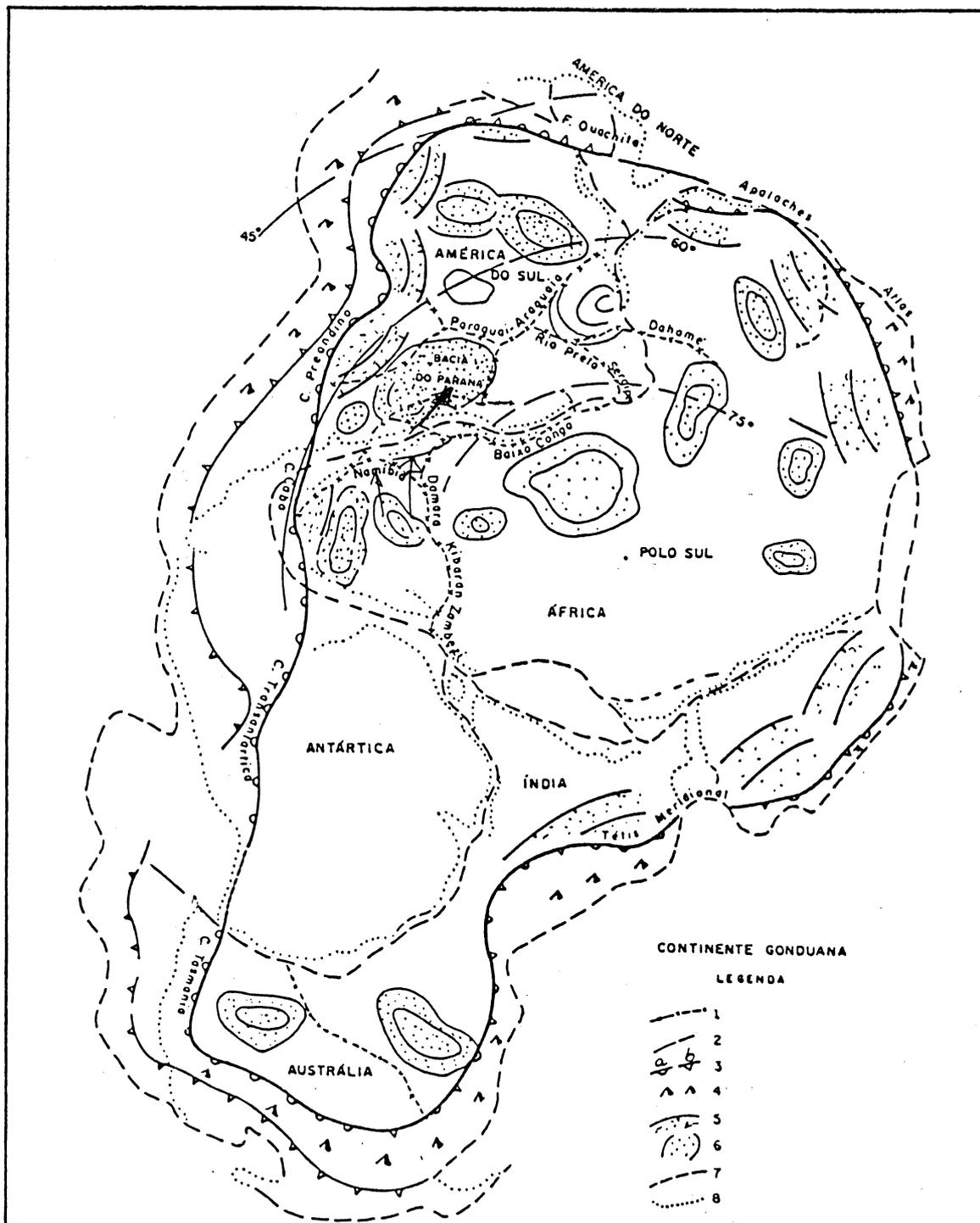


FIGURA 05

O continente Gondwana, durante a instalação da Bacia do Paraná: 1. zonas de sutura colisional neoproterozóica-eopaleozóica; 2. limite do bloco megacontinental gonduânico; 3. limite dos cinturões orogênicos paleozóicos (a) e (b) mesocenozóicos (4); 5. margens de bacias pericontinentais passivas ou de antepaís, paleozóicas; 6. Bacias intracratônicas; 7. zonas de rifteamento e separação mesozóica; 8. limites atuais dos continentes emersos. A Bacia do Paraná está situada numa zona de intensa colisão de blocos continentais (Soares, 1991).

Devoniana, Sequência Tectono-Sedimentar Pensilvaniano-Permiana e Sequência Tectono-Sedimentar Triássico-Jurássica, sendo que:

No Neo-Ordoviciano tem-se o primeiro ciclo cratônico do Gondwana, apresentando, de maneira geral, características de bacia flexural (Grupo Rio Ivaí, de Assine *et al* (1994). Um evento de tectônica compressional, com soerguimento e erosão generalizada, é iniciado no final do Siluriano.

Relaxação litosférica e subsidência do início do Devoniano é marcada por arenitos, sucedidos por folhelhos marinhos (Grupo Paraná).

Durante o Mississipiano ocorre intensa deformação orogênica seguida no Pensilvaniano por nova relaxação litosférica que provoca a formação de grabens e posterior subsidência flexural e acumulação de depósitos glaciogênicos (Grupo Itararé). Redução de área subsidente, adelgaçamento das margens e falhamento sinsedimentares em resposta a um evento compressional, dá-se no Permiano Inferior (Grupo Guatá). O soerguimento de charneiras marginais e migração da linha de base para o interior da bacia marcaram a compressão litosférica no final do Permiano (Grupo Passa Dois).

Uma nova fase de relaxação acompanhada de um amplo soerguimento no sudeste da bacia inicia-se no Triássico (formações Santa Maria, Pirambóia e Botucatu).

O rifteamento continental juro-cretáceo provoca a intrusão dos diques de diabásio e a abertura da charneira do arco. A atividade vulcânica fecha a principal fase de estiramento litosférico (Formação Serra Geral). No final do Eo-Cretáceo os sedimentos são acumulados no embaciamento, controlado por estruturas NW com desenvolvimento de deformações, flexuras e falhas (Grupo Bauru).

No Terciário, algumas falhas são reativadas produzindo grabens e soerguendo extensas regiões.

A associação das estruturas no interior da bacia com estruturas do embasamento é apresentada por vários pesquisadores como evidência de uma evolução condicionada a esse embasamento. Esta evolução é, de acordo com Soares (1991), resultado de sucessivos eventos policíclicos que refletem o reajuste isostático da litosfera.

Duas direções principais de estruturas no interior da bacia, uma a NW-SE e outra NE-SW, correspondem a zonas de maior mobilidade tectônica do embasamento, reativadas durante a evolução da Bacia do Paraná. A influência

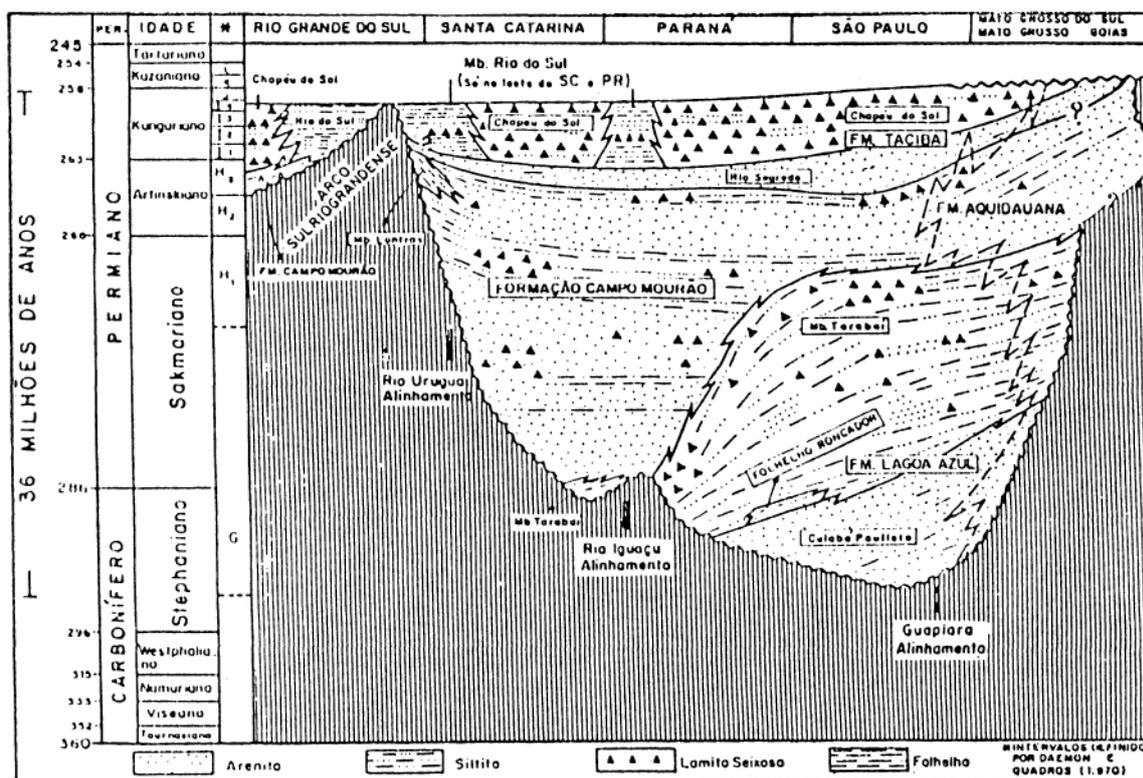


FIGURA 06

Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, segundo França; Potter (1988, modif. de Gama Jr. *et al.*, 1982).

exercida por esses padrões estruturais ao longo do tempo geológico foi diferente para cada um desses *trends*. Soares *et al.* (1982) mencionam que ambas as estruturas tiveram controle sobre a sedimentação e estão relacionadas a movimentos transcorrentes, mas apenas as estruturas NW condicionaram os diques e soleiras de diabásio, durante a separação do Gondwana, no Juro-Cretáceo. A existência de um terceiro lineamento E-W, cujo desenvolvimento teve início a partir do Triássico, foi reconhecida por Zalán *et al.* (1987), Bacoccoli e Aranha (1984 *apud* Zalán *et al.*, 1987) e Soares (1991).

2.1.1 - Embasamento pré-cambriano/eopaleozóico

Segundo Soares *et al.* (1994), este embasamento é composto em sua porção aflorante pelo cráton Rio de La Plata no sul; pelos cinturões móveis Dom Feliciano e Ribeira separados pelo cráton de Luís Alves na margem leste/sudeste da bacia; pela Faixa Uruaçu e Maciços Guaxupé e Goiás, na margem norte/nordeste da mesma; e pela Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia que delimita a margem ocidental da Bacia do Paraná. A colisão dos vários núcleos cratônicos, dos cinturões móveis orogênicos adjacentes e das bacias de antepaís sobrepostas que compunham o Gondwana (Fig. 05), deu-se durante o ciclo tectono-magmático brasileiro.

2.1.2 - Seqüência Tectono-Sedimentar Ordovício-Siluriana

A Seqüência Tectono-sedimentar Ordovício-Siluriana é, de acordo com Assine *et al.* (1994) constituída de conglomerados basais sobrepostos por arenitos continentais/marinhos sucedidos por diamictitos glaciais, por folhelhos marinhos transgressivos e por arenitos marinhos regressivos, configurando um grande ciclo transgressivo-regressivo. Sua porção brasileira é designada de Grupo Rio Ivaí, o qual é formado, da base para o topo, pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria. Os conglomerados e arenitos basais da Formação Alto Garças assentam-se discordantemente sobre o embasamento pré-cambriano/eopaleozóico e encontram-se sobrepostos por diamictitos (Formação Iapó-PR) e por folhelhos e arenitos (Formação Vila Maria-MT/GO).

2.1.3 - Seqüência Tectono-Sedimentar Devoniana

A Seqüência Tectono-sedimentar Devoniana caracteriza-se por uma seção bastante espessa (900 m) e de boa continuidade lateral de sedimentos psamíticos/psefíticos basais da Formação Furnas que gradam para folhelhos marinhos da Formação Ponta Grossa que compõem o Grupo Paraná. O contato entre as formações caracteriza-se pelas “camadas de transição” de Petri (1948).

Na base da Formação Furnas ocorrem arenitos conglomeráticos e conglomerados quartzo-feldspáticos de granulometria grosseira com estratificação cruzada de vários tipos. Em direção ao topo a granulometria e a quantidade de feldspatos diminui, dando lugar a arenitos finos com níveis micáceos e/ou argilosos. Apesar das grandes controvérsias Assine *et al.* (1994) admitem para seu ambiente deposicional fácies continentais e litorâneas em condições transgressivas com um sistema deltáico na base passando a marinho no topo.

A Formação Furnas com adelgaçamento para oeste e afinamento granulométrico é considerada de acordo com seu conteúdo fossilífero e relação com a Formação Ponta Grossa como eodevoniana (Soares, 1991).

A Formação Ponta Grossa é caracterizada por folhelhos marinhos de coloração acinzentada com intercalação de arenitos finos. Esta formação foi dividida em membros Jaguariaíva, Tibagi e São Domingo por Lange; Petri (1967).

2.1.4 - Seqüência Tectono-Sedimentar Pensilvaniano-Permiana

A Seqüência Tectono-sedimentar Pensilvaniano-Permiana é composta por uma sucessão de seqüências correspondente ao último ciclo tectono-sedimentar do Paleozóico. Equivale à Sequência Delta de Soares *et al.* (1974, 1978).

O ciclo é marcado por alta taxa de subsidência e grande influência glacial no seu processo deposicional. Segundo Soares *et al.* (1974) o ciclo tem seu início marcado por depósitos fluviais e lacustres com contribuição glacial de arenitos parcialmente conglomeráticos, lamitos rítmicos e diamictitos. Estes sedimentos correspondem à Formação Lagoa Azul de França; Potter (1988) e apresentam um elevado controle tectônico durante sua deposição.

Segundo Soares (1974), a transgressão marinha no limite Pensilvaniano-Permiano vinda de sudoeste, durante o aprofundamento da bacia, depositou arenitos de textura heterogênea, com intercalações de espessos siltitos e folhelhos Mafra ou da porção média do Grupo Itararé (Formação Campo Mourão de França; Potter, 1988), sobre os sedimentos continentais.

Segundo Soares (1991), os depósitos deltáicos pertencentes a uma nova sequência onde o suprimento é maior que a subsidência estão representados, nas Formações Rio do Sul (SC), Tietê (SP) aflorantes, e Taciba em subsuperfície.

A glaciação permiana (Membro Chapéu do Sol de França; Potter, 1988) é finalizada com a transgressão marinha, correspondendo a uma superfície de máxima inundação (folhelho Passinho).

No limite do Artinskiano-Kunguriano, de acordo com Soares (1991), a bacia sofreu nova atividade tectônica, a qual acelerou o arqueamento do Arco de Ponta Grossa, sendo submetida a novos falhamentos que condicionaram a deposição das sequências Passinho e da parte inferior da Formação Rio Bonito.

A porção superior da Sequência Tectono-sedimentar Pensilvaniana-Permiana representada pela porção média e superior da Formação Rio Bonito, pela

Formação Palermo e pelo Grupo Passa Dois, apresenta boa distribuição e correlação por toda a bacia.

2.1.5 - Seqüência Tectono-Sedimentar Triássico-Jurássica

Esta seqüência é caracterizada, segundo Soares (1991) por depósitos de clima árido associado a uma província desértica. Na base da seqüência encontram-se depósitos de sistemas lacustres, fluviais e eólicos (formações Santa Maria e Pirambóia) representados por arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, médios a finos de carácter siltico-argiloso, com intercalações de finas camadas de argilitos e siltitos, com estratificações cruzada, planar e acanalada, e plano-paralela. Na porção superior (Formação Botucatu) ocorrem arenitos eólicos de deserto árido com contribuição, na porção inferior, de sedimentação fluvial. As dunas arenosas foram cobertas pelo derrame de lavas basálticas, dando início a um importante período de subsidência da bacia. Os depósitos pós-lava do Cretáceo e do Terciário refletem o gradual soerguimento da região costeira, no Sudeste do Brasil. A subsidência da bacia na porção a norte da zona de falha Curitiba-Maringá (Zalán *et al.*, 1987) permitiu a acumulação dos sedimentos do Grupo Bauru (Cretáceo).

Os conglomerados da Formação Iapó (Ordovício-Siluriano), os da base da Formação Furnas (Devoniano), os da base do Grupo Itararé (Carbonífero Inferior), os da base da Formação Rio Bonito (Membro Triunfo/Permiano Inferior), e os da parte superior do Grupo Bauru (Formação Uberaba/Cretáceo) podem ser considerados fontes secundárias de depósitos diamantíferos na Bacia do Paraná, os quais apresentam ocorrências espacialmente associadas.

2.2 - ESTRATIGRAFIA DO GRUPO ITARARÉ

O Grupo Itararé compreende uma grande variedade de litologias depositadas sob influência de geleiras, durante o intervalo Carbonífero Superior-Permiano Inferior (Daemon; Quadros, 1970), dentre as quais se destacam diamictitos, arenitos, siltitos e argilitos.

Os termos “série” (Oliveira, 1927), “formação” (Northfleet *et al.*, 1969; Gama Jr. *et al.*, 1982; Soares *et al.*, 1974), “subgrupo” (Petri; Fúlfaro, 1983) têm sido substituídos por “grupo” (Schneider *et al.*, 1974; Castro, 1988; Soares 1991 e França; Potter, 1988) e apresentados em diversas publicações, na tentativa de estabelecer a melhor classificação litoestratigráfica da referida unidade.

França; Potter (1988) dividiram o Grupo Itararé, em sub-superfície no interior da bacia, nas formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauna (Fig. 07):

A Formação Lagoa Azul representa a porção basal do Grupo Itararé em São Paulo, Paraná, e sul do Mato Grosso do Sul. A sub-bacia Lagoa Azul implantou-se no centro-norte da bacia, com um eixo deposicional E-W, cuja sedimentação foi controlada pelos alinhamentos NW e NE.

Os arenitos acinzentados, siltitos e lamitos seixosos estão assentados em discordância erosiva sobre o Grupo Paraná e, quando este não está presente, sobre o embasamento. Palinologicamente esta formação foi datada como Carbonífero Superior (Daemon; Quadros, 1970). Sua espessura média é de 200 m a 400 m.

A unidade arenosa basal da Formação Lagoa Azul foi depositada pela combinação de rios *braided* e leques aluviais e é denominada Membro Cuiabá Paulista. A unidade superior argilosa denominada de Membro Tarabaí é formada

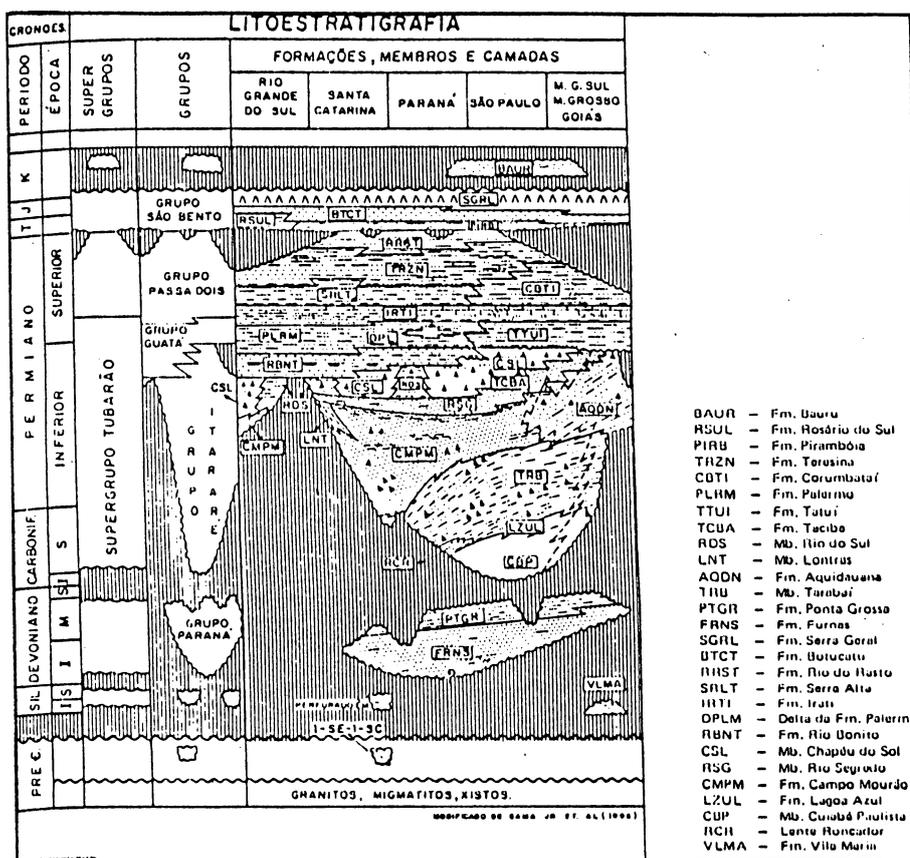


FIGURA 07

Coluna estratigráfica do Grupo Itararé, segundo França; Potter (1988, modif. de Gama Jr. et al, 1982).

por siltitos, lamitos seixosos (diamictitos ou tilitos) e alguns corpos arenosos, que parecem configurar depósitos de planície de lavagem. Soares (1991) correlacionou esta unidade com a Formação Campo do Tenente (Santa Catarina) e arenito Vila Velha (Paraná), aos quais se associam os aluviões diamantíferos do rio Santa Rosa.

A Formação Campo Mourão compreende a unidade arenosa, com contribuição de folhelhos, siltitos e lamitos seixosos da porção média do Grupo Itararé, apresentando uma espessura média de 400 a 500 metros. Ocorre praticamente em toda a bacia, sendo que a norte aparece interdigitada com os sedimentos vermelhos da Formação Aquidauana. O arenito basal repousa

discordantemente sobre o embasamento no Rio Grande do Sul e sudeste de Santa Catarina, sobre o Grupo Paraná em Goiás, Mato Grosso e na maioria do Estado de Santa Catarina, e sobre a Formação Lagoa Azul em São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul. Em ambiente continental com rios *braided*, sem indicação direta de influência glacial, porém alimentados possivelmente por correntes de degelo, depositou-se a porção arenosa basal. Em direção ao topo da unidade predominam depósitos transgressivos.

O Membro Lontras (Folhelho Lontras de Schneider *et al.*, 1974) é formado por folhelhos cinza-escuros a pretos, micáceos e de aspecto várvido que ocorrem no leste dos estados de Santa Catarina e do Paraná. O folhelho depositado em ambiente marinho passa lateralmente para lamitos seixosos.

A Formação Taciba compreende a parte superior do Grupo Itararé e é composta de lamitos seixosos, arenitos, folhelhos e secundariamente de siltitos, compreendendo a maior parte do Grupo Itararé, devendo estar correlacionada com a maioria das rochas expostas. Tais sedimentos estão sobrepostos a Formação Campo Mourão em praticamente toda a bacia, e sobre o embasamento no Arco Sul-Rio Grandense, apresentando uma espessura média de 200m a 300m. É dividida em membros Rio Segredo, Chapéu do Sol e Rio do Sul.

O Membro Rio Segredo compreende a unidade arenosa abaixo da sequência maciça de lamito seixoso na parte superior do Grupo Itararé. Na parte norte da bacia o membro interdigita-se com a Formação Aquidauana. A sedimentação nas partes rasas da bacia (São Paulo) é, principalmente, dominada por deltas e, secundariamente, por turbiditos, sendo os lamitos e arenitos seixosos registro de

fluxos gravitacionais de frente deltáica (Fúlfaro *et al.*, 1984 *apud* França; Potter, 1988).

O Membro Chapéu do Sol representa a porção mais superior do Grupo Itararé no Estado de São Paulo, oeste do Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul e partes do Mato Grosso do Sul. É composto por lamitos seixosos maciços e raros corpos arenosos. Este membro tem espessura média de 150m a 200m e afina em direção ao norte da bacia, não ocorrendo em Goiás, Mato Grosso e norte do Mato Grosso do Sul. França; Potter (1988), Oliveira; Neto (1984) relacionam a matéria orgânica presente como de provável origem marinha; Gravenor; Rocha Campos (1983) admitem para os diamictitos e lamitos seixosos depósitos de base de geleiras em ambiente subaquático. Depósitos subglaciais foram reconhecidos, no Estado de São Paulo; por Frakes *et al.* (1968).

O Membro Rio do Sul compreende os sedimentos argilosos da porção superior do Grupo Itararé no Paraná e Santa Catarina, parte daqueles descritos como Formação Rio do Sul, formados de argilitos, folhelhos, arenitos finos, ritmitos e diamictitos, por Schneider *et al.* (1974).

A Formação Aquidauana aflora na borda oeste da bacia e é caracterizada na sua porção inferior por arenitos vermelhos a róseos de granulometria média a grossa, com estruturas cruzadas acanaladas; secundariamente contém lamitos seixosos, arenitos esbranquiçados e conglomerados. A sequência média é formada por siltitos vermelhos a róseos, contendo lamitos seixosos vermelhos e raros folhelhos cinza-esverdeados. A sequência superior é composta predominantemente por arenitos. A interdigitação entre a Formação Aquidauana e os sedimentos cinzas do Grupo Itararé apresenta a cor como o único fator distintivo entre ambos.

2.3 - PALEOCORRENTES NO GRUPO ITARARÉ

A Teoria da Deriva Continental é bastante antiga, porém somente com a Teoria da Tectônica de Placas (década de 60) foi possível o entendimento do processo de separação dos continentes.

O Continente Gondwana, que juntamente com a Laurásia fazia parte do Megacontinente Pangéia, foi fragmentado em vários blocos continentais. Esta fragmentação iniciou-se com a separação do que é hoje a América do Norte, África, América do Sul e Antártica, no Triássico Inferior.

As semelhanças paleontológicas e geológicas entre os continentes Sul-Americano e Africano, a direção de movimento de geleiras gondwânicas (com base em pavimentos estriados, glacio-tectônica e características dos tilitos) foram usados, por muito tempo, como evidências de uma ligação pretérita desses continentes.

Bigarella (1973) realizou um trabalho onde apresentou vários dados de paleocorrentes que permitiram a interpretação de posição relativa intercontinental e das áreas de influência das glaciações, desde o Pré-Cambriano até o Cretáceo. De acordo com este autor e citações por ele referenciadas, as medidas em superfícies estriadas, estratificação cruzada, estruturas deformacionais e o padrão de orientação dos seixos indicaram movimentos do gelo no Continente Gondwana nas direções NW e W, no Uruguai, e NNW e W no Brasil, nos estados do Paraná (Grupo Itararé) e São Paulo.

As estrias glaciais no Estado do Paraná ocorrem tanto em superfícies pré-glaciais como nos próprios sedimentos glaciogênicos, os quais estão, por vezes, recobertos por tilitos típicos.

Segundo França; Potter (1988), as direções das paleocorrentes nos sedimentos do Grupo Itararé parecem indicar três grandes lobos de geleiras entrando na Bacia do Paraná durante o Permo-Carbonífero, sendo um deles, o Lobo de Kaokoveld da África, e os dois restantes associados possivelmente a glaciação no Arco de Assunção (Fig. 8). Para a Formação Aquiduaná as direções de correntes no sentido leste exibem áreas-fonte diferentes em comparação a seu equivalente no Estado do Paraná.

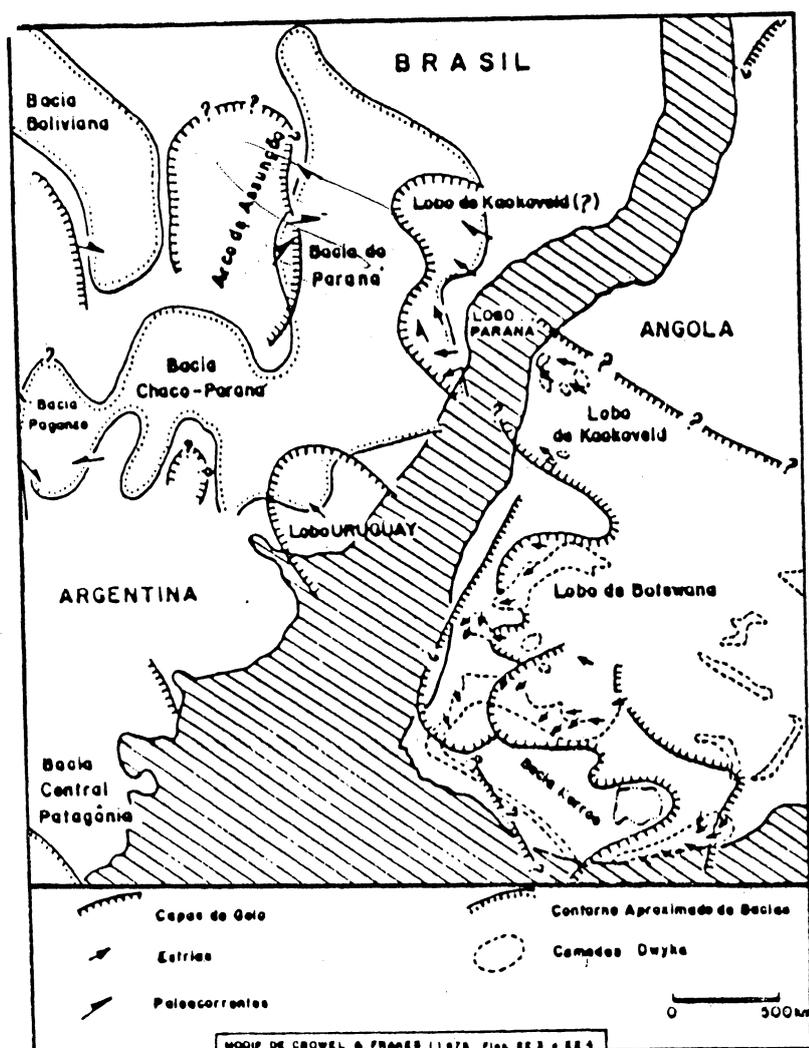


FIGURA 08

Glaciação no Paleozóico Superior da América do Sul e África, segundo França; Potter (1988, modif. de Crowell; Frakes, 1978).

Dados mais recentes em arenitos de canais subaquosos do Grupo Itararé mostram, segundo França *et al.* (no prelo), que a orientação N-S desses canais é paralela à borda erosiva atual e coincidem com as direções de estrias glaciais. As medições nos estratos cruzados caracterizaram um padrão de paleocorrentes com transporte de sul para norte (França *et al.*, no prelo), cujos sedimentos por desconfinamento de fluxo depositaram-se sob a forma de lobos subaquosos. A área fonte dos sedimentos Itararé, no leste da bacia, estaria associada à porção sul do Continente Africano.

CAPÍTULO 3

TRABALHOS DESENVOLVIDOS

As atividades de pesquisa tiveram início com o levantamento e estudo da documentação e material bibliográfico relacionados ao tema da pesquisa. A etapa seguinte compreendeu a compilação, armazenamento e manipulação de várias informações cartográficas e geológicas gravadas e processadas em meio digital com o uso dos *softwares* Autocad 12 (Copyright © Autodesk Inc., 1993) e Geosoft 4.00.03 (Geosoft Latino Americana, 1996), do Laboratório de Computação do Departamento de Geologia. O banco de dados foi criado com base nos mapas de Soares *et al.* (1995), do DNPM (Brasil, 1981), do Projeto Radambrasil (1981, 82a, b - folhas Corumbá, Cuiabá e Goiás), de Vieira & Maingué (1972a, b, c, d) e Chierigati (1989).

A análise e interpretação destas informações regionais sobre os diamantes e rochas associadas na Bacia do Paraná resultou na seleção de uma bacia diamantífera: a do rio Santa Rosa.

3.1 - MAPEAMENTO GEOLÓGICO E LEVANTAMENTO DE SEÇÕES

Na área desta bacia foi efetuado o mapeamento faciológico e de ocorrências, trabalhando com fotografias aéreas e aquisição de dados de campo, com descrição de afloramentos, levantamento de perfis e amostragem de rochas conglomeráticas, de cascalheiras terraceadas e cascalho de leito ativo.

O material fotográfico analisado e interpretado contou com a utilização de fotografias aéreas, pertencentes ao ITC-PR, na escala 1:70.000 (1962) em uma etapa preliminar de caráter regional, e posterior detalhamento na escala 1:25.000 (1980).

Além do material cartográfico e fotográfico citados, foram utilizados nos trabalhos de campo as seguintes bases cartográficas: Diretoria do Serviço do Geográfico (Brasil, 1964 - folha Castro), Instituto Brasileiro Geográfico e Estatístico (Brasil, 1967 - folhas Telêmaco Borba e Curiúva), na escala 1:100.000, Serviço Geográfico do Exército (Brasil, 1961/1969 - folhas Tibagi e Porteira Grande, respectivamente), na escala 1:50.000.

Os trabalhos de campo contaram com o levantamento de perfis estratigráficos e geológicos, tratados, respectivamente, nos *softwares* Autocad e Harvard Graphics, e com a amostragem pontual dos sedimentos do Grupo Itararé e das microbacias de drenagem.

A amostragem objetivou a coleta de material para análises de laboratório e também a comparação entre os minerais pesados das bacias de drenagem mineralizadas e a área fonte dos sedimentos.

3.2 - ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

A caracterização e estudo mineralógico voltaram-se à análise dos minerais pesados, incluindo o próprio diamante. Os dados levantados foram obtidos através do uso de técnicas de microscopia óptica e microscopia eletrônica. Para a microscopia óptica foram utilizados os laboratórios de Sedimentologia e Microscopia do Departamento de Geologia da UFPR, enquanto que a microscopia eletrônica foi efetuada no laboratório do Departamento de Biologia da mesma Universidade.

3.2.1 - Microscopia óptica

A análise dos sedimentos de corrente foi executada em lupa binocular (aumento de 6 a 50 vezes), com base nas características externas dos minerais, sendo que o material estudado foi previamente submetido apenas a secagem e quarteação.

A análise mineralógica das demais amostras foi realizada em lâminas de imersão, em microscópios petrográficos Nikon. O procedimento utilizado para a confecção destas lâminas foi iniciado com a desagregação e secagem a 60°C de cerca de 50 g de cada amostra.

Em seguida, as amostras foram dispersas com pirofosfato de sódio hidratado ($\text{Na}_3\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) sob agitação mecânica, elutriadas por fluxo de água ascendente em funil liso, e expostas a nova secagem. O resíduo foi submetido a peneiramento nos

intervalos 4,000/2,830 mm, 2,830/2,000, 2,000/1,410 mm, 1,410/1,000 mm, 1,000/0,707 mm, 0,707/0,500 mm, 0,500/0,354 mm, 0,354/0,250 mm, 0,250/0,177 mm, 0,177/0,125 mm, 0,125/0,088 mm, 0,088/0,062 mm e <0,062 mm.

As duas classes granulométricas imediatamente abaixo da moda foram escolhidas para a separação dos minerais pesados pelo processo densimétrico de afundamento-flutuação em bromofórmio (CHBr_3 , $d=2,85 \text{ g/cm}^3$). Uma vez separados, os minerais pesados foram submetidos à separação magnética ao ímã de mão. O passo seguinte foi a confecção das lâminas, utilizando-se bálsamo do Canadá como fixador e lamínula como cobertura, para uma análise óptica preliminar dos sedimentos.

Posteriormente, fez-se necessária nova separação magnética das amostras no Separador Frantz, nas amperagens +0,6 A, +1,0 A e -0,1 A, e confecção das respectivas lâminas para a análise qualitativa e quantitativa, devido à pequena quantidade de minerais pesados para análise por difração de raio X.

3.2.2 - Microscopia eletrônica

18 exemplares de diamantes, dos 21 adquiridos pelo projeto PADCT nº 006591030300, foram selecionados para a análise de microscopia eletrônica de varredura.

Do total, doze são provenientes da bacia do rio Tibagi e os demais são oriundos de fontes primárias (Juína-MT).

A seleção dos exemplares foi realizada em lupa binocular, com o objetivo de separar algumas faces de diamantes com possíveis características de transporte

glacial, a serem analisadas com maior detalhe. Já a análise dos diamantes de fontes primárias visou a comparação dos resultados.

A preparação do material constou basicamente da fixação dos diamantes em suportes com cola de carbono, com a superfície de observação aproximadamente paralela à tela. Subsequentemente, efetuou-se metalização a ouro no Evaporador Balzers SCD030. Os diamantes foram examinados no Microscópio Eletrônico Philips SEM 505, e fotografados com filme Verichrome Pan - 120.

A observação das micrografias, cujos aumentos variaram entre 45,33 e 295,70 vezes, mostrou como esta técnica, que envolve preparação mais simples que a de microscopia de transmissão, pode apresentar boa resolução no estudo de feições superficiais dos minerais. Posteriormente, verificou-se que a metalização não é necessária, devido a boa condutibilidade elétrica ponto a ponto do diamante, em função da sua pureza composicional.

3.3 - ENSAIOS DE CAMPO

Foram selecionados três corpos conglomeráticos com bom potencial diamantífero para análise mineralógica, de acordo com suas características composicionais e texturais. Essas análises tiveram como objetivo a identificação de possíveis diamantes e dos minerais pesados presentes.

Nos três corpos programou-se o peneiramento e a concentração de cerca de quatro metros cúbicos de conglomerado, com apoio da prefeitura de Tibagi. Tinha-se a expectativa de encontrar uma pedra de 20 pontos ou duas de 10 pontos, conforme a variação do tamanho médio dos diamantes com a distância de transporte, de acordo com Sutherland (1982).

Os trabalhos, apenas iniciados, foram suspensos por problemas operacionais e as análises completas não puderam ser efetuadas, tendo sido apenas analisada a variação composicional dos seixos das amostras, sem ter sido encontrado nenhum exemplar de diamante até a paralisação das atividades.

CAPÍTULO 4

FONTE DOS ALUVIÕES DIAMANTÍFEROS

4.1 - ASPECTOS REGIONAIS

A maior parte das ocorrências diamantíferas da Bacia do Paraná está distribuída sobre as unidades sedimentares das seqüências Pensilvaniano-Permiana e Devoniana, nas suas bordas leste (Paraná, São Paulo) e noroeste (Goiás, Mato Grosso do Sul) (Fig. 09).

No flanco noroeste (Aquidauana, Coxim, e bacias dos rios São Lourenço, Piquiri e das Garças) ocorrem cerca de 90 depósitos em microbacias que drenam a faixa de afloramento da Formação Aquidauana, e mais raramente dos grupos Paraná, Rio Ivaí e Bauru, sendo que as drenagens mineralizadas nascem sobre a bacia e correm em direção ao embasamento (Fig.10).

No sudeste, as 35 ocorrências de sedimentos mineralizados (Fig. 11) encontram-se sobre as seqüências Pensilvaniano-Permiana e Devoniana, e na maioria delas há contribuição dos sedimentos do Grupo Itararé, das quais, 21 ocorrem sobre os sedimentos do referido grupo. Alguns rios nascem no embasamento da Bacia do Paraná, tornando-se mineralizados somente quando drenam as rochas sedimentares da bacia. Muitas vezes, as mineralizações ocorrem próximas aos diques mesozóicos,

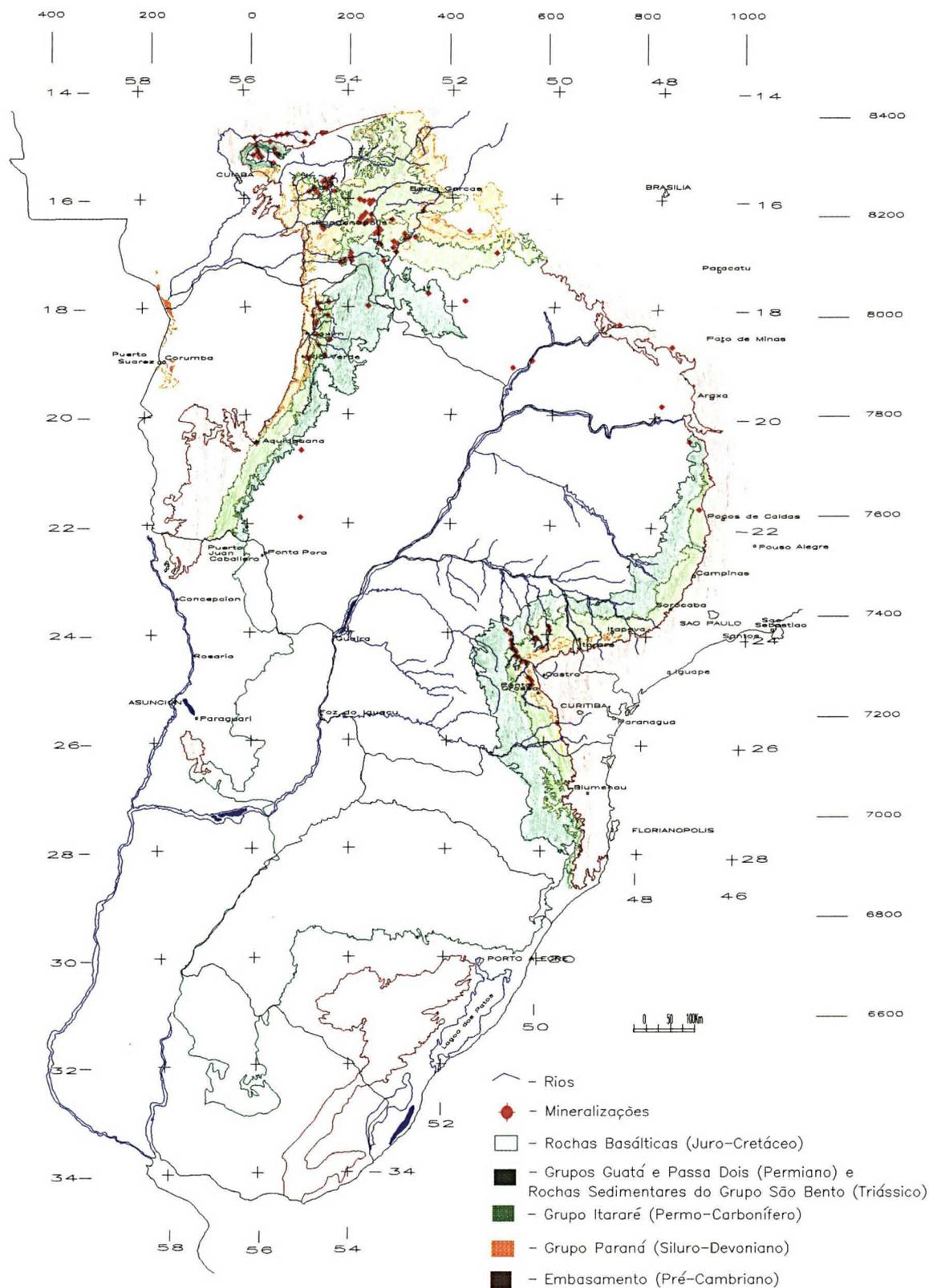


FIGURA 09

Distribuição das mineralizações de diamantes associadas às unidades paleozóicas da Bacia do Paraná. (Mapa base modif. de Soares *et al* (1995).

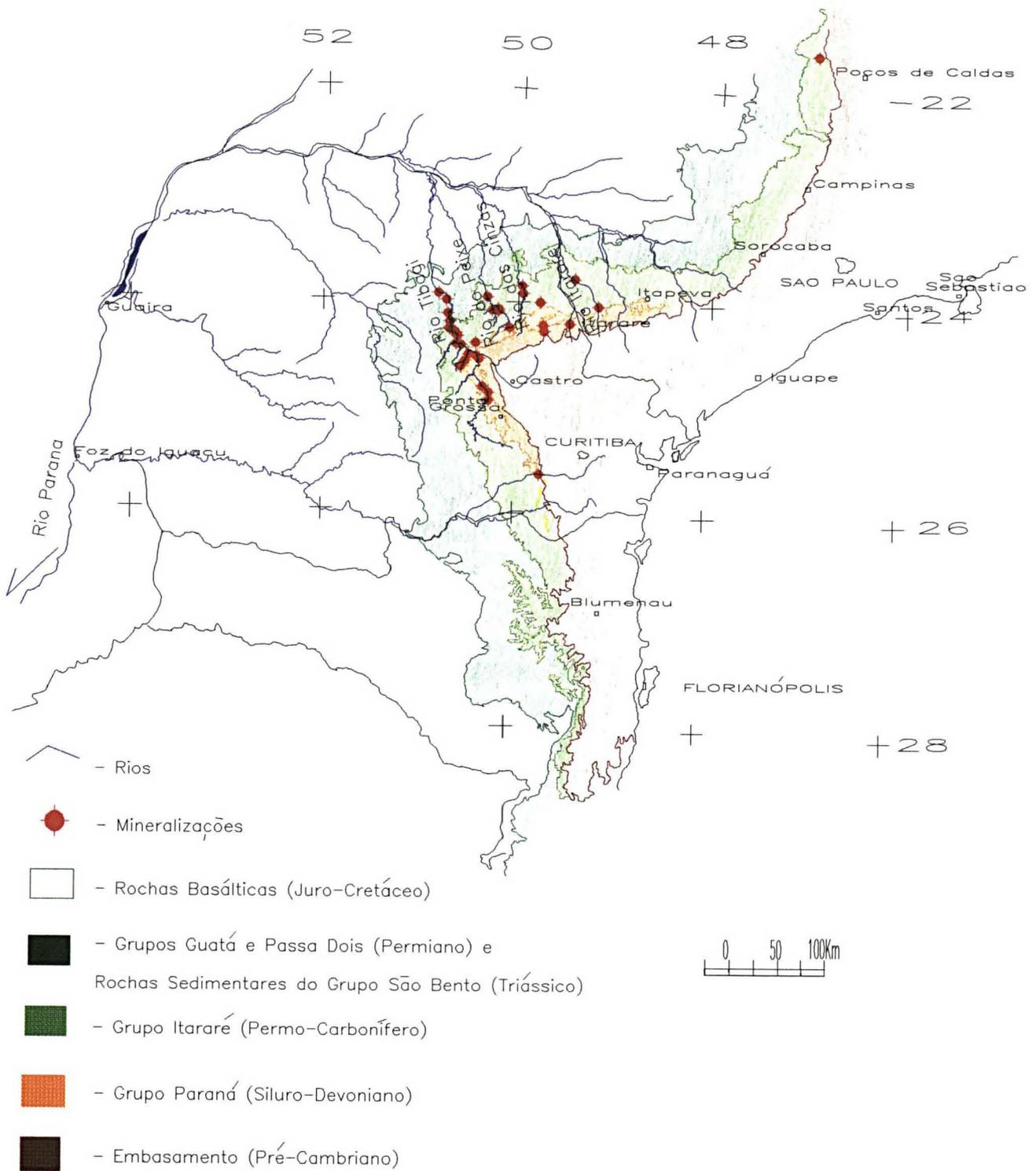


FIGURA 11
 Distribuição das mineralizações associadas aos grupos Itararé e Paraná, na borda sudeste da Bacia do Paraná. (Mapa base modif. de Soares *et al*, 1995).

porém, no prolongamento dos mesmos no escudo adjacente, não ocorrem diamantes. As principais áreas mineralizadas, no Estado do Paraná, são as bacias dos rios Tibagi, do Peixe, Verde e das Cinzas, sendo que algumas dessas drenagens têm todo o seu curso drenando o Grupo Itararé.

4.2 - FONTE DOS ALUVIÕES DIAMANTÍFEROS NA BACIA DO RIO SANTA ROSA

O rio Santa Rosa, mineralizado a diamante, tem suas nascentes localizadas exclusivamente sobre os sedimentos da porção inferior do Grupo Itararé, onde tem a maior parte de seu curso desenvolvido, e antes de desaguar no rio Tibagi corta os sedimentos da Formação Ponta Grossa. Dessa forma, essa área foi selecionada para um estudo detalhado por configurar uma região onde a mineralização ocorre fora do rio Tibagi, no domínio dos sedimentos do Grupo Itararé.

As mineralizações na bacia do rio Santa Rosa ocorrem nas áreas do salto Santa Rosa, do arroio Água dos Borges, do local denominado de Pedra Branca e nas imediações do Bairro Lavras (Fig. 12). Nesta última localidade existe um garimpo situado na confluência do referido rio com a PR-76, a 15 Km da cidade de Tibagi, em aluviões sobre a Formação Ponta Grossa.

A análise da assembléia mineralógica presente nos garimpos localizados na referida bacia de drenagem, as características dos diamantes analisados e a presença de ouro associado revelaram que tanto os minerais pesados quanto os sedimentos são compatíveis com o Grupo Itararé.

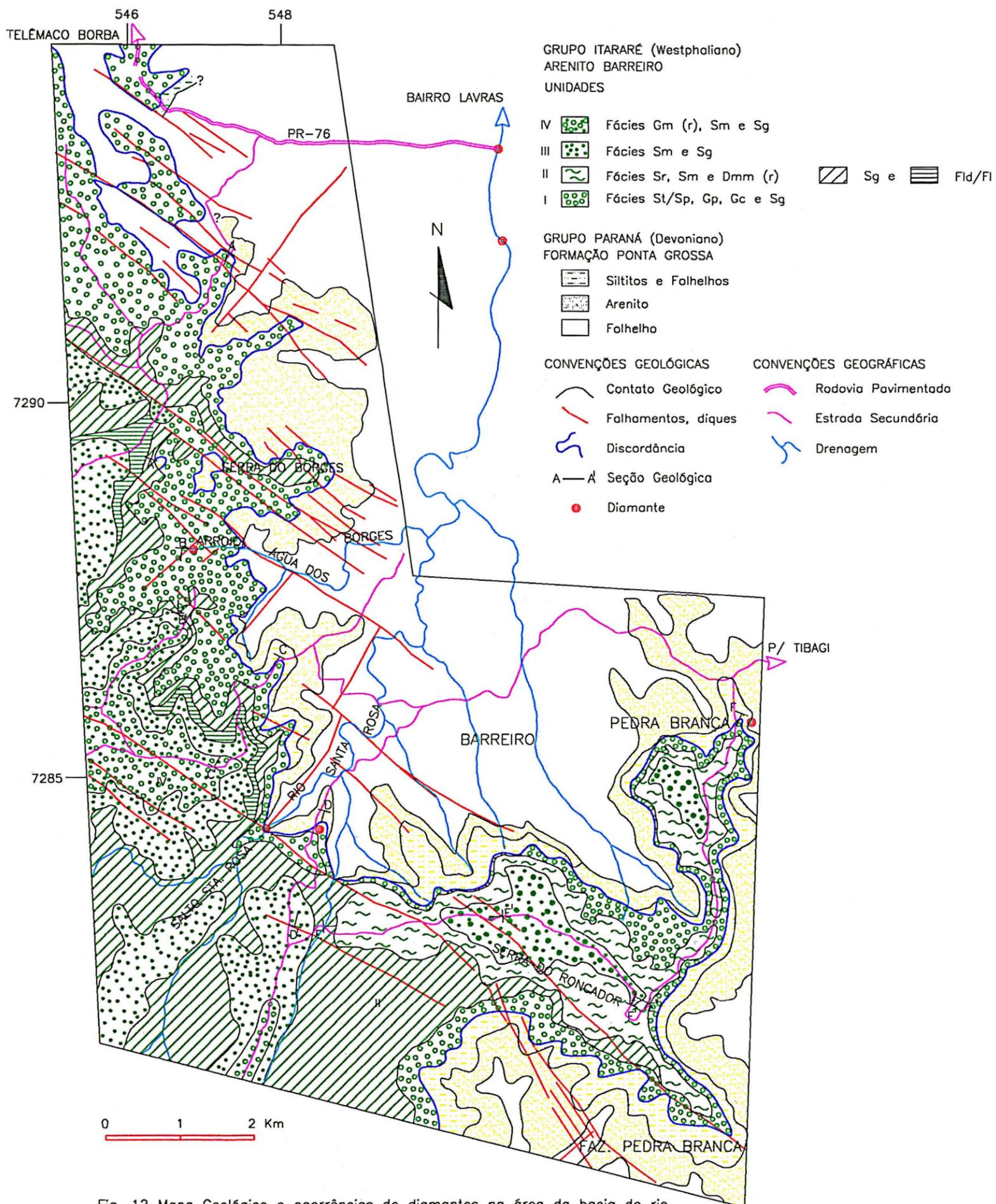


Fig. 12 Mapa Geológico e ocorrências de diamantes na área da bacia do rio Santa Rosa, Paraná, segundo Perdoncini e Soares (inédito).

4.2.1 - Mapa litológico/estrutural

Como produto do trabalho de campo, foi gerado um mapa geológico de detalhe na escala 1:50.000 (Fig. 12) mostrando as relações de contato, divisão e distribuição das associações faciológicas, os elementos estruturais e suas relações espaciais com as ocorrências diamantíferas.

Na área afloram os sedimentos da porção basal do Grupo Itararé em contato discordante com a Formação Ponta Grossa subjacente. No mapa (Fig. 12) estão representadas unidades estratigráficas do Grupo Itararé, a Formação Ponta Grossa, bem como os diques e as falhas que cortam tais unidades sedimentares.

4.2.1.1 - Formação Ponta Grossa

A porção nordeste da área estudada é marcada pela ocorrência de folhelhos fossilíferos, de coloração acinzentada, compondo a metade superior do Membro Jaguariaíva (unidade basal da Formação Ponta Grossa), cuja idade é, segundo Assine (1996), emsiana. Em direção ao topo afloram sucessivos níveis centimétricos de arenitos finos e siltitos micáceos gradando para folhelhos, cujo contato com o Membro Tibagi (sobrepuesto) é brusco, porém concordante.

O Membro Tibagi é caracterizado por arenitos finos a muito finos, sílticos, bem selecionados e de aspecto mosqueado, apresentando coloração amarelada e estratificação plano paralela, com indícios de fósseis. Este pacote de cerca de 10 a 20 m de arenito compreende a unidade intermediária da Formação Ponta Grossa, de idade eifeliana (Lange; Petri, 1967). Boas exposições desse arenito são encontradas nas serras do Barreiro e do Roncador, na PR-76, na área do salto Santa Rosa, ora em

contato discordante com os sedimentos da base do Grupo Itararé, ora em contato normal com os sedimentos subjacentes da formação supra citada.

Sobre o arenito Tibagi afloram siltitos micáceos, de aspecto mosqueado, intercalados com folhelhos cinzentos, compondo o Membro São Domingos. Esta unidade, também fossilífera, compreende o topo da Formação Ponta Grossa de idade givetiana/frasniana. Seus afloramentos estão restritos a uma pequena faixa de, aproximadamente, 5 a 10 m de espessura na serra do Barreiro, nas proximidades de Pedra Branca e na base da serra do Roncador.

Segundo Assine (1996), a Formação Ponta Grossa, como um todo, é resultado de uma deposição em ambiente marinho plataformar, cujo conjunto fossilífero é caracterizado, tipicamente, pela presença de trilobitas, braquiópodos, tentaculites (macrofósseis), acritarcas, quitinozoários (microfósseis).

4.2.1.2 - Grupo Itararé

Na área da bacia do rio Santa Rosa ocorre uma sucessão de fácies arenosas, conglomeráticas, pelíticas, associadas a corpos de diamictitos (Formação Campo do Tenente) designada de arenito Barreiro por Maack (1950-51), os quais, provavelmente, correspondem a uma parte da Formação Lagoa Azul (Westphaliano) e/ou parte da Formação Campo Mourão (Stephaniano Superior) de França; Potter (1988).

Este conjunto litológico foi diferenciado em fácies sedimentares distintas, agrupadas em unidades estratigráficas de acordo com seus ambientes de sedimentação. Os contatos entre as associações e suas respectivas fácies, bem como com os corpos arenosos sobrepostos são, em geral, erosivos.

O contato discordante entre o Grupo Itararé e a Formação Ponta Grossa é dado pela sua deposição ora sobre os arenitos Tibagi, intermediários, ora sobre os siltitos de topo. O contato com o Membro Jaguariaíva não foi verificado em campo, porém é provável que ele ocorra no extremo noroeste da área estudada.

Os litotipos do Grupo Itararé compõem aproximadamente 80% dos sedimentos aflorantes na área em questão, apresentando uma espessura média de cerca de 100 a 200 m, sendo responsáveis pela formação das serras do Barreiro, dos Borges, do Roncador, salto Santa Rosa e demais acidentes geográficos presentes.

A composição litológica e as relações estratigráfica e de contato entre o arenito Barreiro e os sedimentos sub e sobrejacentes permite caracterizá-los como pertencentes a porção inferior do Grupo Itararé, a qual foi depositada sob influência glacial em ambiente subaéreo passando a subaquoso.

Algumas feições, aparentemente sigmoidais, que ocorrem na unidade basal parecem indicar que todo o pacote tenha sido depositado por leques de degelo, liberados da base da geleira, diretamente em um corpo aquoso. Porém, não foram identificadas outras características, tais como fragmentos de material pelítico, de sedimentação subaquosa, na referida unidade.

4.2.1.3 - Falhas e diques

As rochas sedimentares aflorantes na área em questão são cortadas por diques básicos sub-verticais estendendo-se da serra do Roncador para o salto Santa Rosa ou para a serra dos Borges, encontrando-se encaixados nos fraturamentos com direção NW dominantes no Arco de Ponta Grossa.

Os alinhamentos existentes (Fig. 12) são falhas desenvolvidas em três direções principais, duas a NW e uma a NE. As falhas de atitude N50-55W/70SW a subvertical apresentam concreções limoníticas com aspecto botroidal e estrias (15⁰/N70W), as quais indicam transcorrência extensional, estando associadas à Direção Ivaí, na classificação de Soares (1991). Observa-se que o mesmo bloco configura ora bloco baixo, ora bloco alto (falha em tesoura). Os falhamentos N10W/60SW associam-se ao Lineamento Goioxim, enquanto os lineamentos NE estão relacionados ao Lineamento Médio Paraná, de direção N30E.

4.2.2 - Fácies sedimentares

Na bacia do rio Santa Rosa foram caracterizadas dez fácies sedimentares (Tab.3). As fácies foram classificadas e descritas utilizando-se o código de fácies proposto por Eyles *et al.* (1983), introduzindo-se pequenas modificações.

O termo “ressedimentado” (r) foi utilizado para caracterizar diamictitos com evidências de movimentação e deposição por fluxos gravitacionais e escorregamentos de vários tipos (Lowe, 1979 *apud* Eyles et al., 1983), e para caracterizar depósitos clásticos resultado de *slumps/slides*, fluxos de detritos ou fluxos turbidíticos (Stow, 1986) . Este termo foi aqui adotado para descrever arenitos e conglomerados glaciogênicos depositados por fluxos de massa e de detritos, interpretados como resultado de ressedimentação por apresentarem algumas de suas características diagnósticas, tais como composição, gradação e seleção variáveis, clastos *rip-ups* e *rafts*, entre outras.

TABELA 3

Litofácies e estruturas sedimentares da área da bacia do rio Santa Rosa, Paraná
(Modif. de Eyles, *et al.*, 1983).

Código das fácies	Litofácies	Texturas/estruturas Sedimentares	Interpretação
St/Sp	Arenito estratificado fino a conglomerático	Estratificação cruzada planar , acanalada	Barras transversais e linguóides/ Corrente de tração
Sg	Arenito fino a médio	Gradação normal	Fluxo de massa associado à fácies trativas
Sm	Arenito fino a levemente conglomerático	Maciça	Fluxo de massa associado à fácies trativas
Sr	Arenito fino a médio	Marca de onda	Corrente oscilatória
Gc	Conglomerado sustentado pela matriz ou pelos clastos	caótico	Fluxo de detritos
Gp	Conglomerado sustentado pela matriz ou pelos clastos	Estratificação cruzada planar	Barras linguóides ou logitudinais/ Corrente de tração
Fl/Flid	Areia muito fina, silte, argila	Gradação normal, laminação fina Seixos esparsos ou caídos	Decantação
Sh(r)	Arenito fino a levemente conglomerático	Laminação horizontal, <i>rip-up clasts</i> , feições sigmoidaes e canais irregulares	Ressedimentação por fluxo de massa
Gm(r)	Conglomerado sustentado pela matriz ou pelos clastos	Maciça, canais irregulares, <i>rip-up clasts</i> , seixos esparsos ou imbricados	Ressedimentação por fluxo de detritos
Dmm(r)	Diamictito sustentado por matriz pelítica	Convoluta, maciça ou com incipiente estratificação (< 10% do total da espessura do corpo)	Ressedimentação por fluxo de detritos

4.2.2.1 - Fácies arenito com estratificação cruzada planar/acanalada (Sp/St)

Estas fácies são formadas por arenitos conglomeráticos na base, gradando para arenitos médios a finos no topo, com estratificações cruzadas acanalada (St) e planar (Sp) centimétricas (não superiores a 60cm). Esses arenitos apresentam-se canalizados, com 1 a 2 m de espessura, ocorrendo em associação com conglomerados arenosos da fácies Gp (Foto 01). Os contatos entre os estratos são bruscos, com o limite inferior erosivo. Na base de alguns canais arenosos ocorrem seixos, por vezes imbricados, de quartzo, quartzito, arenito e siltito, como pode ser observado em afloramentos situados no extremo noroeste da área.

Arenitos conglomeráticos estratificados, com granocrescência ascendente, ocorrem como canais de 3 cm a 1 m de espessura, cujos contatos inferiores são erosivos e os superiores são abruptos (Foto 02).

Bolsões conglomeráticos estão presentes nas fácies St/Sp, configurando concentrações aleatórias de seixos, ou aglomerados de seixos dispersos dentro dos canais arenosos. Podem se formar pela ação de correntes em frentes de *degelo* (França, comun. pessoal). Esses bolsões diferem dos conglomerados desorganizados de Walker (1983), pois estes são mais grosseiros, sem qualquer organização interna e apresentam seixos mal selecionados.

Canais de arenitos conglomeráticos e conglomerados com estratificação cruzada planar, apresentando seixos imbricados, representam depósitos de correntes canalizadas com fluxo confinado (Reading, 1986) em ambiente subaéreo (planície aluvial). Arenitos com estratificações cruzadas planares são formados, segundo Eyles *et al* (1983), em barras transversais e linguóides, em regime de fluxo inferior. Dentro do canal pode formar estratificação cruzada acanalada pela migração de dunas subaquosas (Galloway; Hobday, 1983).

Por vezes, nas fácies St/Sp notam-se fracas feições sigmoidais, as quais poderiam ter sido geradas por processos subaquosos, ou poderiam representar falsos sigmóides formados pela superposição dos canais com as estratificações.

4.2.2.2 - Fácies arenito com graduação normal (Sg)

A fácies Sg compreende arenitos de granulometria média, conglomeráticos na base, os quais gradam para arenitos finos em direção ao topo,

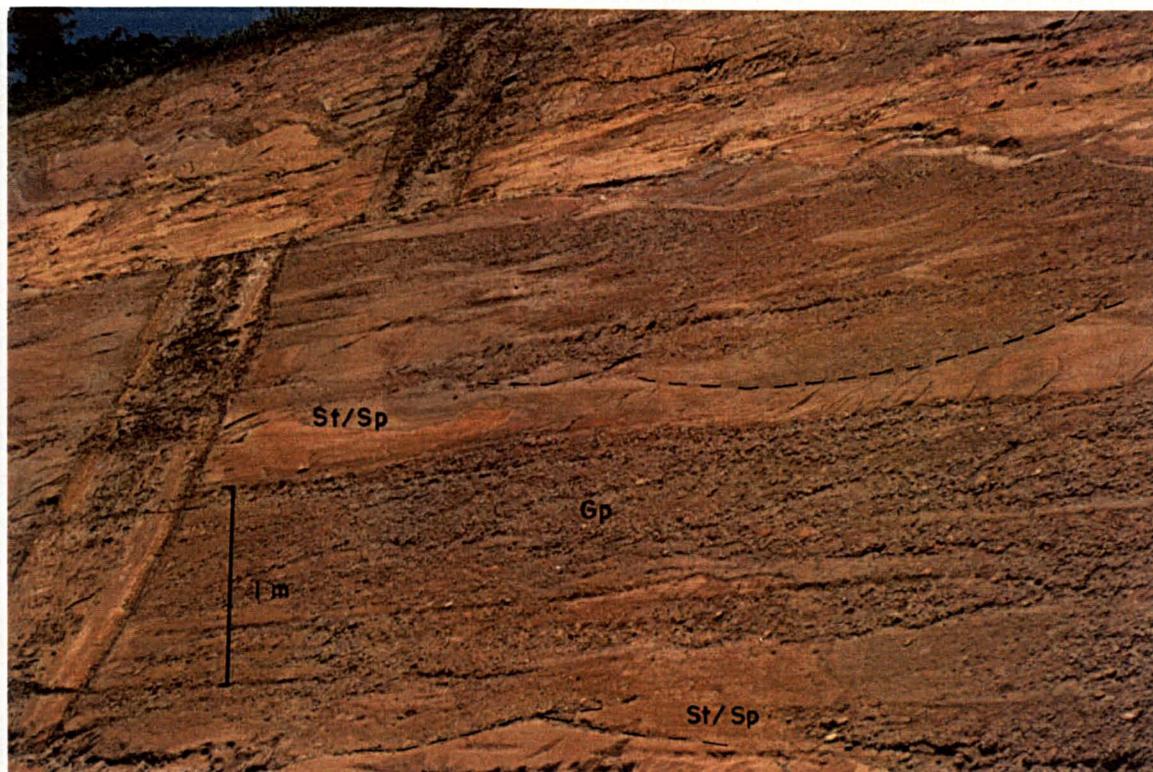


Foto 01. Intercalações de canais métricos de arenito conglomerático (fácies Sp/St) e conglomerados (Gp) da Unidade I, aflorantes na PR-76, próximo ao rio Conceição.

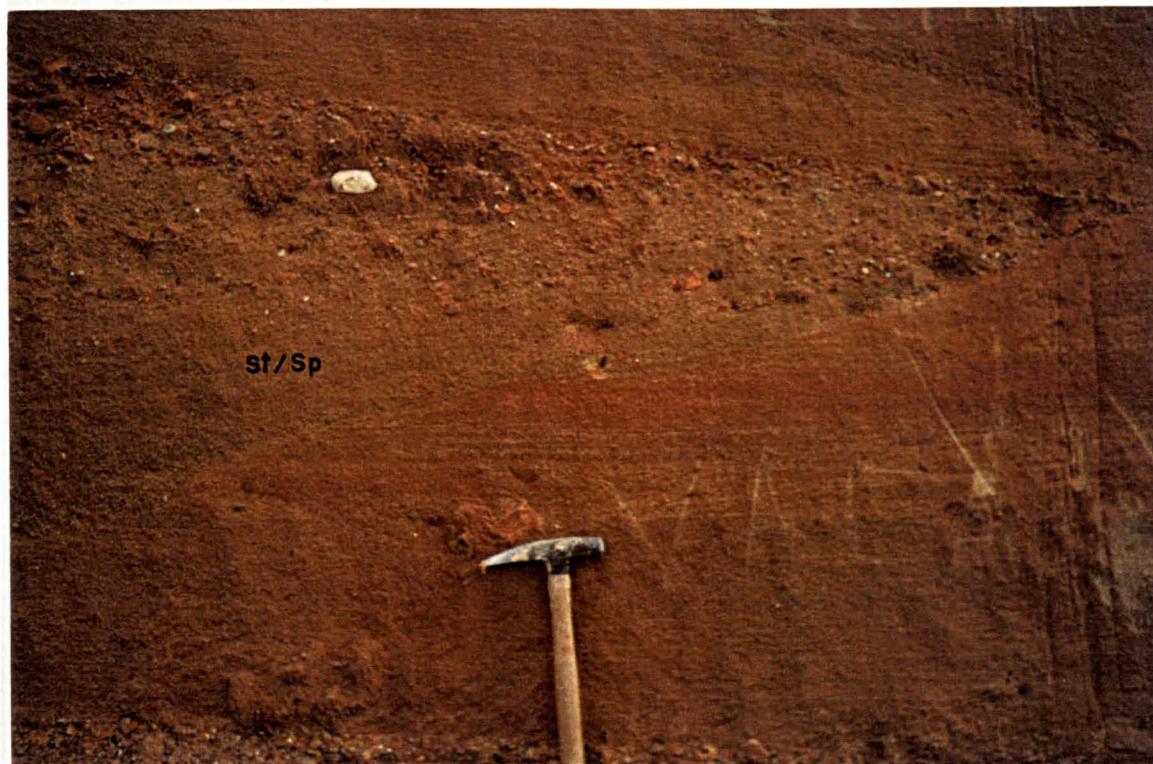


Foto 02. Canais de arenitos conglomeráticos estratificados com granocrescência ascendente (fácies St/Sp), aflorantes na PR-76, próximo ao rio Conceição.

estando distribuídos por toda a área como canais de 0,5-1,5 m ou pacotes superiores a 10 m de espessura. Esses arenitos podem estar associados às fácies St/Sp, apresentando, muitas vezes, bolsões conglomeráticos, ou gradar para níveis pelíticos laminados (fácies FI/ FId).

Segundo Lowe (1982), arenitos com gradação normal podem representar fácies depositadas por correntes de turbidez. Contudo essas fácies podem representar fluxos de massa associados às fácies trativas arenosas e conglomeráticas.

4.2.2.3 - Fácies arenito maciço (Sm)

A fácies Sm é composta de arenitos esbranquiçados finos, moderadamente selecionados, homogêneos, maciços a incipientemente estratificados, podendo mostrar-se levemente conglomeráticos. Ocorrem como pacotes ou de 20 cm a 3 m de espessura, e, mais raramente, de cerca de 8 m. Distribui-se por toda a área, associada a maioria das demais fácies.

Arenitos maciços são resultado de sedimentação por fluxo de massa, associados às fácies trativas arenosas e conglomeráticas, ou, segundo Kneller; Branney (1995 *apud* França *et al.*, no prelo), podem representar fácies depositadas por correntes de turbidez de alta densidade.

4.2.2.4 - Fácies arenito com marca onduladas (Sr)

A fácies Sr é caracterizada na sua porção basal por espesso pacote de arenito fino (>1,5 m), bem selecionado, com marcas onduladas (*ripples*). Em direção ao topo do pacote ocorrem delgadas camadas de pelitos intercalados com arenitos finos, com marcas de onda. As intercalações de topo compreendem *sets* de cerca de 10 cm de

espessura, compostos de pelitos laminados (Fl) com intercalações de camadas de arenitos finos com gradação inversa. Localmente (serra do Roncador, próximo a torre da Telepar), ocorrem diamictitos maciços (fácies Dmm(r)) e arenitos ressedimentados (fácies Sh(r)) associados.

De acordo com França *et al.* (no prelo), folhelhos intercalados com arenitos com *ripples* correspondem a uma deposição em ambiente de baixa energia, alternado por correntes de turbidez de baixa densidade gerando seqüências de Bouma incompletas (T_{cde}).

4.2.2.5 - Fácies arenito com laminação horizontal ressedimentado (Sh(r)).

A fácies Sh(r) é composta de arenitos esbranquiçados finos, moderadamente selecionados, apresentando laminação horizontal marcante a incipiente (Foto 03), e arenitos com estratificação cruzada planar (Sp) associados. Podem mostrar-se levemente conglomeráticos e com fragmentos de folhelhos associados (*rip-up clasts*) dispostos subparalelamente ao acamamento horizontalizado. Comumente ocorrem canais irregulares (Foto 4) ou feições sigmoidais (Foto 03) de cerca de 2 metros de espessura e 3-4 m de comprimento. São arenitos homogêneos tanto com relação a mineralização quanto ao tamanho dos grãos.

As feições almofadadas desses arenitos e os olistolitos (*rip-up clasts*) presentes parecem indicar ressedimentação subaquosa por fluxo de massa.

4.2.2.6 - Fácies conglomerado caótico (Gc)

Esta fácies corresponde à fácies conglomerado caótico de França *et al.* (no prelo), à fácies conglomerado desorganizado de Walker (1983), e, possivelmente, à

fácies conglomerado maciço suportado pelos seixos de Eyles *et al.* (1983), ou conglomerados maciço suportado pelos clastos de Lima; Vilas Boas (1994). A fácies Gc inclui conglomerados maciços pobremente selecionados, suportado pelos seixos, os quais encontram-se, por vezes, agrupados em certas porções dentro de conglomerados sustentado por matriz arenosa. Os seixos (2-25 cm) e blocos (até 25 cm) variam de arredondados a facetados e de esféricos a alongados, onde os melhores selecionados são em geral compostos por granitos, siltitos, metarenito, arenitos e quartzo, enquanto que nas porções sustentadas por matriz os seixos são, em média, de tamanhos menores. Sedimentos pelíticos podem ocorrer sob a forma de pequenos seixos ou de fragmentos de rocha (placas) de até 3 m de comprimento.

A fácies Gc ocorre preenchendo vales escavados nos arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e planar (St/Sp), com espessura aproximada de 5 m. Fácies de conglomerados caóticos representam, segundo França *et al.* (no prelo), depósitos de fluxo coesivos de detritos, transportados via canal, deixando para trás lentes conglomeráticas.

4.2.2.7 - Fácies conglomerado com estratificação cruzada planar (Gp)

A fácies Gp (Foto 01) é caracterizada por conglomerados polimíticos sustentados por seixos e arenitos conglomeráticos ou conglomerados sustentados por matriz que ocorrem intimamente associados. Apresentam-se sob a forma de canais de base côncava intercalados às fácies St/Sp, com incipientes estratificações cruzadas planares. As estratificações estão melhor desenvolvidas nas fácies de arenitos conglomeráticos da fácies St/Sp associados. As camadas apresentam 0,5 a 1 m de espessura, porém vários canais podem se sobrepor formando pacotes conglomeráticos



Foto 03. Arenitos da fácies Sh(r) apresentando laminações horizontais e feições sigmoidais, localizados na serra do Barreiro.



Foto 04. Canais de fluxo de massa que ocorrem na fácies Sh(r) da Unidade II, aforando na Serra do Roncador, próximo a torre da Telepar.

mais espessos. Os seixos e blocos apresentam-se, geralmente, arredondados, facetados e alongados com tamanhos oscilando entre 5 cm a 30 cm, compostos de quartzo e arenito, siltito e granito.

Conglomerados estratificados formam-se, segundo Eyles *et al.* (1983), em barras lingóides ou *deltaic growths from older bar remnants*. Correspondem a fácies conglomerado estratificado de Lima; Vilas Boas (1994), interpretados como depósitos de barras longitudinais fluviais em rios cascalhosos com leitos escarpados e/ou sujeitos a inundações de alta magnetude.

4.2.2.8 - Fácies conglomerado maciço ressedimentado (Gm(r)).

Compreendem conglomerados maciços suportados pela matriz arenosa e suportada pelos seixos, por vezes, incipientemente estratificados, ocorrendo sob a forma de canais e/ou níveis irregulares.

Os seixos e blocos das porções suportadas pelos seixos são compostos de granito, siltito, quartzo, arenito e lamito, os quais apresentam-se arredondados a angulosos, por vezes imbricados, com tamanhos que variam de 0,5 a 25 cm. Matações de até 50 cm e fragmentos de material pelítico (*rip-ups clasts*) podem estar presentes nesta fácies.

Os conglomerados da fácies Gm(r) intercalam-se a camadas de arenitos maciços (Sm) e arenitos com gradação normal (Sg) com contatos erosivos difusos, sendo interpretados como conglomerados ressedimentados resultado de deposição de natureza gravitacional em ambiente subaquoso.

4.2.2.9 - Fácies finos laminados e finos laminados com seixos caídos (FI/ Fld)

A fácies FI é composta pela sucessão de níveis métricos de arenitos finos que gradam para siltitos e para lamitos laminados de coloração cinza escura, e, ocasionalmente, com feições de escape de fluidos.

Seixos caídos milimétricos e esparsos podem estar presentes nas porções lamíticas (fácies Fld), como ocorre, por exemplo, nas serras do Barreiro e do Roncador.

Esta fácies é, segundo França *et al.* (no prelo) e Gama Jr. *et al.* (1992), resultado de fluxos turbidíticos de baixa densidade responsáveis pela deposição dos arenitos e de decantação de lama em ambiente subaquosos de baixa energia. Segundo Eyles *et al.* (1983) são derivados pela dissipação de depósitos de enchentes.

Na serra do Roncador foram observados seixos caídos (Foto 05), deformando as camadas subjacentes, os quais foram, possivelmente, liberados de gelo flutuante.

No restante da área, os seixos são esparsos não apresentando características de seixo caído, configurando produto de fluxos turbidíticos.

4.2.2.10 - Fácies diamictito maciço (Dmm (r)).

Esta fácies é caracterizada por diamictitos cinza-claros com seixos esparsos, suportados por matriz pelítica (Foto 6), compostos de arenito e quartzo, variando de 2 a 6 cm, com raros blocos de cerca de 10 cm. Incipiente estratificação plano paralela ocorre na porção superior dos pacotes, configurando menos de 10% do total da espessura dos corpos. Estruturas deformadas e convolutas podem estar presentes indicando ressedimentação (Foto 07).

Os diamictitos da fácies Dmm(r) ocorrem como delgadas lentes associadas às fácies Sg (serra dos Borges), podendo ocorrer associados às fácies Sr e Fld ou como

um espesso pacote de 3 m de espessura com matriz mais siltica (serra do Roncador, Foto 08).

A fácies Dmm (r) compreende depósitos glaciogênicos de ressedimentação subaquosa, cujos processos sedimentares de trato não confinado incluem fluxo de detritos, corrente de turbidez de baixa concentração, decantação de suspensões diluídas e deslizamento (Gama Jr. *et al*, 1992).

4.2.3 - Unidades estratigráficas

As unidades estratigráficas (Fig. 12) caracterizadas foram baseadas nas características faciológicas e no comportamento geomorfológico dos litotipos aflorantes, bem como na interpretação das feições fotolitológicas.

A Unidade I é formada por canais de arenitos conglomeráticos intercalados com canais de conglomerados suportados por matriz arenosa, cujas espessuras giram em torno de 1 m (Foto 09). Os arenitos apresentam estratificação cruzada acanalada/planar (fácies Sp/St) e gradação normal (fácies Sg), com predominância dos arenitos estratificados na base da unidade I e dos arenitos gradados na porção superior da mesma. Os conglomerados apresentam fraca estratificação cruzada aparentemente planar, engrossamento para cima e gradação normal (fácies Gp). Bolsões conglomerático freqüentemente encontram-se associados aos canais areno-conglomeráticos.

Um espesso pacote de conglomerados estratificados suportados por matriz arenosa (fácies Gp) afloram localmente (próximo ao Salto Santa Rosa) no topo da citada unidade.



Foto 05. Fácies pelito laminado com seixo caído (Fl(d)) sobreposto por arenito maciço (Sm), aflorante na serra do Roncador, próximo à torre da Telepar.

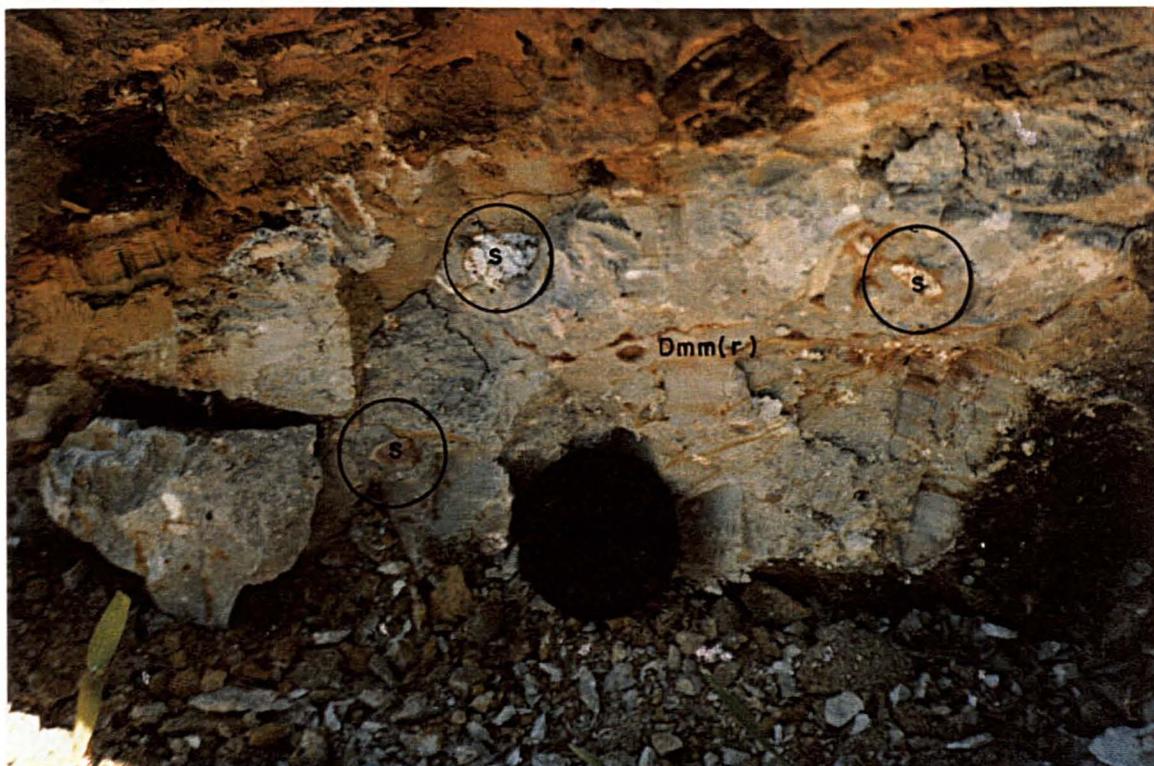


Foto 06. Diamictito maciço ressedimentado (fácies Dmm(r)) aflorantes no topo da serra dos Borges, apresentando seixos (s) esparsos.

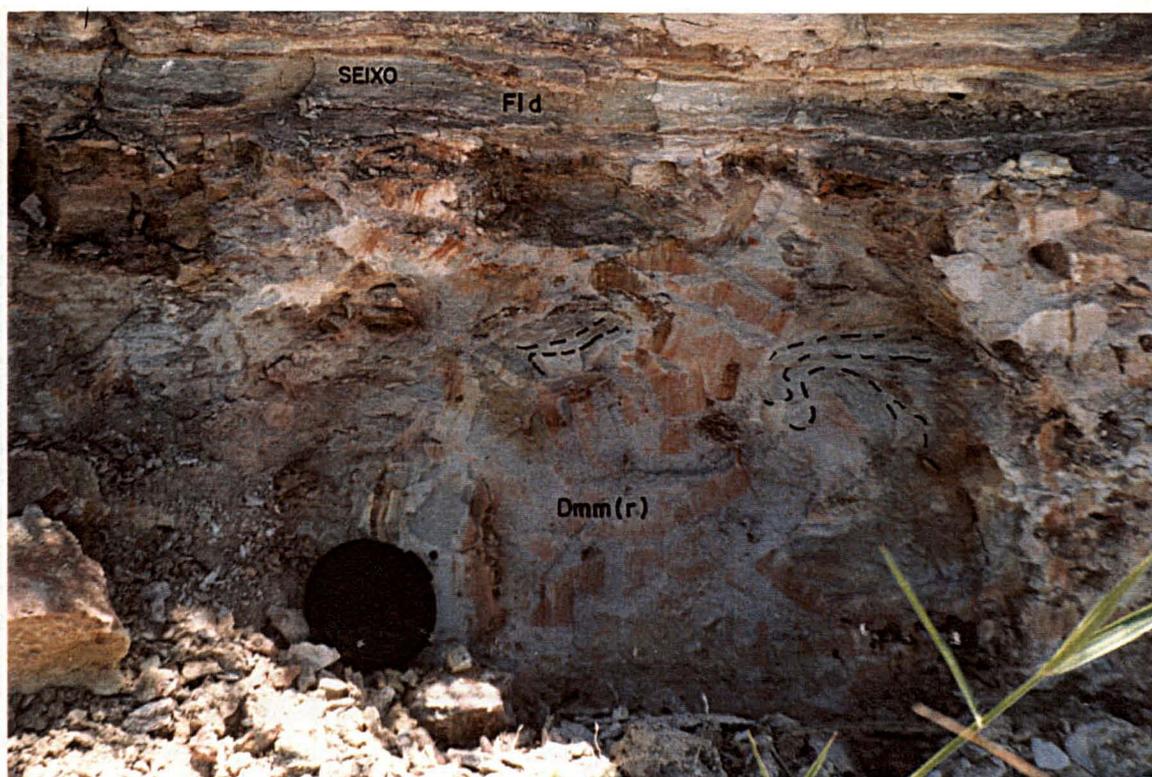


Foto 07. Fácies diamictito maciço ressedimentado (Dmm(r)) com deformações convolutas, associada à fácies Fld, aflorante na serra do Roncador, próximo à torre da Telepar



Foto 08. Diamictito maciço ressedimentado (fácies Dmm(r)) associado a fácies Sr, aflorantes na serra do Roncador.

Conglomerados desorganizados (Walker, 1983) ou caóticos (França *et al.*, no prelo) localizam-se na base da Unidade I preenchendo vales escavados nos arenitos e conglomerados, bem como nos bolsões conglomeráticos, das fácies St/Sp e Gp. Os conglomerados caóticos diferem dos bolsões por serem mais grosseiros, mais imaturos e por apresentarem contato erosivo com os sedimentos associados, enquanto os bolsões apresentam maturidade textural e mineralógica, tamanho médio dos seixos menor, concentrando-se, principalmente, nas porções mais espessas dos canais em que ocorrem.

A Unidade I representa, na área estudada, a base do Grupo Itararé assentando-se discordantemente sobre a Formação Ponta Grossa, ora sobre os arenitos do Membro Tibagi, ora sobre os siltitos ou folhelhos de topo. Na serra do Barreiro observam-se estrias de direção SE-NW (Foto 10), possivelmente glaciais ou de corrente, nos siltitos da Formação Ponta Grossa, sobre os quais a unidade basal foi depositada.

As fácies litológicas sobrepostas compreendem, predominantemente fácies ressedimentadas, mostrando contatos erosivos entre as unidades estratigráficas, o que também ocorre muitas vezes entre as fácies de uma mesma unidade.

A Unidade II sobrepõe-se a Unidade I e está representada no oeste da área (serras do Barreiro e dos Borges) por arenitos conglomeráticos na base (Sg), arenitos maciços (Sm) ou levemente estratificados na porção inferior do pacote e arenitos gradando (Sg) para pelitos seixosos (FId) na porção superior da mesma. Arenitos com marcas de onda (Sr), afloram no extremo leste da área, enquanto que arenitos maciços (Sm), finos laminados e finos laminados com seixos caídos (FI/FId) e diamictitos



Foto 09. Intercalações de canais conglomeráticos (fácies Gp) e arenosos (fácies Sp/St) da Unidade I, com aparentes feições sigmoidais, cortados por um dique de diabásio, que ocorrem na PR-76 próximo ao rio Conceição.



Foto 10. Estrias SE/NW (apontadas pelas setas), possivelmente glaciais ou de corrente no leito, desenvolvidas sobre os siltitos da Formação Ponta Grossa, localizadas na serra do Barreiro, no contato com a base da Unidade I.

maciços ressedimentados (Dmm(r)) ocorrem na serra do Roncador. Os três últimos ocorrem na metade superior da Unidade II.

A Unidade III assenta-se erosivamente ora sobre os arenitos gradados, ora sobre os finos laminados da Unidade II. É composta por arenitos esbranquiçados (Sh(r)), com cerca de 30 m de espessura, aflorantes na serra do Barreiro. Os arenitos desta unidade são levemente conglomeráticos, podendo gradar para arenitos médios a finos no topo (serra do Roncador). O aspecto almofadado e a presença de fragmentos pelíticos irregulares (olistolitos) são suas características diagnósticas. Apresentam camadas sub-paralelas e canais irregulares esparsos (Foto11), e, por vezes, nota-se uma incipiente estratificação cruzada (Foto12).

A Unidade IV é formada por lentes ou canais irregulares de arenitos maciços, médios a conglomeráticos (Sh(r)), intercalados com conglomerados maciços suportados pela matriz e conglomerados maciços suportados pelos seixos (fácies Gm(r)). Também ocorrem associados arenitos conglomeráticos na base com afinamento no topo (Sg). As lentes variam de 10 a 50 cm de espessura e podem chegar a 5 m de comprimento. Na porção superior da Unidade IV ocorrem arenitos médios gradando para pelitos, truncados pelos canais conglomeráticos. A referida unidade apresenta-se em contato erosivo sobre a Unidade III, aflorando na Serra do Barreiro e na porção sudoeste da área.

A variação na composição dessas associações litológicas reflete-se no relevo escalonado da região, cujas camadas mergulham sub-horizontalmente para NW, em direção ao centro da bacia, formando patamares e escarpas limitadas por quebras negativas e positivas (Foto 13).



Foto 11. Arenito com canais de fluxo de massa da Unidade III, aflorantes na serra do Barreiro.



Foto 12. Estratificação cruzada nos arenitos da Unidade III, aflorantes na serra do Barreiro.

4.2.4 - Relações estratigráficas

As unidades estratigráficas descritas, para a região de Barreiro - Tibagi (PR), foram caracterizadas a partir de sete seções colunares geradas com o levantamento de campo e de seus respectivos cortes geológicos (Figs. 13, 14 e 15).

A Unidade I (basal) apresenta boa continuidade lateral (Fig. 13), mostrando uma espessura média de 15 a 20 m, na porção central e noroeste, e de 8 a 10 m na porção sudeste da área estudada (Figs. 14 e 15). Esta unidade é formada por pacotes métricos (1-1,5 m) de arenito conglomerático na base afinando para o topo (*finning upward*) das fácies Sg e St/Sp, intercalados com conglomerados maciços e gradados (Gp), e arenitos maciços (Sm).

Essa unidade basal apresenta contato discordante com os sedimentos subjacentes, os siltitos e folhelhos do topo (Figs. 13, 14 e 15: seções F-F' e C-C'), e arenitos finos medianos (Foto 14) (arenito Tibagi para Maack, 1950-51) (Fig. 14: seção D-D' e Fig. 13: seção A-A'), e, possivelmente, com os folhelhos fossilíferos da porção inferior da Formação Ponta Grossa (arroio Água dos Borges e extremo noroeste da área mapeada). Canais ou vales de conglomerados caóticos (Gc) ocorrem encaixados nas fácies arenosas e conglomeráticas da Unidade I (Figs. 13 e 14, seções a, b e d).

A Unidade II apresenta uma espessura que varia de 20 m (Fig. 14: seção C-C') a mais de 40 m (Fig. 14: seção B-B'), distribuindo-se ao longo da serra do Barreiro e serra dos Borges e a montante do salto Santa Rosa. Compreende arenitos com *finning upward* da fácies Sg, arenitos da fácies Sm e pelitos das fácies FI(d) e FI (Figs. 13 e 15: seções C-C' e B-B'), os quais ocorrem como camadas de 1 a 1,5 m de espessura. Estas fácies desaparecem sob a serra do Roncador, onde



Foto 13. Vista parcial da serra do Roncador, mostrando o relevo escalonado, devido a empilhamento subhorizontal das unidades estratigráficas.



Foto 14. Contato entre a Unidade I (basal) e o arenito Tibagi, a SW do salto Santa Rosa.

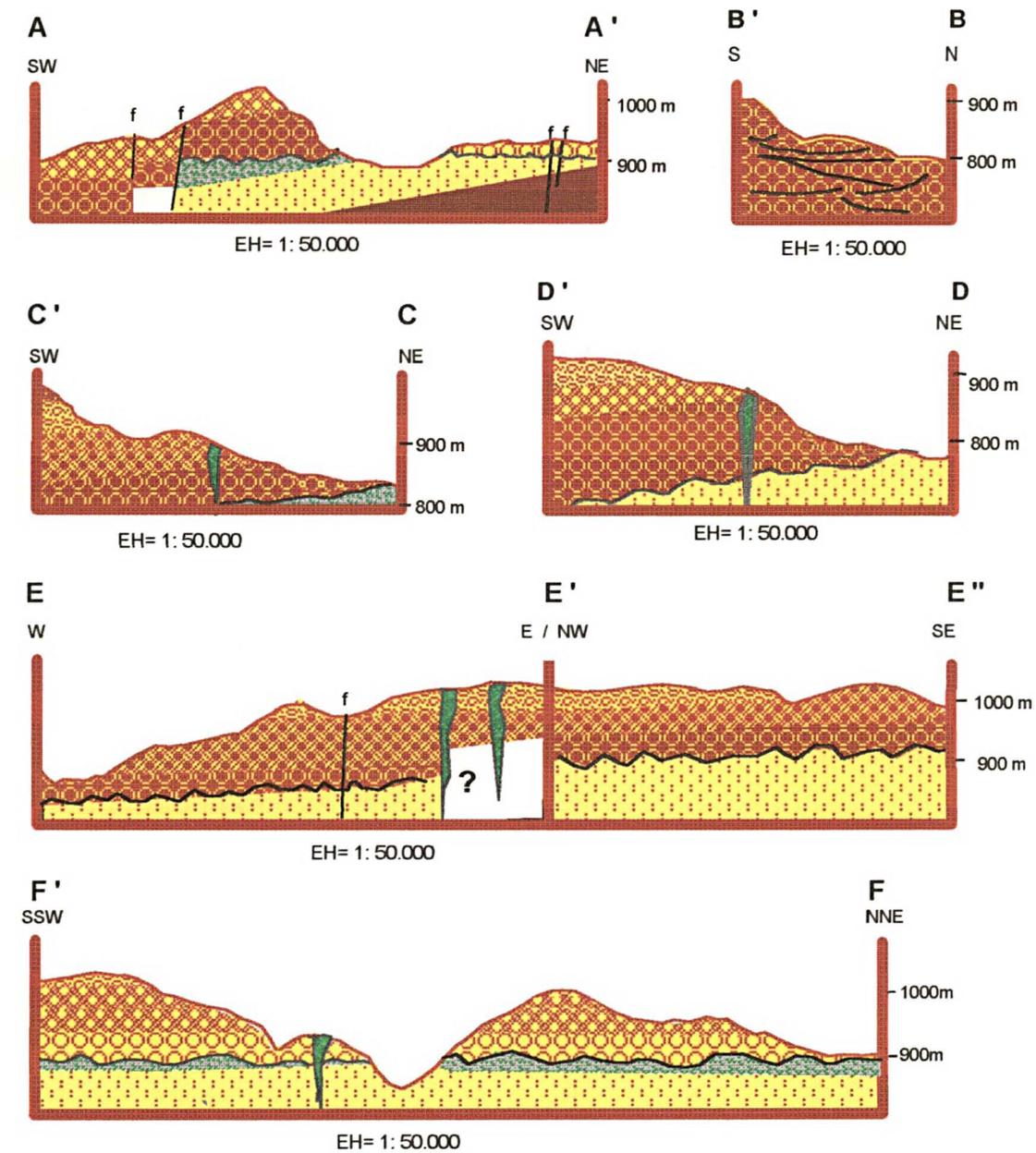


FIGURA 13

Seções geológicas da região de Barreiro, Tibagi-PR. P/ localização, vide fig. 12.

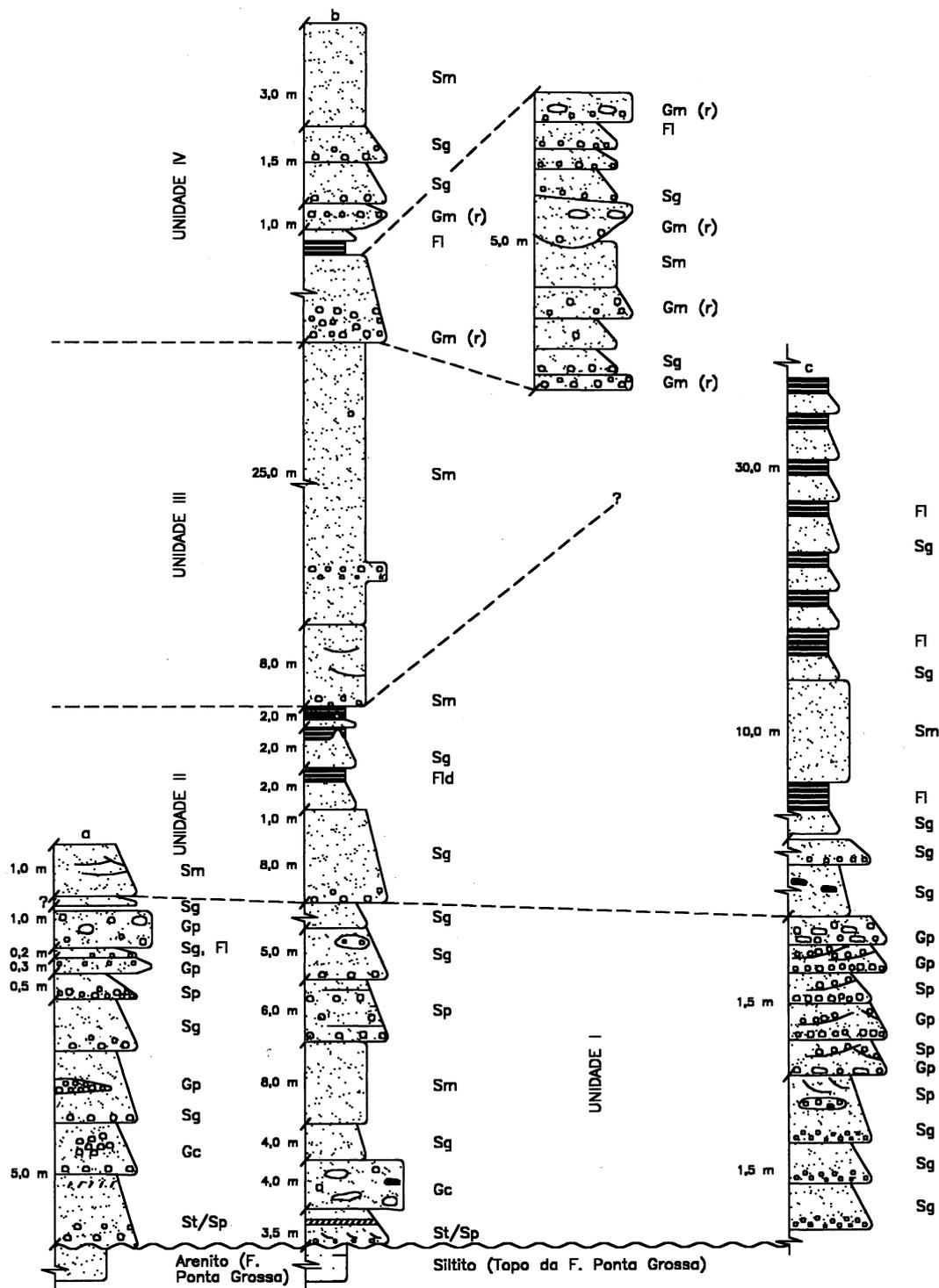


Fig. 14 Seções colunares na porção inferior do Grupo Itararé (Arenito Barreiro de Maack, 1950-51), à W de Tibagi-PR; a (seção D-D'); b (seção C-C'); c (seção B-B'). Para localização, vide fig. 12.

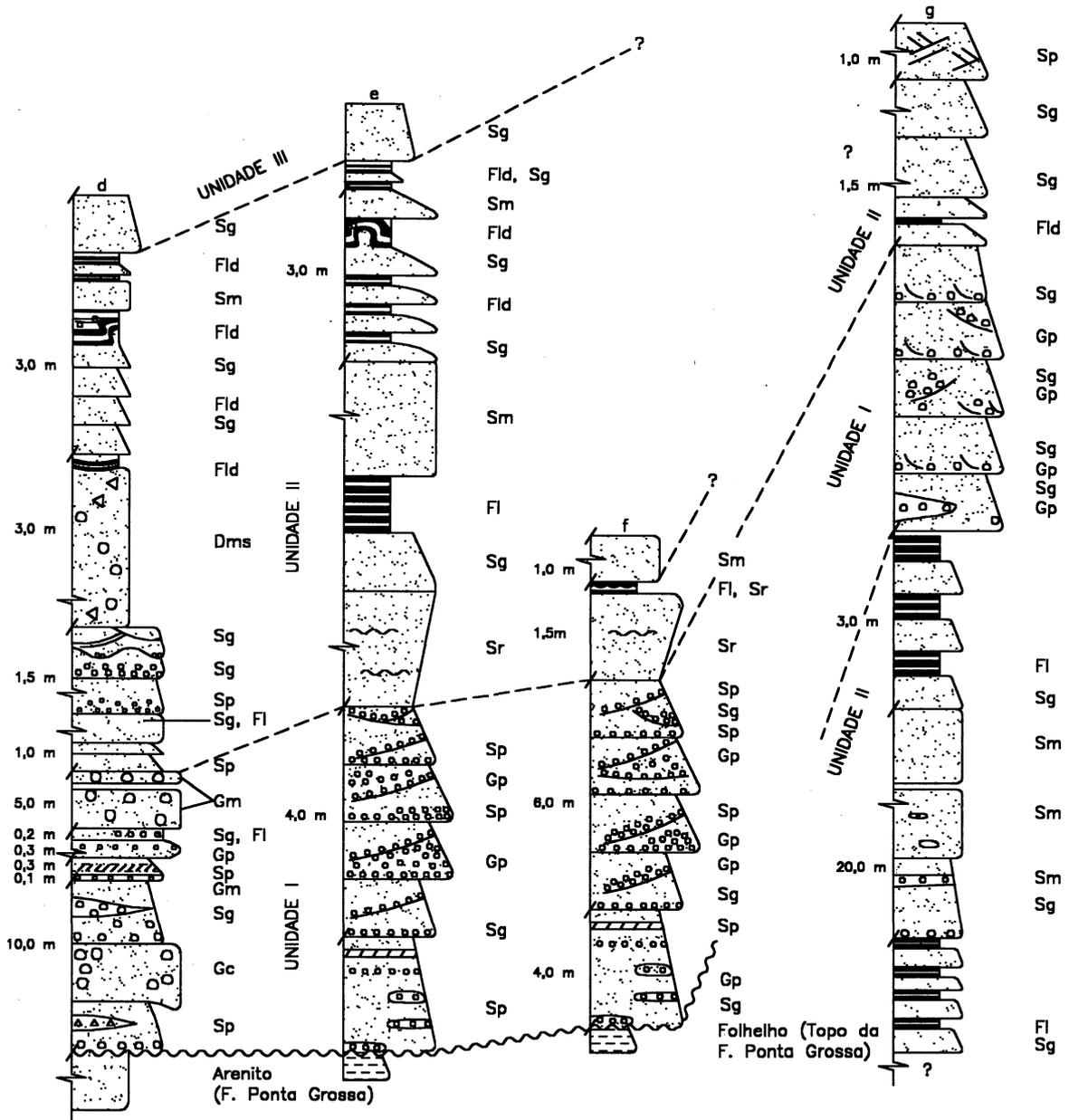


Fig. 15 Seções colunares na porção inferior do Grupo Itararé (Arenito Barreiro de Maack, 1950-51), à W de Tibagi-PR: d (seção D-D-E-E-E'); e (seção F-F-E'); f (seção F-F'); g (seção A-A'). Para localização, vide fig 12.

afloram arenitos com marcas onduladas (Sr), arenitos gradados (Sg), arenitos maciços (Sm), pelitos (Fl e Fld) e diamictitos (Dmm(r)) (Figs. 13 e 15: seções E-E'-E'' e F'-F). A fácies Sr é a única fácies dessa unidade apresentando granocrescência ascendente. Diamictitos maciços (Dmm(r)) sobrepostos por pelitos (Fl e Fld), deformados e com feições de escape de fluidos estão associados a fácies Sr.

Os contatos com a unidade basal (subjacente) e a Unidade III (sobreposta) são erosivos e feições de ressedimentação, tais como canais de fluxo (Foto 04) e *rip-up clasts*, podem estar presentes nos arenitos gradados (serra do Roncador).

A Unidade III aflora em toda a área estudada apresentando um total de 30 m de espessura de sedimentos da fácies Sm(r) (Figs. 13, 14 e 15: seções C-C' e E-E'-E''). Esta unidade encontra-se em contato erosivo com os pelitos da Unidade II subjacente e compreende o topo desse conjunto de unidades na serra do Roncador, enquanto que, na serra do Barreiro está sotoposta a Unidade IV (Fig.12).

As fácies Gp, Sg, Sm e, eventualmente, Fl da Unidade IV, apresentam contato erosivo com as rochas da Unidade III subjacente, cujas fácies parecem representar canais de fluxo. A Unidade IV apresenta uma espessura mínima de aproximadamente 10 m (Figs. 14 e 13: seção C-C') e está situada no topo do arenito Barreiro (Maack, 1950-51), aflorando somente na serra homônima e no extremo sul da área estudada.

4.2.5 - Modelo deposicional

A deposição da parte inferior do Grupo Itararé, incluindo o arenito Barreiro, ocorreu quando a Bacia do Paraná estava sob influência de glaciações no Carbonífero

Superior (Daemon; Quadros, 1970), com as geleiras exercendo o papel de principal fornecedor de suprimento sedimentar para o preenchimento da bacia.

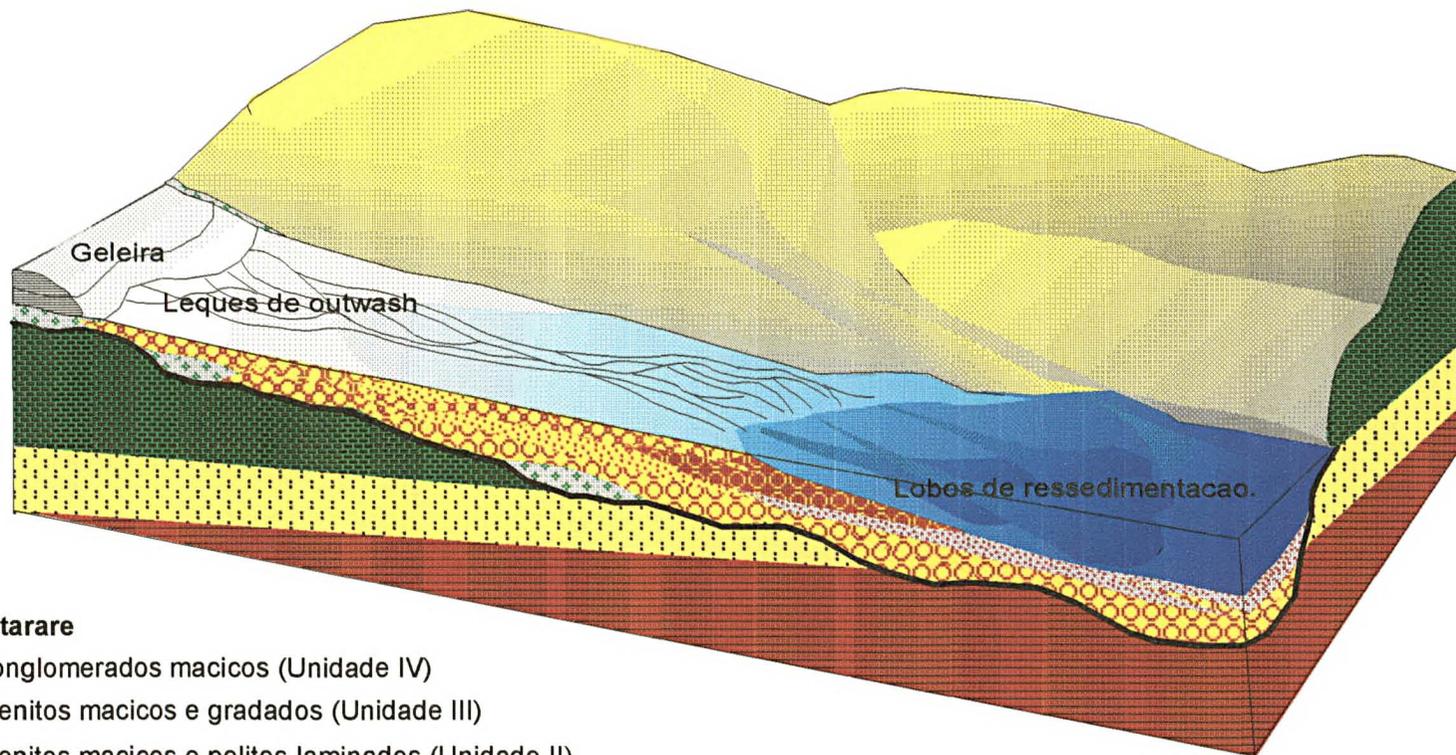
O conjunto de associações faciológicas descrito é o produto de sedimentação em ambiente peri-glacial, resultado de uma multiplicidade de breves ciclos glaciais, alternados por transporte fluvial induzido pela ação da água de degelo, formando leques subaéreos (*outwash fan*), os quais foram depositados parcialmente num corpo aquoso (Fig. 16).

A planície aluvial era construída por canais *braided* que despejavam sua carga em um corpo aquoso, cuja interdigitação de rios *braided*, desenvolvidos nas frentes de *degelo*, geraram as fácies arenosas e conglomeráticas depositadas por correntes hidrodinâmicas, produzindo as fácies Sp/St e Gp, com estratificações cruzadas, que compõem a Unidade I.

Feições aparentemente sigmoidais que ocorrem na Unidade I, em afloramentos na PR-76, poderiam ser indicativos de deposição subaquosa a partir da liberação de material da base de uma geleira em contato com o corpo aquoso (leques de degelo subaquosos). Porém, são necessárias outras evidências para caracterizar este tipo de ambiente, uma vez que as associações litológicas e estruturas sedimentares da referida unidade parecem indicar deposição subaérea.

As fácies arenito maciço (Sm) e arenitos com marcas de onda (Sr) que ocorrem na transição do ambiente subaéreo para subaquoso, representando retrabalhamento por ondas, constituem a frente do leque subaquoso.

A elevação do nível de base com a deglaciação seria acompanhada de aumento de fluxo e da maior disponibilização de detritos e formação de taludes deposicionais instáveis. Nestes taludes ocorreriam eventos de remobilização dos sedimentos



Grupo Itarare

-  Conglomerados macicos (Unidade IV)
-  Arenitos macicos e gradados (Unidade III)
-  Arenitos macicos e pelitos laminados (Unidade II)
-  Conglomerados estratificados (Unidade I)
-  Arenitos estratificados (Unidade I)
-  Diamictitos (Unidade II)

Formacao Ponta Grossa

-  Siltitos
-  Arenitos
-  Folhelhos

FIGURA 16

Representação esquemática do recuo das geleiras, avanço do nível de base, assoreamento dos vales glaciais por canais braided e redeposição em lobos subaquosos.

formando lobos de ressedimentação com as diferentes fácies associadas.

Os conglomerados desorganizados (Gc) são interpretados como depósitos de fluxo de detritos preenchendo canais subaquosos escavados nas fácies estratificadas.

A entrada de lobos subaquosos foi responsável pela deposição de sedimentos arenosos (Sg e Sr) e pelíticos (FI e FId) da Unidade II, por fluxos turbidíticos, representando um evento transgressivo com o avanço do nível de base e conseqüente afogamento dos vales.

As fácies Sm(r) e Gm(r), bem como as demais fácies que ocorrem associadas, predominam na parte média-superior do pacote sedimentar (unidades III e IV). A presença de fragmentos de pelitos (olistolitos) em meio aos arenitos com aspecto almofadado (Sm(r)), bem como a presença de canais difusos nesses arenitos (Fotos 03 e 04) e nos conglomerados (Gm(r)) sobrepostos, seria produto de ressedimentação por fluxo de massa e fluxo de detritos.

4.3 - CARACTERÍSTICAS DOS DIAMANTES DO ESTADO DO PARANÁ

O diamante detrítico do rio Tibagi é caracteristicamente do tipo gema, sendo comuns os cristais incolores a amarelados, de hábito tetrahexaédrico, porém de dimensões reduzidas.

Sutherland (1982) afirma que diamantes de formato próximo ao esférico e de tamanho médio pequeno (menores que 1ct) com eventuais pedras maiores são efeitos de longo transporte e indicam distanciamento da área fonte. As variações nas cores, formas dos cristais e tipos de diamantes são características de populações de diamantes de diferentes fontes e de transporte seletivo, fazendo com que pedras ruins sejam destruídas e as de boa qualidade, preservadas.

4.3.1 - Feições morfoscópicas dos diamantes

Os diamantes aluvionares da região do rio Tibagi são bem formados, límpidos, incolores a amarelo-claros (Foto15), comparados aos diamantes de outras províncias mineralógicas como, por exemplo, a província kimberlítica de Juína (MT). Nesta, os diamantes são de qualidade industrial, com cristais mal-formados e com as superfícies das faces rugosas (Foto 16).

A forma predominante dos diamantes analisados é a tetrahexaédrica (Foto 17), com tendência a ocorrerem como cristais euédricos (Foto 18) a subeuédricos de coloração amarela clara e, secundariamente, incolor ou amarela escura (Tab.04), entretanto, Chierigati (1989) descreve os diamantes do Paraná como rombododecaédricos ou dodecaédricos. As amostras analisadas configuram pedras sem valor comercial, com presença de inclusões na maioria das pedras, as quais apresentam peso igual ou inferior a 0,11ct (11 pontos), enquanto que a média estimada para a região está entre 0,10 a 0,30 ct, apresentando poucas inclusões.

As formas tetrahexaédricas observadas compreendem, de acordo com Robison *et al* (1994 *apud* McCallum *et al.*, 1991) diamantes da classe 1, ou seja do estágio mais avançado da reabsorção primária, no processo de conversão da forma octaédrica para a tetrahexaédrica. Diamantes com formas tetrahexaédricas, não especificada a classe, predominam, segundo Robinson *et al.* (1979 *apud* Gurney, 1989), nos depósitos da região do Cráton Kaapvaal, no sudeste africano.

Os diamantes apresentam a característica de persistirem no registro sedimentar devido a sua alta dureza, sua estabilidade a temperatura e pressão relativamente altas, e pelo fato de serem quimicamente inertes.



Foto 15. Diamantes euédricos, incolores a amarelo-claros, com algumas pedras subeuédricas e acastanhadas, procedentes da região do rio Tibagi-PR.



Foto 16. Cristais de diamantes mal formados de qualidade industrial procedentes da região de Juína-MT.



Foto 17. Seis exemplares de diamantes tetrahexaédricos, e um exemplar octaédricos geminado mostrando uma das faces triangulares, provenientes da região do rio Tibagi-PR.



Foto 18. Cristal de diamante euédrico, incolor, com uma das faces com geminação tetrahexaédricada, não contendo inclusões, procedente da bacia do rio Tibagi-PR.

De acordo com Sutherland (1982), durante o transporte fluvial e marinho, diamantes são selecionados pela forma e pelo tamanho, tornando-se melhor selecionados mais longe da fonte, ou seja, menores e mais arredondados, aumentando a qualidade média das pedras pela destruição dos diamantes clivados, com abundantes ou grandes inclusões, mecanicamente fracos e Bort. Segundo Gurney (1989), pedras com formas tetrahedricas viajam mais longe que as octaedricas de mesma massa.

A curva de variação do tamanho dos diamantes com o transporte (Fig. 17) mostra um declive acentuado na porção inicial seguido de uma suavização ao longo

TABELA 04
Descrição das características dos diamantes analisados da bacia do rio Tibagi, Paraná.

Amostr a	Forma	Cor	Inclusão	Obs.	Foto ANEXO 1
1	tetrahexaedro geminado com tetrehexaedro	incolor	ausente	faces arredondadas (11 pontos)	01
2	octaedro geminado com octaedro	incolor	presente	formas triangulares; cristal lascado	02
3	tetrahexaedro	castanha	presente	faces arredondadas; cavidade de inclusão	03
4	tetrahexaedro mal-formado	incolor	presente	faces arredondadas	04
5	amorfo	incolor	presente	faces arredondadas	
6	amorfo	amarelo claro	presente	presença de faces de tetrahedro	05
7	tetrahexaedro alongado	amarelo claro	presente	faces arredondadas	06
8	tetrahexaedro achatado	amarelo claro	presente		07
9	tetrahexaedro mal-formado	amarelo claro	ausente		08
10	tetrahexaedro mal-formado	amarelo claro a incolor	presente		09
11	tetrahexaedro alongado	incolor	ausente		10

da direção do transporte, onde pedras entre 1,5 e 2,0 ct não são transportadas a distâncias maiores que 30 Km da área fonte, enquanto que pedras em torno de 0,1 ct são mais facilmente transportadas e podem ser encontradas até 650 Km de sua fonte. O tamanho médio dos diamantes da região do rio Tibagi, entre 0,1 e 0,3 ct (Chierigati, 1989), comparativamente aos dados de Sutherland (1982), indica que os mesmos foram transportados por uma distância média superior a 150-200 Km.

Durante o processo de transporte glacial, os sedimentos podem ser submetidos a consideráveis pressões e abrasão pelo peso do movimento do gelo. Esse processo pode criar texturas de superfície em grãos de areia transportados

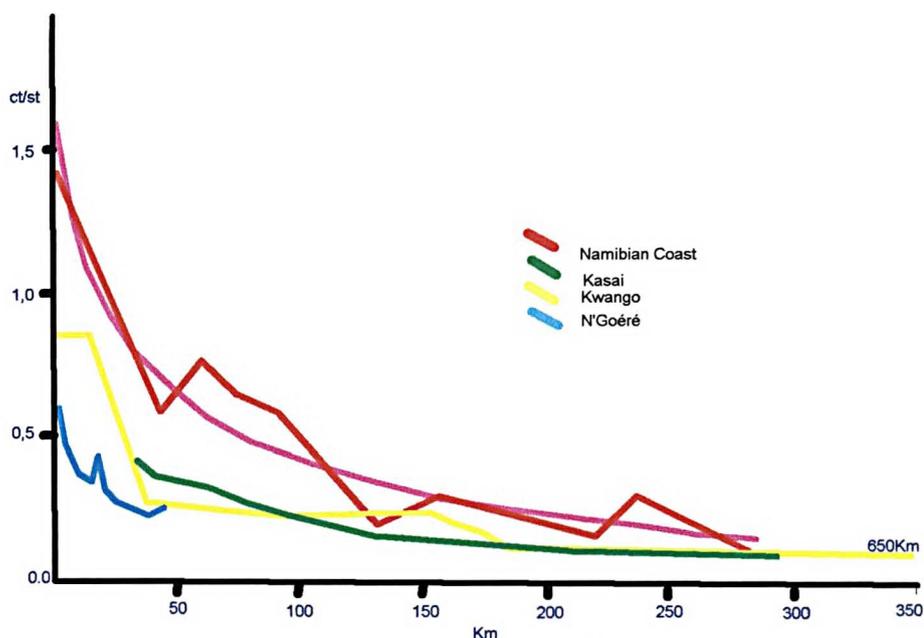


FIGURA 17

Variação do tamanho médio dos diamantes com a distância de transporte por processos fluvial e marinho. ct/st= quilates por pedra, segundo Sutherland (1982).

pelo gelo (Kransley; Donahue, 1968) tais como fraturas conchoidais; degraus semiparalelos; degraus em forma de arcos; estriações paralelas; identações irregulares de pequena escala comumente associadas a padrões de fraturas conchoidais, entre outras. Não foi encontrada, na literatura, referência de

desenvolvimento de qualquer um desses tipos de feições associadas a transporte glacial em cristais de diamantes; no entanto, segundo Kurz *et al.* (1987 *apud* Gurney, 1989), podem ocorrer quebras, principalmente, por impacto, sendo que pedras arredondadas e/ou esféricas resistem melhor ao impacto por percussão do que outras formas.

Nos diamantes da região do rio Tibagi foram observadas algumas feições que, aparentemente, parecem ser de origem glacial. Em um dos exemplares (Foto 19) descritos nota-se uma face do cristal tetrahexaédrico contendo sulcos paralelos, os quais podem configurar estrias de natureza, possivelmente, glacial, e arestas gastas que ocorrem, segundo Gurney (1989), em diamantes aluviais. Outras feições superficiais observadas em alguns cristais são lascas (Foto 20) e quebras (Foto 21) arrancadas dos cristais por, provavelmente, impacto de percussão.

Algumas feições primárias de reabsorção descritas por McCallum *et al.* (1991) estão presentes na maioria das amostras observadas, das quais linhas de laminação (planos planares) (Foto 22), laminação cruzada (Foto 23) são as mais comuns, apresentando muitas vezes textura “shagreen” (Foto 24) associada. Estas feições derivam de deformação plástica, a qual é mais facilmente detectada em populações com alta proporção de formas tetrahexaédricas (Urosovskaya; Orlov, 1964 e Orlov, 1973 *apud* Gurney, 1989).

4.3.2 - Indicadores mineralógicos

A presença ou ausência de minerais em sedimentos varia de acordo com a sua disponibilidade na área fonte, granulometria original, resistência mecânica e química, forma e densidade, bem como intemperismo na área fonte, relação entre

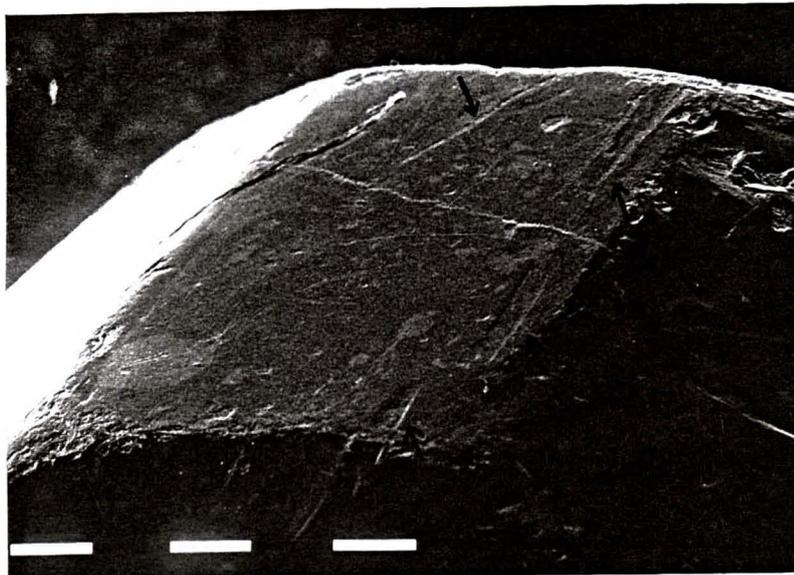


Foto 19. Detalhe do exemplar da fotografia 18 mostrando uma das faces do diamante contendo estrias ou sulcos paralelos (glaciais?), e arestas desgastadas geradas por transporte fluvial ou glacial. Imagem obtida por microscopia eletrônica com aumento de 104,06 vezes.

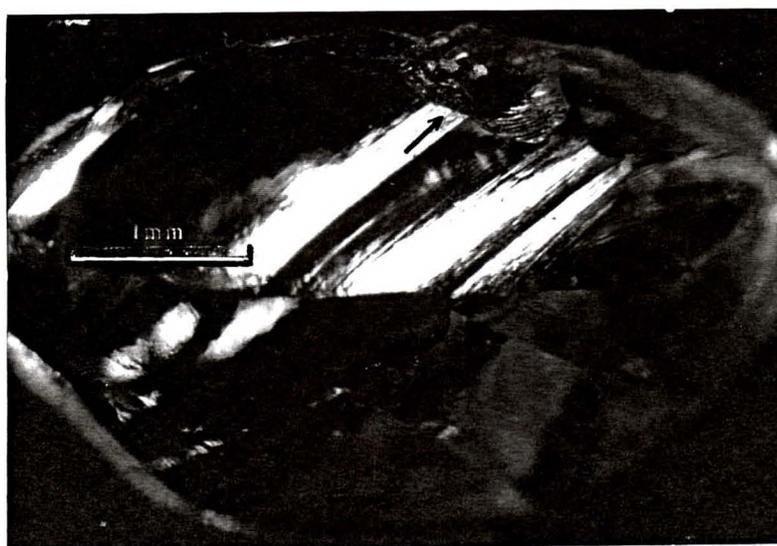


Foto 20. Detalhe de uma face lascada de um diamante da bacia do rio Tibagi-PR. Esta feição foi, possivelmente, gerada por impacto de percussão.

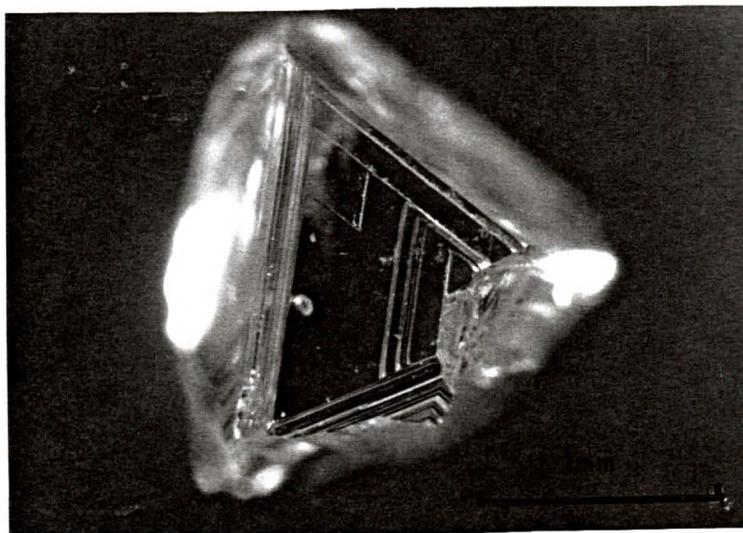


Foto 21. Exemplar de diamante octaédrico geminado (macla), da bacia do rio Tibagi-PR, apresentado quebra por impacto.

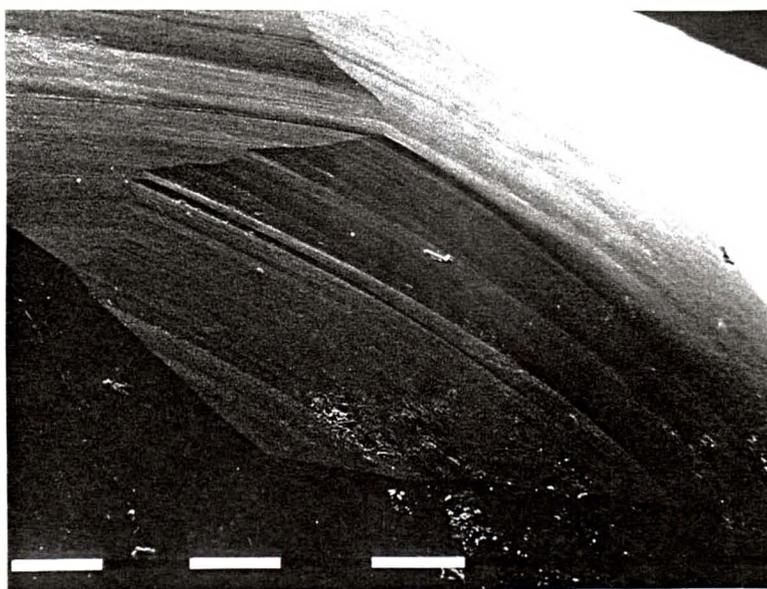


Foto 22. Fotomicrografia eletrônica mostrando laminações paralelas em diamante da região do rio Tibagi-PR, formadas por reabsorção primária. Aumento de 118,48 vezes.

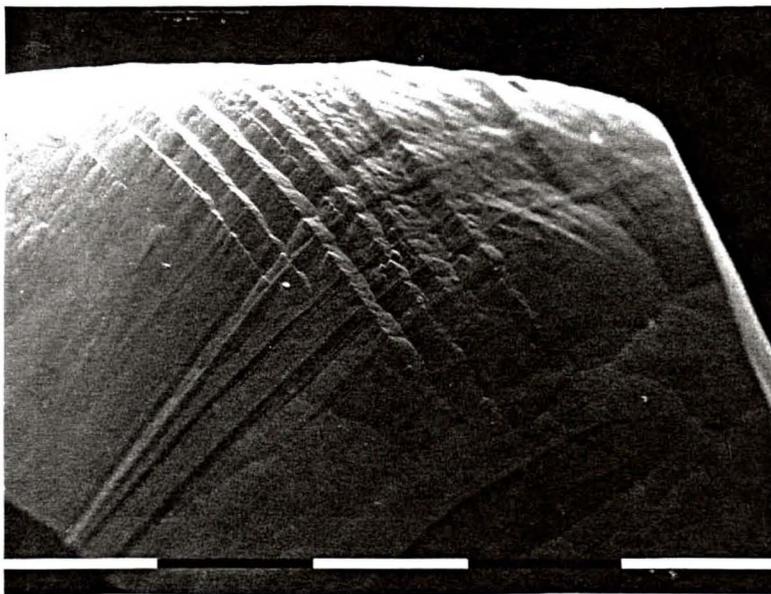


Foto 23. Fotomicrografia eletrônica mostrando laminações cruzadas em diamante da região do rio Tibagi-PR, formadas por reabsorção primária. Aumento de 209,15 vezes.

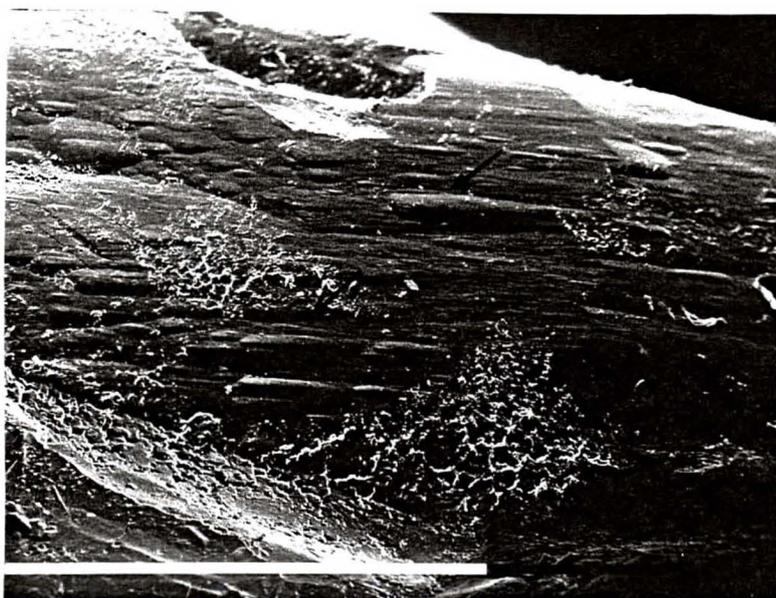


Foto 24 Fotomicrografia eletrônica de diamante da região do Rio Tibagi-PR, mostrando uma face do mineral com textura "shagreen", aparentemente de abrasão glacial, porém pode ser interpretada como de reabsorção primária. Aumento de de 64,91 vezes.

velocidade de erosão e intemperismo, tempo e meio de transporte e condições físico-químicas do meio deposicional (Chierigati, 1989).

O rastreamento de minerais pesados em regiões diamantíferas tem como objetivo a identificação de minerais satélites de kimberlitos/lamproítos. Apesar do quadro geotectônico parecer favorável à presença de fontes primárias na região do Arco de Ponta Grossa, a análise mineralógica não revelou a presença de minerais tipicamente kimberlíticos/lamproíticos.

O estudo de minerais pesados fornece dados importantes com relação ao comportamento físico durante o transporte, distância de transporte, ciclos de retrabalhamento e incidência de eventos de glaciação (Chierigati *et al.*, 1984).

Nos sedimentos da porção inferior do Grupo Itararé, os resultados da análise litológica do conglomerado da fácies Gc, da serra do Barreiro, mostram uma predominância de seixos de arenito de composição variada (35-50%) sobre os seixos de quartzo (20-30%) e de quartzito (15-25%), e subordinação de seixos de siltito, granito e argilito (Fig. 18).

Nos arenitos conglomeráticos (fácies St/Sp) e conglomerados (fácies Gp) da associação I e das unidades ressedimentadas das associações III e IV nota-se nas frações granulométricas entre 0,250 a 0,125mm uma predominância de minerais pesados ultraestáveis como zircão, turmalina e rutilo, e secundariamente, leucoxênio, cianita, estaurolita, hiperstênio, pistachita, hornblenda, sillimanita, alteritos, e, raramente, granada e monazita (Tab. 05). A quantidade de minerais opacos prevalece sobre os minerais transparentes não micáceos, os quais foram separados em três grupos em função de seu magnetismo (Tab. 5): i) $-1,0A$; ii) $+1,0^A$;

iii) +0,6 A. Os minerais atraídos na amperagem 0,0 foram isolados anteriormente, com auxílio de imã de mão, conforme descrito no capítulo 3.

Conforme Parfenoff *et al* (1970), os minerais atraídos na amperagem +1,0 compreendem principalmente clinzoisita, diopsídio, enstatita e titanita, enquanto que na amperagem +0,6 estão presentes minerais como monazita, óxido de manganês, peridoto, espinélio cromífero, espinélio verde, estauroлита, xenotima, hornblenda, olivina, turmalina, augita, epídoto, hematita e limonita, entre outros. Na amperagem zero podem ser caracterizados magnetita, pirrotina e titanomagnetita.

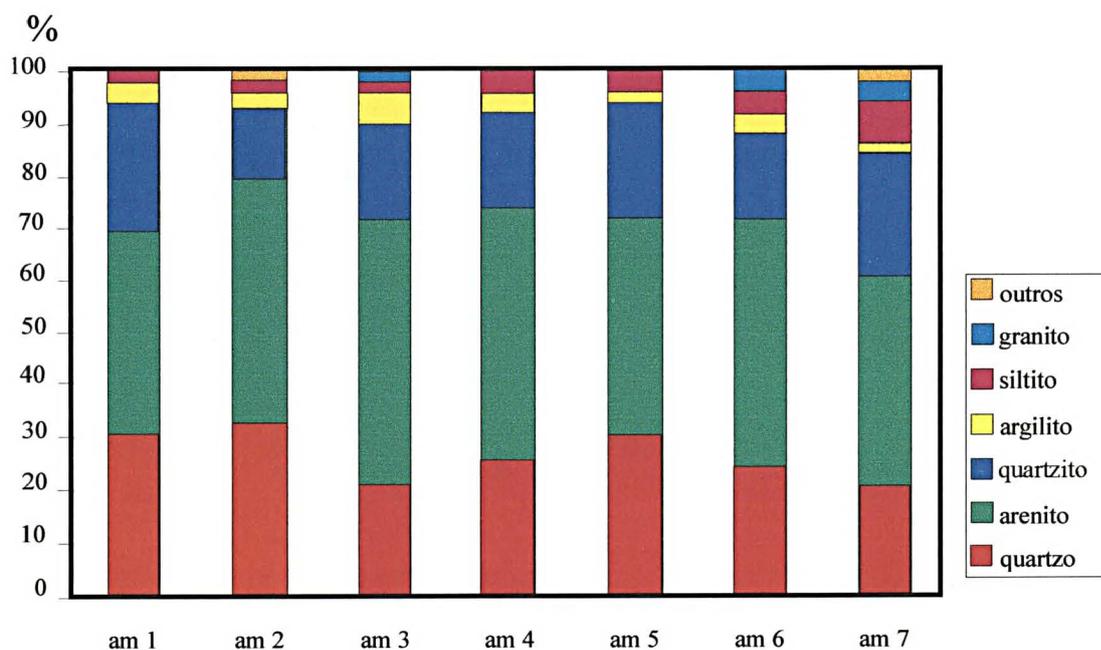


Figura 18

Diagrama de barras para tipos litológicos de seixos da fácies conglomerado caótico (Gc).

TABELA 5

Minerais pesados do Grupo Itararé e dos sedimentos aluvionares da bacia mineralizada do Rio Santa Rosa-PR.

AMOSTRA	AMPER.	ZIRCÃO	TURMAL.	RUTILO	APATITA	ESTOUR.	GRANADA	PISTACH.	CIANITA	SILLIMAN.	BARITA	HORNBL.	HIPERST.	ANDALUZ.	MONAZITA	LEUCOX.	ALTERITO	OPACO (0-100%)
AM 1	-1,0A	P		T		T		T	T							T	T	P
	+1,0A		P	T		T						T				E		P
	+0,6A		M						T				M					P
AM 2	-1,0A	A	T	A					T									M
	+1,0A	T	P						T			T						A
	+0,6A	T	A	T					M				M					P
AM 3	-1,0A		E															M
	+1,0A	P	T	A				T	T									A
	+0,6A																	P
AM 4	-1,0A	M	T	T						T								M
	+1,0A		A			T			T									P
	+0,6A		P															E
AM 5	-1,0A	P		A		T												E
	+1,0A	T	P	T					T								T	A
	+0,6A	T	M				T											P
AM 6	-1,0A	P		M		T			T									E
	+1,0A	T	P										T		T			P
	+0,6A	T	P															P
AM 7	-1,0A	P		T														P
	+1,0A		P															P
	+0,6A		P														T	P
AM 8	-1,0A	P	T	M					T									A
	+1,0A	T	P															P
	+0,6A		P															P
AM 9	-1,0A	P													T			E
	+1,0A		P						T									A
	+0,6A																	P

*P - predominante (60 a 80%) A - abundante (40 a 60%) M - moderado (20 a 40%) E - escasso (5 a 20%) T - traço ($\leq 5\%$)

*Amostra: 1-sedimento de corrente; 2-conglomerado caótico basal (fácies Gc); 3 a 8-conglomerado estratificado basal (fácies Gp); 9-conglomerado maciço de topo (fácies Gm(r)). Para identificação das fácies, veja Perdoncini e Soares (inédito).

Em garimpos situados próximo ao cruzamento do rio Santa Rosa com a PR-76 (Fig. 12), a análise macroscópica de um concentrado de bateia revelou a seguinte composição mineralógica/litológica, em ordem de crescente de frequência:

Quartzo: apresenta-se como grãos incolores a amarelo claros, angulosos a bem arredondados e com esfericidade baixa. Cristais prismáticos podem estar presentes.

Limonita: ocorre como grãos arredondados a angulosos, esféricos e por vezes alongados. Apresentam coloração acastanhada com alguns grãos em estágio avançado de alteração.

Ilmenita: esse mineral de coloração cinza escura apresenta grãos facetados com superfícies polidas, arredondados a angulosos e anédricos a subédricos.

Metarenito: ocorre como fragmentos esverdeados a acastanhados, com arredondamento médio a bom e esfericidade ruim. A maioria encontra-se oxidada.

Basalto: os fragmentos de basalto de coloração esverdeada encontram-se bem arredondados e variam de esféricos a facetados.

Magnetita: os grãos são, em geral, opacos, com coloração variando do marrom avermelhado ao castanho acinzentado. São facilmente separados dos demais minerais pesados com a utilização de um ímã comum. Apresentam-se arredondados a subangulosos, anédricos a subédricos e facetados, com as superfícies polidas.

Ocorrem ainda alguns grãos de rocha básica, goetita, pirita e limonita apresentando baixo grau de retrabalhamento.

Na meia encosta, observou-se ainda um cascalho de difícil caracterização, podendo compreender tanto um terraço do rio Santa Rosa, como um conglomerado

da fácies Gc, formado de seixos centimétricos (5-10cm) de quartzito e arenito de composição variada, às vezes com cimento oxidado. Os minerais pesados presentes nesses cascalhos são: zircão, turmalina, rutilo e estaurolita (no intervalo 0,250-0,177mm), pistachita, sillimanita e hiperstênio (no intervalo 0,177-0,125mm).

A contribuição do Grupo Itararé, nas áreas mineralizadas, ficou evidenciada pela presença de minerais e rochas dos sedimentos permo-carboníferos nos depósitos diamantíferos, tais como: zircão, turmalina, rutilo, granada, ilmenita, leucóxênio, hornblenda, epídoto, magnetita, sillimanita, monazita, seixos de quartzo e de granito, siltito, quartzito e arenito de composições variadas, sendo que a assembléia de minerais ultraestáveis (ZTR) e alguns seixos de quartzo/quartzito também é compartilhada pela Formação Furnas.

4.4 - FÁCIES PREFERENCIAIS PARA OCORRÊNCIA DOS DIAMANTES

O Grupo Itararé da Bacia do Paraná está representado, na região de Telêmaco Borba-Tibagi (PR), por espessos pacotes de arenitos conglomeráticos e conglomerados, associados a diamictitos, pelitos seixosos, arenitos e siltitos (arenito Barreiro de Maack, 1950-51).

Na serra do Roncador, ao contrário do que Maack (1950-51) afirma, pode-se observar o caráter discordante do arenito Barreiro sobre a formação Ponta Grossa, a relação dos sedimentos glaciogênicos do Grupo Itararé com o arenito Barreiro e a influência de falhamentos perturbando a sequência normal das camadas.

O arenito Barreiro é representado, na base, por arenitos médios a conglomeráticos apresentando pouca matriz, gradação normal e estratificação cruzada planar, acanalada e plano paralela, com canais, bolsões e níveis

descontínuos de conglomerados associados. Podem estar suportados pelos clastos ou pela matriz arenosa. Os seixos arredondados, facetados, achatados e localmente imbricados, apresentam-se com tamanhos que variam desde poucos centímetros a 0,50 m e são compostos de siltitos, arenito, meta-quartzito, pelitos e granitos. Refletem sedimentação em leques fluviais subaéreos. Sobre este pacote ocorrem arenitos finos bem selecionados que gradam para pelitos por vezes seixosos, com diamictitos associados. Sobre os lamitos ocorre um espesso pacote de arenito fino maciço a levemente estratificado e com marcas de onda. A porção superior deste conjunto litológico é caracterizada por um novo pacote de conglomerado polimítico grosseiro, mineralogicamente similar ao pacote basal. Esse pacote médio-superior foi depositado em ambiente subaquoso, apresentando feições de ressedimentação.

Esta sucessão de fácies é resultado de superimposição de canais de *outwash* desaguando em um corpo aquoso.

Conforme visto anteriormente, fácies conglomeráticas basais configuram as principais fácies com bom potencial na formação de depósitos detríticos diamantíferos; enquanto que, para a formação de depósitos secundários é necessária a atuação processos sedimentares trativos ou a existência de uma pré-concentração de diamantes remobilizada por qualquer outro processo sedimentar. Entretanto, os processos de ressedimentação apresentam a tendência de diluir as concentrações detríticas.

Dessa forma, a caracterização da potencialidade das fácies conglomeráticas como fonte dos diamantes foi determinado pelo interrelacionamento entre o grau de maturidade dos sedimentos e o tipo de processo deposicional (Fig. 19), onde quanto maior a seleção, maior seu potencial para gerar depósitos detríticos. Assim

infere-se que as fácies mineralizadas compreendem três classes principais de conglomerados, diferenciados em:

- i) conglomerado com matriz arenosa, com ótima a boa maturidade textural e/ou mineralógica/litológica, com estratificação cruzada, ou com ótima maturidade textural e maturidade mineralógica/litológica, com estrutura maciça (campo 1);
- ii) conglomerado com matriz arenosa, com ótima a regular maturidade textural e/ou mineralógica/litológica, maciços ou com estratificação cruzada (campo 2);
- iii) conglomerado com matriz arenosa, maciço, com maturidade textural e mineralógica/litológica boas, ou conglomerados maciços ou com estratificação cruzada com maturidade textural ótima a má inversamente proporcional à maturidade mineralógica/litológica (campo 3).

Essas classes de conglomerados foram definidas com base nos valores de a , o qual é calculado através do produto entre três variáveis: maturidade textural (MT), maturidade mineralógica/litológica (MML), com valores entre 1 e 5, e fator de probabilidade de concentração mineral (f), com valores entre 0 e 1, o qual depende do tipo de processo deposicional. Quando o processo sedimentar tem caráter tracional, apresentando estratificação cruzada, é admitido $f= 1$, ou seja, um fator positivo na formação de depósitos detríticos. Entretanto, quando o processo deposicional tem caráter de fluxo, a tendência é uma deficiência nos processos seletivos, sendo necessário aplicar uma depreciação ($f= 0,75$) sobre os valores de maturidade dos sedimentos. Quanto maior o valor de a , melhores as condições da rocha gerar depósito.

Com base no exposto acima, a porção basal do Grupo Itararé, na área estudada, que é marcada por fácies conglomeráticas basais (campo 1)

sedimentadas em regime trativo e com boa seleção, configuram potencialmente as principais fácies portadoras de diamantes, seguidas das fácies conglomeráticas ressedimentadas de topo.

MATURIDADE MINERALÓGICA/ LITOLÓGICA (MML)	NULA (1)	x(5)				
	MÁ (2)	m(7,5) x(10)	x(8)			
	REGULAR (3)	m(11) x(15)	m(9) x(12)	x(9)		
	BOA (4)	m(15) x(20)	m(12) x(16)	m(9) x(12)	x(8)	
	ÓTIMA (5)	m(19) x(25)	m(15) x(20)	m(11) x(15)	m(7,5) x(10)	x(5)
		ÓTIMA (5)	BOA (4)	REGULAR (3)	MÁ (2)	NULA (1)
	MATURIDADE TEXTURAL (MT)					

-  campo 1 (conglomerado de primeira ordem) - valoração em torno de 20 configura rocha hospedeira de primeira ordem;
-  campo 2 (conglomerado de segunda ordem) - valoração em torno de 15 configura rocha hospedeira de segunda ordem;
-  campo 3 (conglomerado de segunda ordem) - valoração inferior a 12 configura rocha hospedeira de terceira ordem.

FIGURA 19

Relação entre a maturidade mineralógica/ litológica (MML), a maturidade textural (MT) e o tipo de processo deposicional (x, m) de conglomerados, com relação a favorabilidade para concentração de diamante/ouro detrítico, onde:

(1-5) = escala de valoração arbitrária para a quantificação de MML e MT (1= nula; 5= ótima). **m(12)** e **x(20)** representam, respectivamente, estrutura maciça e estratificação cruzada, com valoração (a), sendo: $(a) = (MT) \times (MML) \times f$, enquanto que:

f é o fator de probabilidade de concentração mineral dado em função do processo deposicional (é admitido $f = 1$ quando o processo sedimentar tem caráter trativo, ou seja, apresenta estratificação cruzada; e $f = 0,75$ quando o processo deposicional tem caráter de fluxo, representado por estrutura maciça).

* Quanto maior o valor de (a), melhores as condições da rocha gerar depósito.

CAPÍTULO 5

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os diversos fatos levantados, relativos à ocorrência de diamantes no Estado do Paraná, indicam uma origem secundária para a mineralização. Entretanto, estes fatos não constituem isoladamente evidências conclusivas. Aquele fato que poderia ser uma evidência comprobatória à existência de rochas sedimentares com diamantes não foi documentado nem pelos ensaios realizados nem pelo testemunho inequívoco dos garimpeiros.

Apesar dos poucos dados sugestivos de uma origem primária, esta proposição foi defendida e mesmo utilizada nos modelos exploratórios na região, nos quais já foram dispendidos volumes significativos de recursos financeiros. Isto revela como, em muitos casos, uma decisão prática tem que ser tomada com base em relações de incertezas. A meta certamente foi tomar a decisão que resultasse em menor probabilidade de perdas, a partir de um diagnóstico com maior probabilidade de estar correto. Contudo, situações como esta não constituem situações de rotina, não se dispondo de uma distribuição de frequência de situações similares, para se fazer uma abordagem probabilística e tomar a decisão com maior probabilidade de sucesso: a situação real é única.

Neste capítulo se propõe realizar uma análise do poder dos fatos como evidências e da combinação do poder destas evidências como indicadores da veracidade de uma ou de outra proposição. A base conceitual, o roteiro e o programa utilizado foi baseado em Soares; Perdoncini (inédito). Desta forma a decisão exploratória poderá ser tomada em cima desta ou daquela informação ou conclusão que apresente maior chance de representar a verdade.

Nesta análise devem ser considerados dois momentos: 1º) definir o poder de cada evidência E_i como indicadora da veracidade da proposição P e da sua negação $-P$; 2º) estabelecer as combinações possíveis das diferentes evidências, cujo desenvolvimento teórico está exposto no anexo 2.

5.1. O PODER DAS EVIDÊNCIAS

A definição do poder de cada evidência é feita com base em relações de necessidade e suficiência, como premissa para que a proposição seja verdadeira ou falsa. Os procedimentos de raciocínio lógico compreendem a forma mais inteligível de estabelecer estas relações entre premissas e conclusão. Mas as premissas geológicas não são inequívocas e por isto as condições de necessidade e suficiência não são **sim** ou **não**, **um** ou **zero**, mas algum valor entre zero e um, e com um nível variado de contradição quando se consideram diferentes evidências. Os procedimentos estatísticos certamente são as melhores formas de quantificar estas relações entre evidência e proposição, ou entre premissa e conclusão. Entretanto, mesmo num caso real único, valores numéricos de necessidade e suficiência, podem representar a incerteza referente às relações de evidência e proposição, as quais são obtidas a partir de uma análise cuidadosa dos muitos outros casos em que existe esta relação evidência/proposição.

Neste trabalho não se dispõe de um banco de informações com significado estatístico, no domínio geológico da área trabalhada, a partir do qual se pudesse inferir as diferentes probabilidades para as diversas evidências. Entretanto, considerando cada evidência e sua relação observacional lógica ou genética com a proposição, num domínio conceitual, baseado em informações já consolidadas na

literatura, torna-se possível atribuir valores para o poder da evidência como confiança na relação entre a evidência e a proposição.

Este procedimento de avaliação do poder da evidência, justificando o valor atribuído, foi chamado de “atribuição de probabilidade básica” (*basic probability assignment*, bpa; Shafer, 1976 *apud* Neapolitan, 1990).

É este o procedimento que será utilizado aqui, para cada informação levantada, considerada como indicadora positiva ou negativa de uma ou outra proposição. Foi feita uma atribuição de valores para a confirmação e para a negação, designados MC e MD, respectivamente. O complemento de MC+MD para a unidade resulta na **ambiguidade** ($MA=1-(MC+MD)$) da evidência (Fig. 20).

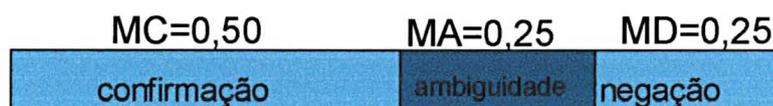


FIGURA 20

Quadro esquemática da relação entre ambiguidade e confirmação/negação.

Os valores de MC e MD são escores que determinam a força ou o grau de confiança com que as evidências sustentam ou negam as hipóteses, utilizando, segundo Soares; Perdoncini (inédito), relações observacionais e genéticas, verificadas ou deduzidas. Ou seja, são valores (entre **zero** e **um**) que quantificam a relação entre a evidência e a hipótese, apesar de terem sido adotados os valores máximo e mínimo de 0,95 e 0,05, respectivamente, admitindo-se a possibilidade de existência de pequenas porcentagens de erro nas afirmativas, conforme segue:

- 0,05- não há relação entre a proposição e a evidência;
- 0,25- a evidência apresenta alguma relação com a proposição;
- 0,50- possivelmente existe uma relação entre a evidência e a proposição;

- 0,75- provavelmente existe relação entre a evidência e a proposição;
- 0,95- certamente a evidência implica na proposição.

Esta avaliação foi utilizada, com base na literatura para efeito de comparação, para ponderar a crença ou confirmação e a negação das duas hipóteses: i) os diamantes provêm do Grupo Itararé; ii) os diamantes provêm diretamente de kimberlitos ou rochas afins, e está sendo apresentada nos subcapítulos seguintes.

5.1.1 - Hipótese de fonte primária: o poder das evidências

Para avaliar a hipótese da mineralização de diamante derivar diretamente de kimberlitos, com relação aos principais dados presentes na região, foram atribuídas medidas de crença/descrença (MC/MD) para as evidências, conforme segue :

- 1-Predominância de diamantes de qualidade gema (MC=0,25, MD=0,05);
- 2-Presença eventual de lascas de diamantes (MC=0,05, MD=0,50);
- 3-Predominância de diamantes com formas tendendo a esférica (MC=0,50, MD=0,25);
- 4-Predominância de minerais ultra-estáveis na assembléia de pesados (MC=0,05, MD=0,50);
- 5-Ausência de satélites de kimberlitos e de rochas afins (MC=0,05, MD=0,75);
- 6-Ausência de anomalias magnéticas indicadoras de kimberlitos ou lamproítos (MC=0,05, MD=0,25);
- 7-Presença das mineralizações sobre a Bacia do Paraná (MC=0,05, MD=0,50);
- 8-Ausência de mineralizações no escudo adjacente (MC=0,05, MD=0,25);
- 9-Não existem exposições de rochas kimberlíticas (MC=0,05, MD=0,75);
- 10-Presença de diques de diabásio de filiação toleítica (MC=0,75, MD=0,75);
- 11-Maior parte das ocorrências sobre os sedimentos do Grupo Itararé (MC=0,05, MD=0,05);
- 12-Distribuição da mineralização principalmente na área do Arco de Ponta Grossa (MC=0,75, MD=0,05);
- 13-Embasamento da área de idade brasileira (MC=0,05, MD=0,50);
- 14-Várias ocorrências associadas aos diques básicos (MC=0,75, MD=0,25);
- 15-Presença de mineralizações em drenagens que cortam exclusivamente os sedimentos do Grupo Itararé (MC=0,05, MD=0,25);
- 16-Maior frequência das mineralizações nas áreas de domínio dos depósitos continentais basais do Grupo Itararé (MC=0,05, MD=0,25);
- 17-Diferenças nas características dos diamantes com relação aos de kimberlitos brasileiros do Cretáceo (MC=0,05, MD=0,25).

18-Ocorrência de ouro associado aos depósitos diamantíferos (MC=0,05, MD=0,25).

A principal evidência a favor de fonte primária para as mineralizações de diamantes no Estado do Paraná é a distribuição da mineralização na região do Arco de Ponta Grossa, por isso atribui-se uma alta probabilidade básica de estar certa a proposição (MC=0,75), pois kimberlitos tendem a ocorrer em regiões de arcos associados a grandes bacias, tal como observa-se na África, na Sibéria e no Brasil (Biondi, 1982). A freqüente relação da ocorrência de diamantes com os diques de diabásio distribuídos ao longo do arco reforça esta hipótese (MC=0,75). Entretanto, a profundidade de geração desses diques é bem menor (50Km) do que a dos kimberlitos (>50Km) (MD=0,25) e esta relação pode ser resultado de um processo atual de armadilhamento dos minerais e frações pesadas pela quebra de energia dos rios quando cortam os diques.

O caráter toleítico dos diques (MC=0,75) é bastante compatível com o quimismo e condicionamento tectônico dos kimberlitos, sendo que ambos são formados em regime de estiramento litosférico.

A relação das várias mineralizações com os diques básicos pode ser apenas resultado de um processo atual de armadilhamento dos minerais e frações pesadas a montante e a jusante dos diques, pela quebra de energia dos rios nesses pontos (MD=0,25).

A possibilidade da existência de fontes primárias no escudo adjacente à bacia também foi considerada, mas não se tem registro de ocorrências diamantíferas nessa área (MD=0,25). Nas porções noroeste e norte da bacia também ocorrem mineralizações diamantíferas próximo a sua borda, porém nessas

porções as rochas do embasamento da bacia estão a jusante dos rios mineralizados.

A idade brasileira desse embasamento (MD=0,50) desfavorece a hipótese de fonte primária para a mineralização, pois, segundo a regra de Clifford (1988 *apud* Gonzaga; Tompkins, 1991), não ocorrem kimberlitos/lamproítos mineralizados em áreas onde o último evento magmático foi mais jovem que 1.5 b.a. Este fato restringe a possibilidade de ocorrência de kimberlitos associados às manifestações magmáticas na área da Bacia do Paraná.

As características dos diamantes no noroeste da bacia e os da região do rio Tibagi são geralmente semelhantes, mas diferem dos diamantes da região de Juína-MT (kimberlitos de idade cretácea), o que é indicativo de que os diamantes desta região têm origem diferente daqueles que ocorrem sobre a Bacia do Paraná (MD=0,25).

A prospecção de fontes primárias de diamantes é baseada na presença de seus minerais satélites. No Estado do Paraná não foram encontrados minerais que indicassem a proximidade ou presença de kimberlitos ou lamproítos (MD=0,75), exceto a ocorrência do próprio diamante. Outra possibilidade aventada é a da ocorrência de fontes primárias que tenham sido totalmente erodidas deixando apenas os diamantes como testemunho de sua existência. No entanto, a existência de tais rochas deveria ser indicada pela presença de seus minerais satélites entre a assembléia de minerais pesados.

Tanto o fato da assembléia de pesados ser compatível com a assembléia mineralógica do Grupo Itararé quanto a ausência dos mesmos na Formação Furnas

não tem qualquer implicação na hipótese de fontes kimberlíticas para os diamantes (MC e MD= 0,05).

5.1.2 - Hipótese de fonte secundária: o poder das evidências

Os principais fatos relacionados a mineralização dos diamantes no Estado do Paraná foram avaliados para o caso da hipótese da mineralização de diamante derivar das rochas do Grupo Itararé, sendo que foram atribuídas as seguintes medidas de crença/descrença (MC/MD), para tais evidências sustentarem ou negarem tal hipótese:

- 1-Predominância de diamantes de qualidade gema (MC=0,50, MD=0,05);
- 2-Presença eventual de lascas de diamantes (MC=0,50, MD=0,25);
- 3-Predominância de diamantes com formas tendendo a esférica (MC=0,50, MD=0,05);
- 4-Predominância de minerais ultra-estáveis na assembléia de pesados (MC=0,75, MD=0,05);
- 5-Ausência de satélites de kimberlitos e de rochas afins (MC=0,25, 0,05);
- 6-Assembléia de pesados compatível com a do Grupo Itararé (MC=0,75, MD=0,05);
- 7-Ausência de anomalias magnéticas indicadoras de kimberlitos (MC=0,25, MD=0,05);
- 8-Presença das mineralizações sobre a Bacia do Paraná (MC=0,75, MD=0,05);
- 9-Ausência de mineralizações no escudo adjacente (MC=0,25, MD=0,05);
- 10-As inclusões nos diamantes são similares às da África e da Sibéria (MC=0,75, MD=0,05);
- 11-Não existem exposições de rochas kimberlíticas (MC=0,25, MD=0,05);
- 12-Presença de diques de diabásio de filiação toleítica (MC=0,05, MD=0,25);
- 13-Presença de conglomerados e arenitos de fácies trativas do Grupo Itararé, na área de erosão das bacias mineralizadas (MC=0,75, MD=0,05);
- 14-Presença de depósitos de ressedimentação pró-glacial (MC=0,75, MD=0,05);
- 15-Maior parte das ocorrências sobre os sedimentos do Grupo Itararé (MC=0,75, MD=0,05);
- 16-Distribuição da mineralização principalmente na área do Arco de Ponta Grossa (MC=0,05, MD=0,25);
- 17-Várias ocorrências associadas aos diques básicos (MC=0,25, MD=0,25);
- 18-Presença de mineralizações em drenagens que cortam exclusivamente os sedimentos do Grupo Itararé (MC=0,75, MD=0,05);
- 19-Maior frequência das mineralizações nas áreas de domínio dos depósitos continentais basais do Grupo Itararé (MC=0,75, MD=0,05);
- 20-Diferenças nas características dos diamantes com relação aos de kimberlitos brasileiros do Cretáceo (MC=0,50, MD=0,05).
- 21-Ocorrência de ouro associado aos depósitos diamantíferos (MC=0,75, MD=0,25).
- 22-Direção geral das paleocorrentes dos lobos glaciais de S/SE para N/NW indicando proveniência do Sul da África (MC=0,50; MD=0,05)

A predominância de diamantes de boa qualidade (MC=0,50), com formas tendendo esférica/arredondadas (rombododecaédricas) (MC=0,50) e tamanho médio pequeno são, segundo Sutherland (1982), características de longo e seletivo transporte, devido à destruição das pedras fracas (com inclusões e fraturas) e facilidade no transporte das formas esféricas. Contudo, o tamanho médio pequeno dos diamantes (0,1 a 0,3 ct) indicaria uma área fonte superior a 200 Km, porém a maior distância da drenagem atual no rio Santa Rosa é inferior a 20 Km enquanto que uma fonte primária implicaria em um tamanho médio grande para as pedras. A presença de lascas indica que o agente transportador não foi seletivo (MC=0,50). Essa associação de características é forte indicativo de proveniência sedimentar a partir de longo transporte ou de transporte policíclico. Em contrapartida, a presença de diamantes com essas características não revela nenhuma informação com relação a fontes kimberlíticas e é improvável (MDs=0,25 e 0,05) que eliminem a possibilidade de ocorrência destas rochas.

A predominância de minerais ultra-estáveis na assembléia de pesados, que é uma característica de longo transporte (MC=0,75), e a ausência de satélites de kimberlitos indica que, provavelmente (MC=0,25), não ocorrem kimberlitos na região. Sendo provável que os citados minerais associados aos diamantes estejam sendo liberados do Grupo Itararé, uma vez que os mesmos são encontrados em drenagens de pequeno porte.

A presença de mineralizações exclusivamente sobre a Bacia do Paraná (MC=0,75) descarta a possibilidade de fontes diamantíferas na região do escudo adjacente, onde seria mais provável a ocorrência de rochas kimberlíticas ou afins, pois este escudo é de idade brasileira e em crostas mais jovens as isothermas de

formação de kimberlitos/lamproítos estão acima do campo de estabilidade do diamante (Clifford, 1988 *apud* Gonzaga; Tompkins, 1991); sendo que, kimberlitos/lamproítos mineralizados tendem a ocorrer principalmente em áreas cratonizadas há mais de 1,5 bilhões de anos. Dessa forma, a relação espacial da mineralização com as rochas sedimentares do Grupo Itararé sugere, possivelmente (MC= 0,75), fonte nessas rochas, uma vez que não são conhecidas exposições de rochas kimberlíticas (ou rochas afins) diamantíferas.

As inclusões de natureza peridotítica nos diamantes são similares às da África, Sibéria e Venezuela. Isto caracteriza apenas as condições de cristalização, mas não significa que a fonte primária (rochas kimberlíticas) esteja presente onde os diamantes situam-se atualmente. Os diamantes provavelmente (MC=0,75) tiveram sua origem na porção sul do continente africano e foram transportados pelas geleiras que geraram as rochas do Grupo Itararé.

A presença de sedimentos do Grupo Itararé, na área de erosão das bacias mineralizadas, associados à mineralização (MC=0,75) pode ser um indicativo de fonte dos diamantes nesses sedimentos glaciogênicos.

Sedimentos pró-glaciais são importantes alvos de formação de depósitos, uma vez que apresentam suficiente energia de transporte para concentração de minerais. Os conglomerados e arenitos fluviais do Grupo Itararé que compõem tais depósitos ocorrem nas áreas que alimentam (área-fonte) as bacias de drenagens mineralizadas, indicando que possivelmente (MC=0,75) esses fatos estão relacionados à formação dos depósitos diamantíferos, bem como o fato de algumas drenagens estarem desenvolvidas e mineralizadas unicamente sobre os sedimentos do grupo Itararé.

A presença de ouro junto às mineralizações de diamante ($MC=0,75$) sugere a atuação processo de transporte que teria associado em um só tipo de depósito (rocha sedimentar) minerais de gêneses diferentes, pois magmas diamantíferos não são auríferos.

5.2 - COMBINAÇÃO DAS EVIDÊNCIAS

O passo seguinte foi tratamento dado à combinação de evidências. Sendo cada evidência independente, num caso qualquer pode ocorrer que uma evidência confirme a proposição, enquanto a outra negue, e uma terceira seja ambígua. Ou seja, como combinar os três campos (c, n, a) no qual pode cair cada relação evidência/proposição? Será utilizada a regra de Dempster-Shafer (Dempster, 1968 e Shafer, 1976) de combinação de evidências, desenvolvida aqui com pequenas modificações feitas por Soares; Perdoncini (inédito) e apresentadas no anexo 3.

A combinação das evidências com base na teoria descrita foi feita através de um programa em Basic (Soares; Perdoncini, inédito), no qual entrando-se com os escores atribuídos (MC e MD) obtem-se, para cada proposição, os valores finais de c (credibilidade ou confirmação), n (negação) e a ambiguidade. Fornece também o grau e o fator de certeza. Nas hipóteses aventadas para a origem dos diamantes da bacia do Rio Tibagi, com base nas evidências listadas anteriormente, foram gerados os seguintes resultados:

Proposição 1- Grupo Itararé como fonte dos diamantes:

- Credibilidade da proposição ou função *Belief* (H) [C]: 0,73
- Credibilidade da negação da proposição ou função *Belief(-H)* [N]: 0,00
- Ambiguidade das evidências [$1-(C+N)$]: 0,25

- Plausibilidade da proposição [1-N]: 0,99
- Grau de Certeza [C-N]: 0,72
- Fator certeza $[(C-N)/(C+N)]$: 0,99

Proposição 2 - kimberlitos/lamproítos como fonte dos diamantes:

- Credibilidade da proposição ou função *Belif* [C]: 0,06
- Credibilidade da negação da proposição ou função *Belif(-H)* [N]: 0,12
- Ambiguidade das evidências $[1-(C+N)]$: 0,81
- Plausibilidade da proposição [1-N]: 0,87
- Grau de Certeza [C-N]: -0,70
- Fator Certeza $[(C-N)/(C+N)]$: -0,86

5.3 - AVALIAÇÃO DAS PROPOSIÇÕES

Observa-se que as evidências apontam uma credibilidade maior que 0,50 para ambas as hipóteses, enquanto que a negação da hipótese de fonte primária (kimberlito/lamproíto) apresenta um valor de 0,12 contra 0,00 para a negação (descrença) da hipótese de fonte secundária (Grupo Itararé).

A ambiguidade representa um campo que não representa nem a afirmação nem a negação da hipótese, atribuindo, conforme Soares; Perdoncini (inédito), a ambiguidade ou indiferença da relação entre a hipótese e as evidências. As evidências listadas apresentam, dessa forma, uma ambiguidade de 0,25 para a hipótese de fonte dos diamantes do Grupo Itararé e de 0,51 para uma origem primária para tais mineralizações.

A plausibilidade das proposições revelou um valor de 0,99 em favor da hipótese dos diamantes terem como fonte o Grupo Itararé, enquanto que um valor

de 0,87 foi encontrado para a proposição da existência de fontes primárias na região.

Paralelamente, os valores de credibilidade e negação determinados para as duas hipóteses permitem visualizar que as evidências indicam que, do ponto de vista probabilístico, a mineralização está certamente (grau de certeza de 0,99) associada a fonte secundária, em detrimento a improbabilidade (grau de certeza de -0,86) dos diamantes estarem sendo liberados de fontes kimberlíticas ou lamproíticas.

CAPÍTULO 6

MODELO DE OCORRÊNCIA DO DEPÓSITO ESPERADO

A necessidade de se descobrir novos depósitos tornou fundamental a prática da observação, avaliação e interpretação de feições geológicas de uma área alvo, por meio da analogia com aquelas feições presentes em depósitos minerais já conhecidos e formados em contextos geológicos similares. As feições diagnósticas identificadas e selecionadas a partir de um conjunto de depósitos similares são sumariadas em modelos de depósitos minerais.

Os modelos de depósitos minerais podem ser definidos como redes sistematicamente organizadas constituídas por diversas informações geológicas, geoquímicas e geofísicas, provenientes de depósitos conhecidos, com o objetivo de otimizar as atividades de exploração mineral e a avaliação de recursos em uma determinada área (Artur, 1996).

Na concepção de Cox; Singer (1986), um modelo de depósito mineral constitui o arranjo sistemático da informação, que descreva os atributos ou propriedades essenciais de uma classe de depósitos minerais.

É prática comum na modelagem agrupar os depósitos em categorias ou tipos. Os tipos são geralmente definidos com base nas associações geológicas, características físico-químicas e associações mineralógicas comuns entre os depósitos. Dependendo do critério utilizado, os tipos podem incluir um ou centenas de depósitos (Henley; Berger 1993).

Uma categoria de modelo de depósito é o chamado modelo descritivo ou modelo de ocorrência, que é construído a partir da coletânea e organização de feições observadas e avaliações de campo das feições geológicas, geoquímicas e geofísicas, que se correlacionem espacialmente com a presença do depósito mineral, independente da possível relação genética existente. Este modelo compreende as feições essenciais ou diagnósticas em comum de uma classe de depósitos minerais (tipo).

Neste trabalho foi desenvolvido um modelo descritivo para as ocorrências de diamantes em depósitos secundários no Estado do Paraná, utilizando-se uma planilha para caracterização baseada em Cox e Singer (1986) e Bliss (1992).

6.1. PLANILHA PARA A CARACTERIZAÇÃO DO MODELO DESCRITIVO

1. Tipo de Depósito: Diamantes-Au em paleoplaceres.

2. Subtipo: Diamante/Au em conglomerados glaciogênicos.

3. Referências bibliográficas para este modelo: Bardet (1973), Chierigati (1989), Cox; Singer (1986), Derby (1878), Eyles; Kocsis (1988a, b), Gonzaga; Tompkins (1991), e Sutherland (1982).

4. Descrição: Depósito detrítico de diamante e Au em conglomerados polimíticos, enriquecido por retrabalhamento tracional de sedimentos glaciogênicos.

5. Rochas Associadas: A mineralização detrítica de diamante/Au ocorre em fácies conglomeráticas de paleoplaceres fluviais e marinhos de ambiente peri e/ou proglacial, que podem se apresentar ressedimentados em regime trativo. Comumente ocorrem arenitos, pelitos e diamictitos associados a ressedimentação de till de alojamento, till de fluxo, till de lavagem e aos cascalhos de preenchimento de canais e de leques subaquosos.

6. Texturas: Conglomerados polimíticos com matriz arenosa, com maturidade ótima a regular; seixos resistatos (quartzo, quartzito, granito, arenito e siltito) estriados, achatados, facetados, escoriados, em forma de ferro de engomar, imbricados.

Estruturas: Pavimentos estriados; estruturas sedimentares trativas (fluxo de detritos, estratificação cruzada); estrutura de ressedimentação (olistolitos); canais e lobos subaquosos.

7. Idades dos Depósitos:

- Permiano: Glaciação Permiana
- Carbonífero: Glaciação Carbonífera
- Neo-Ordoviciano: Glaciação Neo-Ordoviciano
- Cambriano: Glaciação Cambriana
- Proterozóico Superior: Glaciação Jequitai

8. Ambientes Associados: Marinho Plataformar, glacioterrestre, glaciomarinho raso e glaciolacustre.

9. Contexto tectônico: Bacias cratônicas com sedimentação influenciada glacialmente, com área fonte situada em regiões cratonizadas no mínimo a 1500 m.a. e manifestação de magmatismo básico-ultrabásico e alcalino.

10. Outros tipos de depósitos associados: Au e gemas

11. Controles do minério: Os diamantes são concentrados em canais e bolsões conglomeráticos depositados em sistemas glaciofluvial e glaciomarinho raso.

Os diamantes são de boa qualidade (gema), apresentando tamanho médio de 0,10ct/st. A forma predominante é a de rombododecaedro, seguida pela forma transicional octa- rombododecaedro e pela forma octaédrica. As pedras incolores compreendem cerca de 60%, e o restante varia entre as cores castanha (clara e escura), amarela e verde.

O transporte seleciona os diamantes pelo tamanho (quanto mais afastado da fonte, menor o tamanho médio dos diamantes) e pela qualidade (quanto maior o transporte, maior a qualidade, uma vez que são removidos os bort, os mecanicamente fracos, e as pedras clivadas e com muita inclusão). Favorece também a concentração de diamantes da forma dodecaédrica (cristais mais

próximos à forma esférica são mais facilmente transportados e sofrem menor perda de tamanho).

12. Assinatura Mineralógica: Minerais pesados acompanhantes tais como magnetita, ilmenita, hematita, rutilo, zircão, espinélios, granadas, turmalina, estauroлита, hornblenda, anatásio, apatita e outros fosfatos. A assinatura mineralógica das ocorrências de diamantes do rio Tibagi é: anatásio, rutilo, turmalina, quartzo hialino e esfumado, limonita, hematita, granada, magnetita, ilmenita, zircão, estauroлита, apatita, cianita, sílex, muscovita, clorita, epidoto, titanita, leucoxênio e monazita.

13. Exemplos de Áreas Prospectivas para o Modelo e Referências:

- Glaciação Jequitaiá~Glaciação *Grand Conglomerat*, África (Gonzaga; Tompkins, 1991); Tilito Jequitaiá (MG); Conglomerado Samburá (MG); Conglomerado Ibiá (MG); Formação Topázio (GO); Formação Bebedouro (Ba); Formação Puga (MT).
- Glaciação Neo-Ordoviciano (Gonzaga, 1994): Formação Iapó(PR)~Formação Vila Maria(GO)~Pakhuis (Afr. do Sul).
- Glaciação Permo-Carbonífera (Maack, 1968; Derby,1878; Oppenheim,1936; Bardet,1973; Svizero, 1994; Gonzaga, 1994): Grupo Itararé (PR,SP)~Formação Aquidauana (MS,GO)~Formação Dwyka (Áfr. do Sul); Formação Tuichi (Bolívia).
- Glaciação Carbonífera (Gonzaga; Tompkins,1991): Formação Poti (PI); Formação Pimenta Bueno (RO).

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Dois principais teorias são discutidas para a origem das ocorrências de diamantes no Estado do Paraná: i)uma associada à glaciação permo-carbonífera; ii)outra associada a possíveis fontes primárias relacionadas ao Arco de Ponta Grossa ou ao Embasamento pré-cambriano. Entretanto, a mineralização ocorre basicamente em áreas onde afloram os sedimentos de idade devoniana a permiana da Bacia do Paraná, em especial nas áreas de domínio dos sedimentos do Grupo Itararé, tanto na porção ocidental como oriental da bacia. Não são conhecidas fontes primárias na região nem minerais satélites que indiquem proximidade de tais

fontes, ao contrário, a assembléia de pesados é compatível com aquela do Grupo Itararé.

Algumas feições morfoscópicas dos diamantes são compatíveis com aquelas dos depósitos da região do Cráton Kaapvaal, no sudeste africano, enquanto que os padrões de movimentação de geleiras no Gondwana mostram, segundo França; Potter (1988), uma das fontes dos sedimentos do Grupo Itararé associada ao Lobo Kaokoveld, na África, de onde possivelmente provêm os diamantes.

A ausência de fontes primárias para a mineralização, a posição do Pólo Sul, durante o Permo-Carbonífero, no Sul do atual continente africano, a direção das estrias glaciais e outros indicadores de paleocorrentes, sugerem longo transporte glacial, retrabalhamento e ressedimentação de diamantes oriundos de fontes primárias localizadas naquele continente (Fig. 21).

Sedimentos glaciogênicos são importantes fontes secundárias de diamantes e de ouro (Gonzaga, 1994; Campos *et al.*, 1993; Eyles; Kocsis (1988a, b). A presença de ouro em quase todos os garimpos da região do rio Tibagi e as características dos diamantes sugerem deposição por multiplicidade de curtos ciclos glaciais, alternados por transporte fluvial (Perdoncini *et al.*, 1995).

A associação da mineralização aos diques de diabásio é função do armadilhamento dos diamantes em marmitas e panelas geradas pelo represamento das águas e processos de turbilhonamento que ocorrem, respectivamente, a montante e a jusante dos diques.

Fácies glaciogênicas trativas, fácies glaciais de sedimentos pré-enriquecidos e seus equivalentes ressedimentados são rochas alvo para diamante/ouro. Os

conglomerados basais (Unidade I) do arenito Barreiro, os quais compreendem fácies glaciogênicas depositadas sob regime trativo, e secundariamente, as fácies conglomeráticas ressedimentadas superiores (Unidade IV), apresentam bom potencial para a formação de depósitos e configuram a rocha fonte dos aluviões mineralizados.

A análise das feições morfoscópias dos diamantes mostrou-se insuficiente para caracterização de transporte glacial como também não foram encontrados estudos de feições glaciais em diamantes para comparação com aqueles do Tibagi e as feições de transporte em grãos de quartzo não servem como referência, pois esses dois minerais apresentam comportamentos físicos diferentes, sendo necessários estudos mais aprofundados.

Os estudos indicaram que os conglomerados trativos da Unidade I seriam as rochas mais promissoras para fontes dos diamantes do rio Santa Rosa e, conseqüentemente, do rio Tibagi. Recomenda-se, dessa forma, que sejam investigadas as fácies conglomeráticas da unidade basal do arenito Barreiro, tentando identificar a mineralização nessas rochas, para direcionar a extração nas drenagens e exploração da rocha fonte do diamante, de maneira a otimizar a exploração de diamantes na região.

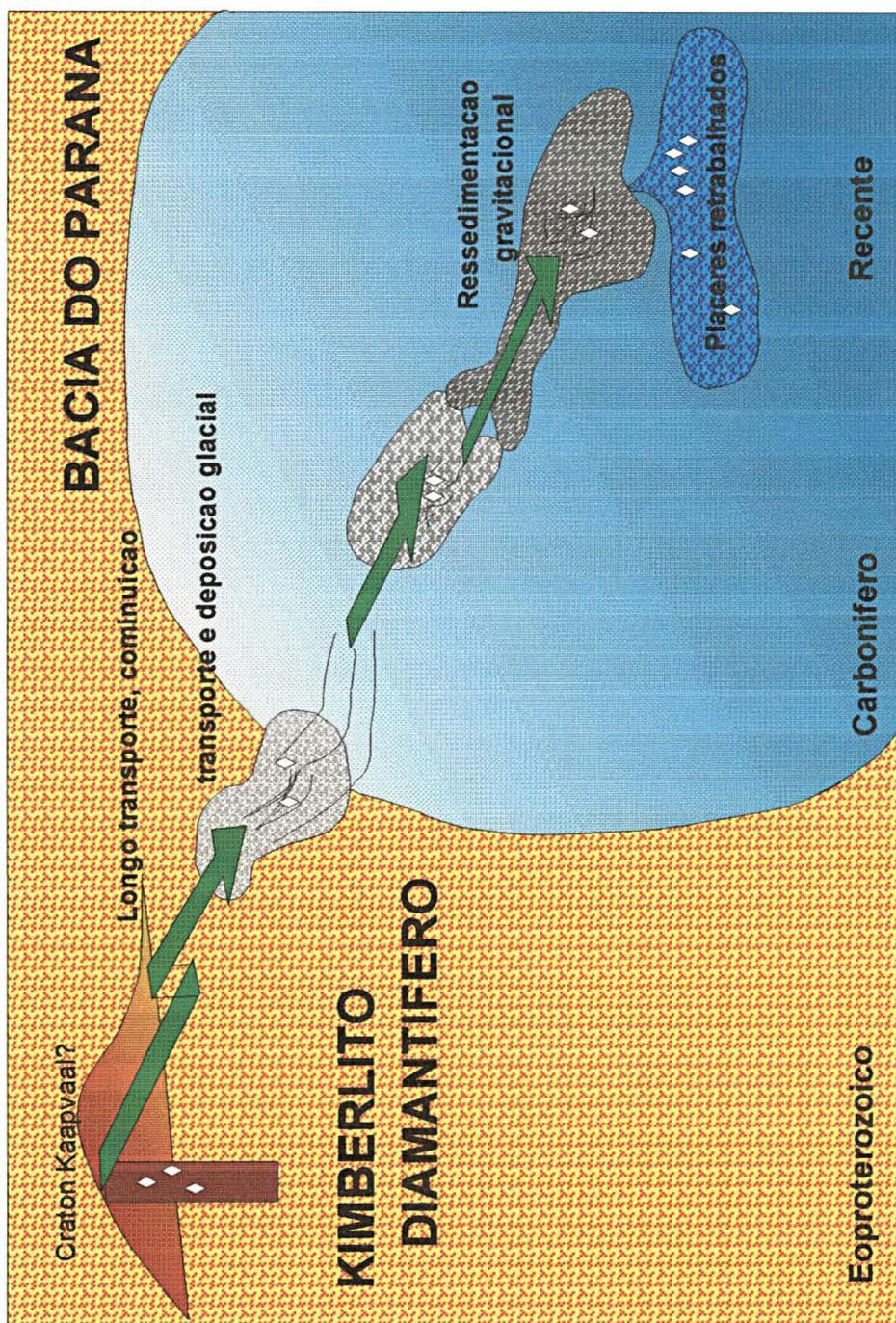


FIGURA 21

Modelo genético diagramático da acumulação de diamantes nos sedimentos glaciogênicos e aluvionares recentes, na Bacia do Paraná.

ANEXO 1
EXEMPLARES DE DIAMANTES DA REGIÃO DO RIO TIBAGI-PR



Foto. 25. Exemplar euédrica de diamante tetrahexaédrico, incolor, apresentando geminação de tetrahexaédro em uma das faces (bacia do rio Tibagi).

Foto. 26. Detalhe da face de um diamante octaédrico geminado com octaedro (cristal gêmeo), apresentando feições triangulares de crescimento (bacia do rio Tibagi).



Foto. 27. Diamante tetrahexaédrico, com coloração castanha. A cavidade na superfície do cristal é, provavelmente, produto da perda de uma inclusão (bacia do rio Tibagi).

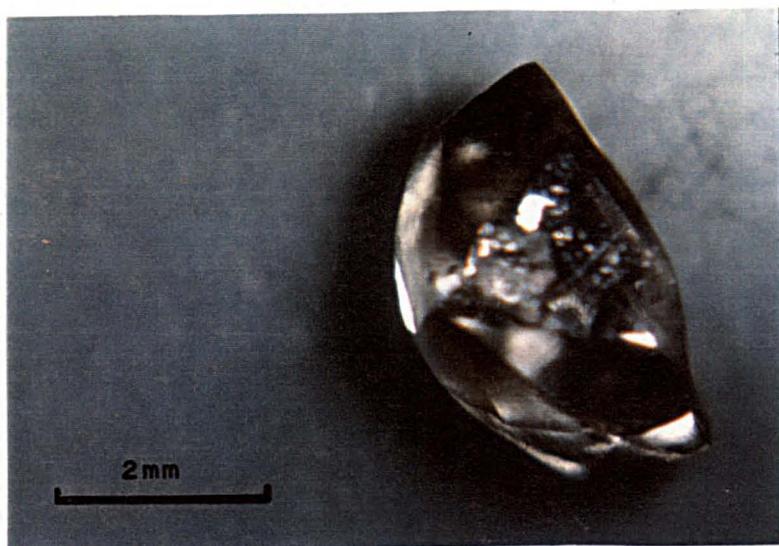


Foto. 28. Exemplar subeuédrico de diamante tetrahexaédrico alongado, apresentando coloração amarela clara (bacia do rio Tibagi).

Foto. 29. Exemplar de diamante anédrico, apresentando algumas faces de tetrahexaedro (bacia do rio Tibagi).

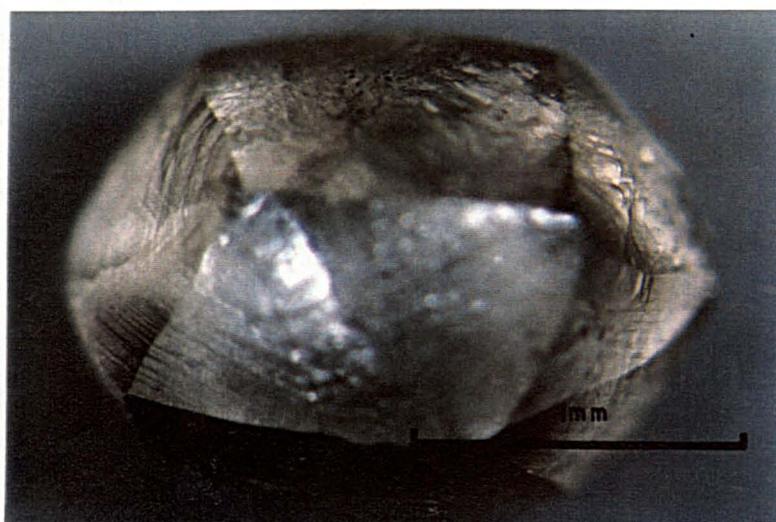


Foto. 30. Cristal de diamante tetrahexaédrico alongado, com coloração amarela clara (bacia do rio Tibagi).

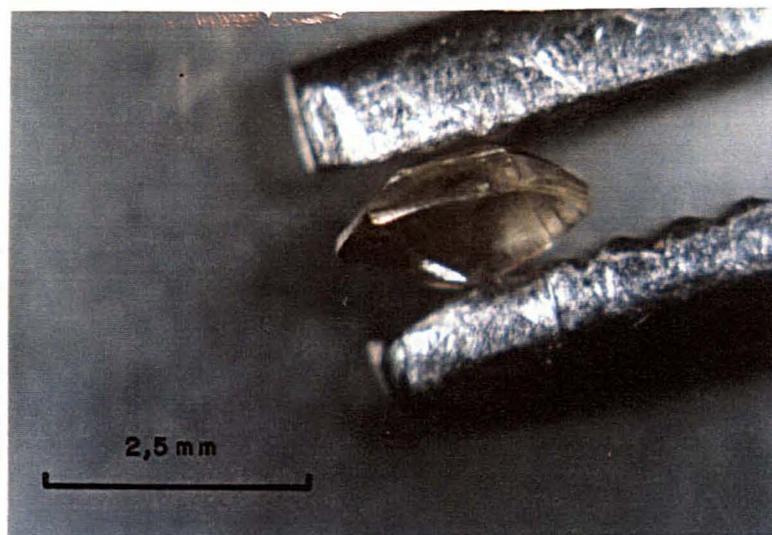


Foto. 31. Exemplar de diamante tetrahexaédrico achatado ("flat"), incolor a amarela-clara (bacia do rio Tibagi).

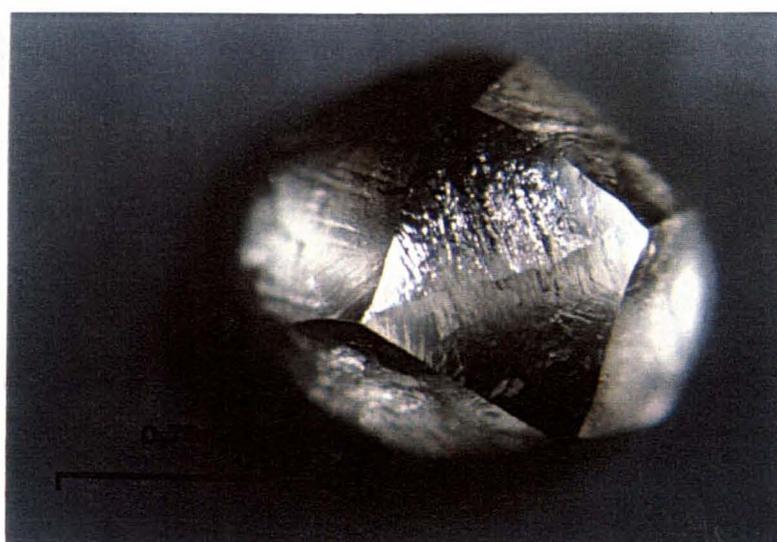


Foto. 32. Exemplar de diamante tetrahexaédrico subeuédrico, apresentando coloração amarela clara (bacia do rio Tibagi).

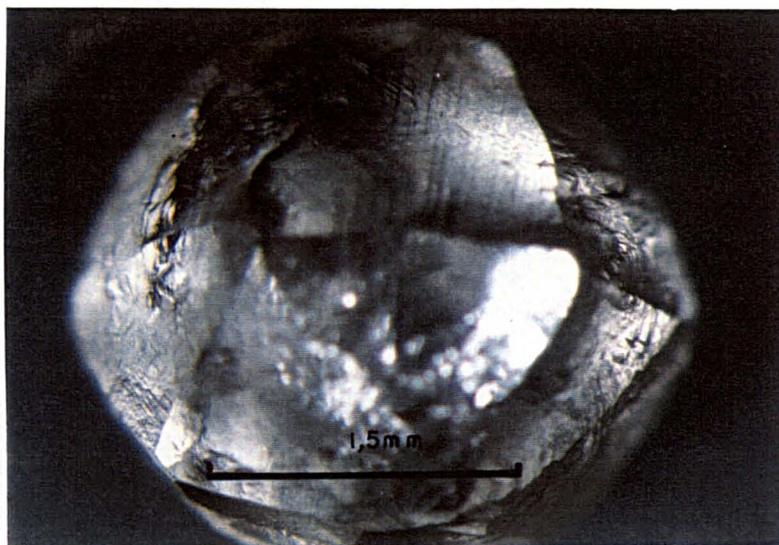


Foto. 33. Diamante tetrahedrico subeuédrico, com coloração amarela-clara a incolor, apresentando inclusões (bacia do rio Tibagi).

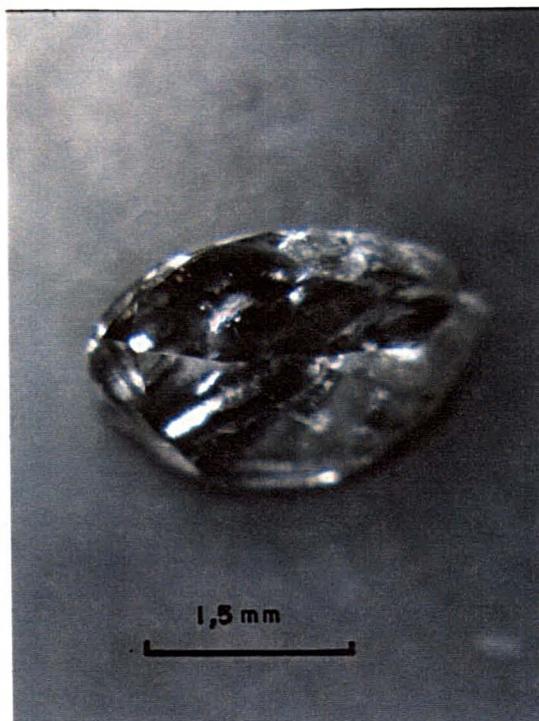


Foto. 34. Diamante tetrahedrico alongado, incolor, apresentando faces arredondadas (bacia do rio Tibagi).

ANEXO 2

O PODER DAS EVIDÊNCIAS

Diversas técnicas estatísticas podem ser utilizadas para definir o poder da evidência a favor da proposição como a teoria da probabilidade condicional (teorema de Bayes) ou teoria da correlação (coeficientes de correlação, análise característica, etc). A utilização destes recursos estatísticos depende de um conjunto de dados relativos à ocorrência mineral associada ou não, entre a evidência e a proposição num determinado domínio geológico espacial e conceitual.

Cinco relações básicas podem ser estabelecidas entre a evidência e a proposição, conforme pode ser visto nos diagramas abaixo (Fig. 22):

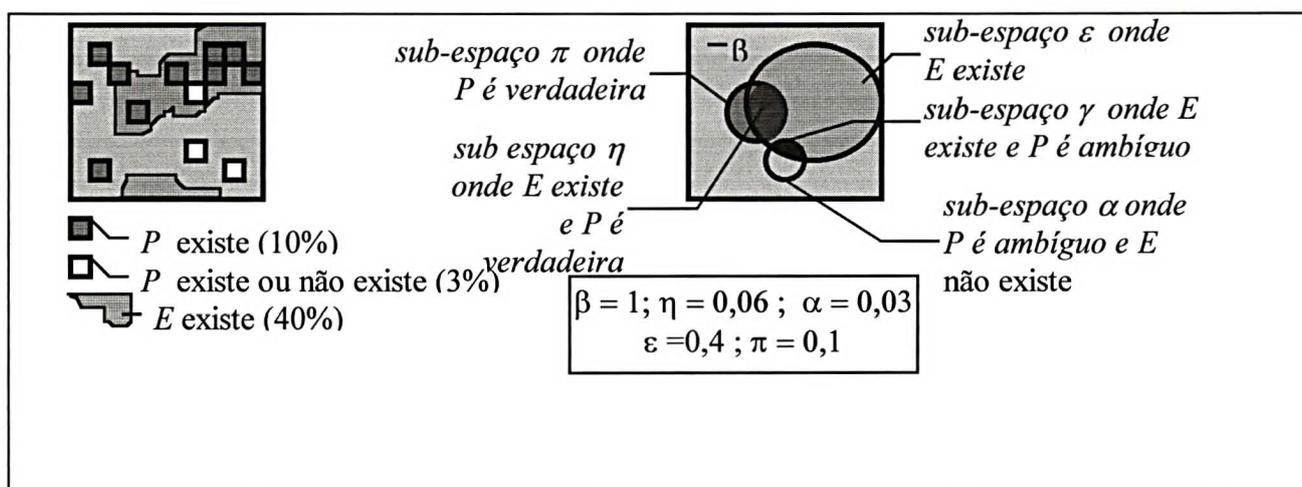


FIGURA 22

Representação no espaço geológico (A) e no espaço probabilístico (B, diagrama de Ven) das relações entre evidência e proposição. A maior ou menor superposição entre os sub-espaços de probabilidade indica a relação de dependência entre a proposição e a evidência. Considera-se no exemplo que $\epsilon = 0,4$; $\pi = 0,1$; $\eta = 0,06$; $\alpha = 0,03$.

1ª) Dada a evidência E, a proposição P é verdadeira; corresponde ao sub espaço de probabilidade η

$$\eta = \varepsilon \text{ intersecção } \pi .$$

No exemplo, a probabilidade de P ser verdadeira no espaço β , dada a existência de E, é :

$$p(P/E) = 0,06/0,4=0,15$$

Entretanto se a proposição fosse independente da evidência o sub-espaço probabilístico da ocorrência dos dois eventos (P e E independentes) seria:

$$p(P/E)^* = 0,1 \times 0,4 = 0,04 \text{ (probabilidade esperada)}$$

Como a frequência de eventos de ocorrência conjunta de E e P é muito maior que a esperada, pode-se admitir uma elevada dependência entre um e outro. Diversos parâmetros podem medir esta dependência, constituindo uma medida do poder da evidência E em indicar a validade de P.

2ª) Dado E, P é falso.; corresponde ao sub-espaço $\{\varepsilon - \eta - \gamma\}$

A probabilidade de P ser falso dada a presença da evidência E é:

$$p(-P/E) = (\varepsilon - \eta - \gamma) / \varepsilon$$

$$\text{No exemplo, } p(-P/E) = (0,4-0,06-0,01)/0,4 = 0,8$$

3ª) Dada a inexistência de E (domínio $\{1- \varepsilon =0,6\}$), P é verdadeiro; A probabilidade de P ser verdadeiro dada a ausência de E é :

$$p(P/-E) = (\pi - \eta) / (1 - \varepsilon)$$

$$\text{No caso } p(P/-E) = 0,04/0,6 = 0,07, \text{ é muito baixa}$$

4ª) Dada a inexistência de E, P é falso; Constitui a intersecção dos conjuntos $(1- \varepsilon)$ e $(1- \pi - \alpha)$.

A probabilidade de P ser falso dada a ausência de E é:

$$p(-P/-E) = (1 - \varepsilon - (\pi - \eta - \alpha) / (1 - \varepsilon) = 0,53/0,60 = 0,9$$

5ª) Dada a existência de E, P pode ser falso ou verdadeiro, representado um domínio onde é ambígua a informação sobre a realização de P.

A probabilidade de P ser falso ou ser verdadeiro, dada a existência de E é:

$$p((P,-P)/E) = 1 - (p(P/E) + p(-P/E))/p(E),$$

no exemplo é = 0,03.

Esta formulação aceita o fato de que a adição das probabilidades de P ser falso e de P ser verdadeiro é menor que 1, no caso 0,97.

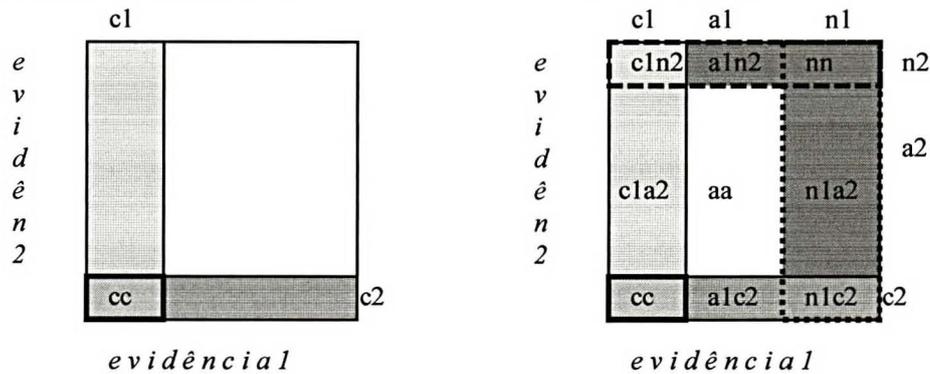
A primeira formulação constitui uma medida primitiva do poder da evidência, ou da **suficiência** do argumento E para validar a proposição P, ou ainda, da confiança no atributo E como indicador do objeto P. A segunda constitui a medida do poder da evidência E como indicadora da **negação** ou falsidade de P, ou do poder do argumento E para falsear a proposição P. A terceira é uma medida do poder da ausência da evidência E. A quarta é uma medida do poder da ausência da evidência como condicionadora da negação da proposição P, ou seja uma medida da **necessidade** da evidência como condição para a realização da proposição P; se esta evidência não existe, a proposição não se verifica. A quinta é uma medida da **ambiguidade** da evidência E como indicadora da proposição P.

Nessas formulações considera-se inter-relacionadas as medidas de suficiência, ou confirmação da proposição (medida pelo parâmetro designado c), a negação da proposição (n) e da ambiguidade da evidência (a) na validação da proposição. É fácil demonstrar que $c + n + a = 1$.

ANEXO 3

COMBINAÇÃO DAS EVIDÊNCIAS

Considere-se a representação abaixo (Fig. 23) dos espaços de probabilidades de duas evidências referentes à proposição:



“cc” é o sub-espaço de probabilidade no qual a proposição é confirmada pelas duas evidências

Nove sub-espaços de probabilidade nos quais a proposição é confirmada, negada ou a relação é ambígua, por uma ou pelas duas evidências

FIGURA 23

Subespaços de probabilidade das combinações de casos possíveis de duas evidências em relação à proposição.

Sendo as evidências independentes, o sub-espaço de probabilidade das combinações é o produto as probabilidades individuais, podendo ser representada no diagrama pelo retângulo delimitado por estes valores. O domínio cc, ou c1 intersecção c2 é o sub espaço de probabilidade ($c1 \times c2$) tanto pela evidência 1 (c1) como pela evidência 2 (c2), como eventos independentes ou evidências independentes. Da mesma forma, o domínio nn (n1 intersecção n2) é o sub-espaço de probabilidade onde a proposição é negada por ambas as evidências. A combinação de uma negação com um ambiguidade é interpretada como negação, e de uma negação com uma afirmação é interpretada como uma ambiguidade. A

combinação das duas evidências gera nove sub-espacos de probabilidade que são interpretados da seguinte maneira:

$c1 \cap c2$ domínio da confirmação da proposição, c

$c1 \cap a2$ confirma a proposição, c

$c1 \cap n2$ domínio ambíguo, a

$a1 \cap c2$ confirma, c

$a1 \cap a2$ domínio ambíguo, a

$a1 \cap n2$ nega a proposição, n

$n1 \cap c2$ domínio ambíguo, a

$n1 \cap a2$ negação, n

$n1 \cap n2$ negação, n

Logo:

$$c = c1 \times c2 + c1 \times a2 + a1 \times c2$$

$$n = a1 \times n2 + n1 \times a2 + n1 \times n2$$

$$a = c1 \times n2 + a1 \times a2 + n1 \times c2$$

A combinação das duas evidências gerou novamente os três campos (c, n, a), que podem ser combinados com uma terceira evidência, e assim sucessivamente. As propriedades comutativa e associativa da multiplicação permitem que o resultado seja independente da ordem de entrada das evidências (Soares; Perdoncini, inédito).

O valor de c (**Credibilidade**) computado ao final, o qual corresponde ao valor da função "*belief*" de An *et al.* (1994), é a medida da confiabilidade ou

confirmação na validade da proposição dada uma combinação de evidências.

sendo:

$Bel(P) = c$, o valor da crença na validade da proposição,

$Bel(-P) = n$, o valor da crença na falsidade da proposição, e

$Bel(P, -P) = a$, o valor da crença na ambiguidade das evidências.

Considera-se também a **plausibilidade** como o espaço em que as evidências permitem a aceitação da proposição, ou seja, mede até que ponto a evidência em favor de $-P$ (da negação de H) deixa espaço para crença em P , embora não indiquem sua validade, sendo medida pelo complemento da negação:

$$Plaus(P) = 1 - n$$

Pode-se definir ainda uma medida de certeza, excluindo-se o campo da ambiguidade. Assim, o **grau de certeza** pode ser medido pela diferença entre os valores de confirmação e da negação, ou seja a probabilidade adicional de P ser correta em relação à de P estar errada:

$$Certeza = c - n$$

Define-se também o **fator de certeza** como sendo a razão entre a probabilidade adicional da validade de P e a soma das probabilidades de P estar certo e de estar errado (Soares; Perdoncini, inédito):

$$R = (c - n) / (c + n)$$

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AN, P.; MOON, W. M.; BONHAM-CARTER, G. F. Uncertainty management in integration of exploration data using the Belief Function. Nonrenewable Resources, v. 3, n. 1, p. 1-25, 1994.
- ANUÁRIO MINERAL BRASILEIRO. Brasília: DNPM. 1991.
- ARTUR, P. C. A Importância dos modelos de depósitos para a exploração mineral. Curitiba: Universidade Federal do Paraná. Setor de Tecnologia. Curso de pós-Graduação em Geologia. 1996. (Estudo programado apresentado como requisito parcial à obtenção do grau de mestre).
- ASSINE, M. L. Aspectos estratigráficos das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná. São Paulo, 1996. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 24, n.2, p. 77-89, 1994.
- ATKINSON, W. J. Diamonds. In: KIMBERLITES and related rocks. Sydney. Geological Society of Austrália. 1989, p. 1075-1107.
- BARBOSA, O. Diamantes no Brasil, histórico, ocorrência, prospecção e lavra. Brasília: CPRM, 1991. 136p.
- BARDET, M. G. Géologie du diamant. Paris: Memoires du BRGM, 1973, v.1, 235 p.
- BIGARELLA, J. J. Paleocorrentes e deriva continental: comparação entre América do Sul e África. Boletim Paranaense de Geociências. Curitiba, v. 31, p. 14-224, 1973.
- BIONDI, J. C. Kimberlitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 32: 1982: Salvador). Anais...Salvador: SBG, 1982, v. 2, p. 452-464.

- BLISS, J. D. Developments in mineral deposit modeling. U. S. Geological Survey Bulletin, Washington, n. 2004, p.01-168, 1992.
- BONATTO, M. C. Diamante aluvionar Projeto Campina dos Pupos, seus objetivos e desenvolvimento. Curitiba: Mineropar. 1987, 54 p.
- BONATTO, M. C. Relatório Final Projeto Barra Funda. Curitiba: Mineropar, 1986.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Mapa geológico do Brasil e área adjacente, incluindo depósitos minerais. Brasília, 1981. Escala 1:2.500.000.
- BRASIL. Diretoria do Serviço Geográfico - Ministério da Guerra. Castro. Folha SG.22-D-IV. [s. l.]. 1964. Escala 1:100.000.
- BRASIL. Instituto Brasileiro Geográfico e Estatístico. Curiúva. Folha SG.22-D-II. [s.l.]. 1967. Escala 1:100.000.
- BRASIL. Instituto Brasileiro Geográfico e Estatístico. Telêmaco Borba. Folha SG.22-D-I. [s. l.]. 1967. Escala 1:100.000.
- BRASIL. Ministério da Guerra. Tibagi. Folha SG.22-D-III-2. [s. l.]. 1961. Escala 1:50.000.
- BRASIL. Serviço Geográfico do Exército. Tibagi. Folha SG.22-D-IV-1. [s. l.]. 1961. Escala 1:50.000.
- BRASIL. Serviço Geográfico do Exército. Porteira Grande. Folha SG.22-X-A-IV-2. [s.l.]. 1969. Escala 1:50.000.
- CAMPOS, J. E. G., DARDENE, M. A., GONZAGA, G. M. O potencial diamantífero do Conglomerado Abaeté no NW de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE (1.: 1993: Cuiabá). Anais... Cuiabá: SBG, 1993, p. 101-113.

- CASTRO, J. C. Sedimentology, stratigraphy and paleontology of the Gondwana sequence of the Paraná Basin. In: GONDWANA SYMPOSIUM. (7.: 1988: Rio de Janeiro). Seventh Gondwana symposium. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1988, p. 13-15.
- CHIEREGATI, L. A. Aspectos mineralógicos, genéticos e econômicos das ocorrências diamantíferas da região nordeste do Paraná e sul de São Paulo. São Paulo. 1989. 180 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CHIEREGATI, L. A., SVIZERO, D. P., CARMO, S. L. Ocorrências de diamante do Rio Tibagi e áreas adjacentes: Estágio atual dos conhecimentos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (33.: 1984: Rio de Janeiro). Anais... Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 8, p. 3866-3876.
- CHIEREGATI, L. A.; SVISERO, D. P. Estudo de minerais pesados da região diamantífera do rio Tibagi (PR) e as possibilidades de existência de fontes primárias de diamante na região. Acta Geológica Leopoldênsia. São Leopoldo, v. 13, n. 10, p. 171-186, 1990.
- COX, D. P.; SINGER, D. A. Mineral deposit models. U. S. Geological Survey Bulletin. Washington, n. 1693, 379p, 1986.
- CRUZ, A. S. Projeto Diamante: reconhecimento regional; relatório de fase. Curitiba: MINEROPAR, 1985, 31 p, 5 mapas.
- DAEMON, R. F; QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (24.: 1970: Brasília). Anais...Brasília: SBG, 1970, p. 359-417.
- DEMPSTER. A. P. "A generalization of Bayesian inference". Journal of the Royal Statistical Society, Séries B. v. 30, p. 205-247, 1968.
- DERBY, O. A. The geology of the diamantiferous region of the Province of Paraná, Brazil. Proc. Amer. Phyt. Soc., St. Paul, v. 18, n. 102, p. 251-258, 1878.

- ETCHEBEHERE, M. L. DE C.; PONÇANO, W. L.; SILVA R. B. Garimpos de diamante na região de Franca, SP. Revista do IG, São Paulo v.12, n. 1/2, p. 67-77, 1991.
- EYLES, N. C., 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, Oxford, v. 30, p. 393-410, 1983.
- EYLES, N. KOCSIS, S. P. Gold placers in Pleistocene glacial deposits; Barkerville, British Columbia. CIM Bulletin, Quebec, v. 81, n. 916, p.71-79, 1988a.
- EYLES, N.; KOCSIS, S. P. Sedimentological controls on gold distribution in pleistocene placer deposits of the Cariboo Mining District, British Columbia. Geological Fieldwork, Paper 1989-1. p. 377-385, 1988b.
- FRAKES, L. A. *et al.* Possible fossil eskers and associated features from the Paraná Basin, Brazil. Journal of Sedimentary Petrology, [s. l.], v. 38, n. 1, p. 5-12, 1968.
- FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permo-Carbonífero), Bacia do Paraná (Parte I). Boletim Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro. v. 2. n. 2/4, p.147-191, 1988.
- FRANÇA, A. B. *et al.* 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, São Paulo, v.26, n.1 1996. (no prelo).
- GALLOWAY, W.E.; HOBDA, D.K. Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal and uranium exploration. New York. Springer-Verlag. 423p. 1983.
- GAMA Jr., E. G.; BANDEIRA Jr, A. N.; FRANÇA, A. B. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia

- do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo. v. 12. n. 4. p. 578-589, 1982.
- GAMA Jr., E. G.; *et al.* 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.
- GONZAGA G. M.; DARDENNE, M. A. The Jequitáí glaciation and the dispersion of diamonds during Upper Proterozoic. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE (5.: 1991; Araxá). Resumo Expandido...Araxá: CPRM, 1991. p.89-93.
- GONZAGA, G. M. Glaciação Neo-Ordoviciano (Iapó/Vila Maria): Uma das prováveis fontes dos diamantes da Formação Furnas da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE (4.: 1994: Brasília). Anais...Brasília: SBG, 1994. p. 47-49.
- GONZAGA, G. M; TOMPKINS, L. A. Geologia do diamante. In: PRINCIPAIS depósitos minerais do Brasil. Brasília: DNPM-CPRM, 1991, v.4, p.53-116.
- GRAVENOR, C. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of Paraná Basin, Brazil. Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology. v. 43, p. 1-39, 1983.
- GURNEY, J. J. Diamonds. In: KIMBERLITES and related rocks. Sydney. Geological Society of Austrália. 1989. p. 935-965.
- HENLEY, R. W.; BERGER, B. R. What is an exploration model anyway? - An analysis of the cognitive development and use of models in mineral exploration. In: KIRKHAM, R. V.; *et al.* eds. Mineral deposit modeling. Geol. Assoc. Can. Special Paper, Vancouver, n. 40, p. 41-50, 1993.
- HURLBUT JR., C.; SWITZER, G. S. Gemologia. Barcelona: Omega, 1980. 243 p.

- KLEIN, C.; HURLBUT JR, C. S. Manual of mineralogy-after J. D. Dana. 20 ed. New York: John Wiley. 1985. 596 p.
- KRINSLEY, D. H.; DONAHUE, J. C. Environmental interpretation of sand grain surface textures by Electron Microscopy. Geol. Soc. Am Bull. v. 79, p. 743-748, 1968.
- LANGE, F. W.; PETRI, S. Devonian of the Parana Basin. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, v. 21/22, p. 5-55, 1967.
- LIMA, C. C.; VILAS BOAS, G. S. Mecanismos de transporte e deposição dos conglomerados da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) na Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo. v. 24, n. 4, p. 240-246, 1994.
- LIMA, G.P. Estimativa econômica projeto Ilha dos Cavalos. Curitiba: Mineropar. 1987, 12 p.
- LOWE, D. R. Sediment Gravity Flows: II. Depositional models with reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, Tulsa, v. 52. p. 279-297, 1982.
- MAACK, R., 1950-51. Vestígios pré-devonianos de glaciação e a sequência de camadas devonianas no Estado do Paraná. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Curitiba, v. 5-6, p.197-230, 1950-51.
- MAACK, R. Diamante no tilito de Tibagi, Paraná. Anais da Academia Brasileira Ciências, v. 40, p. 96, 1968. (Suplemento).
- McCALLUM, M. E. *et al.* Morphological, resorption and etch feature trends of diamonds from kimberlite populations within the Colorado-Wyoming State Line District, USA. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE (5.: 1991: Araxá). Resumo Expandido...Araxá: CPRM, 1991, p.32-50.

- MERCER, L. L. Última aventura no garimpo. Separata de: Estante Paranista [Curitiba], v. 14, p. 1-16, 1981.
- MIALL, A. D. Glaciomarine sedimentation. Gowganda Formation (Huronian) northern Ontario. Journal of Sedimentary Petrology, n. 53, p. 477-491, 1983.
- NEAPOLITAN, R. E. Probabilistic reasoning in expert systems: theory and algorithms. New York: John Wiley. 1990. 433 p.
- NORTHFLEET, A.; MEDEIROS, R. A.; MULMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Boletim Técnico da Petrobrás. v. 12, n.3, p. 291-346, 1969.
- OLIVEIRA, A. C.; NETO, V. G. Relatório final do poço 1-RP-1-PR. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 1984. (Relatório, 19256).
- OLIVEIRA, G. P. Geologia de recursos minerais do Estado do Paraná. Monografia-SGM, Rio de Janeiro, n. 6, 1927.
- OPPENHEIM, V. Diamonds in the northeastern Bolivian andes. Economic Geology, v. 3, p. 658-661, 1943.
- OPPENHEIM, V. Sedimentos diamantíferos do Paraná. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM, 1936. 14 p.
- PARFENOFF, A.; POMEROL, C.; TOURENQ, J. Minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination. Paris: Masson, 1970. 571 p.
- PERDONCINI, L. C.; SOARES, P. C.; BIZZI, L. A. Diamonds associated with the Permo-Carboniferous glacial deposits in the Paraná Basin. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE (6.: 1995: Novosibirsk, Russia). Extended Abstract...Novosibirsk: United Institute of Geology, Geophysics & Mineralogy, 1995. p.436-438.

- PETRI, S. Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1948. 125p.
- PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. Geologia do Brasil: Fanerozóico. São Paulo: Thomas Queiroz. 1983. 631p.
- PROJETO Radambrasil. Goiás, Folha SD.22 - geológico. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energias. 1981. Escala 1:1.000.000.
- PROJETO Radambrasil. Cuiabá, Folha SD.21 - geológico. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energias. 1982a. Escala 1:1.000.000.
- PROJETO Radambrasil. Corumbá, Folha SE.21 - geológico. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energias. 1982b. Escala 1:1.000.000.
- READING, H. G. Fácies. In: READING, H. G. Sedimentary environment and facies. Oxford: Blackweel Scientific Publications. 1986. p. 4-19.
- REIS, L. T.; CUNHA NETO, A. F. Projeto diamantes - setor de rochas sedimentares. Curitiba: MINEROPAR, 1982.
- ROBINSON, D. N.; *et al.* Diamonds. In: KIMBERLITES and related rocks. Sydney. Geological Society of Austrália. 1989. p. 990-1000.
- ROUFFAER, E. J. H. F. On the origin of alluvial diamonds along the Atlantic Coast of South Africa and South West Africa. Leuven; 1988. 125p. Tese (Doctor), University of Leuven, Belgium.
- RUST, B. R. Coarse Alluvial deposits. In: WALKER, R. G. ed. Facies models. 2ed. Toronto: Geoscience Canada, 1983. p. 9-21.
- SCHNEIDER. R.L *et al.* 1974. 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.

- SCHUMANN, W. Guía de las piedras preciosas y ornamentales. Barcelona: Omega, 1978. 255 p.
- SHAFER, G. A mathematical theory of evidence. Princeton, N J, Princeton University Press. 1976.
- SILVA, O. C. Ante-projeto kimberlitos: reconhecimento da região diamantífera do Estado do Paraná. Curitiba: Mineropar, 1980.
- SMIRNOV, V. I. Geologia de yacimientos minerales. Moscou: Mir, 1982. 654 p.
- SOARES, P.C. *et al.* Análise morfo-estrutural regional com imagens de radar e Landsat na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO (2.: 1982: Brasília). Anais...Brasília: CNPq/INPE, 1982. p. 143-156.
- SOARES, P.C. *et al.* Ciclicity, episodicity and sequenciality during the evolution of Paraná Intracratonic Basin. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS (14.: 1994: Recife). Extended Abstract...Recife. 1994. p. E-27/E-28.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.M. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (28.: Porto Alegre). Anais...Porto Alegre: SBG. 1974, v. 4, p. 61-83.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FÚLFARO, V. M. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the brazilian intracratonic basins. Geol. Soc. Am. Bull., Boulder. v. 89, p. 181-191, 1978.
- SOARES, P. C.; PERDONCINI, L. C. Raciocínio probabilístico em geologia: a questão dos diamantes do rio Tibagi-PR. (inédito).

- SOARES, P. C. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná - Controles. Curitiba, 1991. Tese (Professor Titular) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.
- SOARES, P. C.; SÁ, G.; RABELLO, L. Mapa digital da bacia do Paraná. 1995. (Rel. UFPR/CNPq).
- SOUZA, M. M. Geologia dos diamantes do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE (1.: Cuiabá). Anais...Cuiabá: UFMT, 1993. p.17-31.
- STOW, D. A. V. Deep clastic seas. In: READING, H. G. Sedimentary environment and facies. Oxford: Blackweel Scientific Publications. 1986. p.399-443.
- SUGUIO, K.; COIMBRA, A. M.; GUARDADO, L. R. Correlação sedimentológica de arenitos da Bacia do Paraná. Boletim do I G - USP, São Paulo. v. 5, p. 85-116, 1974.
- SUMÁRIO MINERAL BRASILEIRO. Brasília: DNPM. 1990-1991, 1993-1994.
- SUTHERLAND, D. G. The transport and sorting of diamond by fluvial and marine processes. Economic Geology, Lancaster, v. 77, p. 1613-1620, 1982.
- SVISERO, D. P. Distribution and origin of diamonds in Brazil: an overview. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE (1.: 1994: São Paulo). Invited Lectures...São Paulo: FAPESP, 1994, p. 257-287.
- SVISERO, D. P. Inclusões minerais e gênese do diamante do Rio Tibagi, Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA (2.: 1979: Rio Claro). Atas... Rio Claro: SBG, 1979, v. 2, p.169-180.
- TOMPKINS, L. A.; GONZAGA, G. M. Diamond in Brazil and a proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais. Brasil. Economic Geology, Lancaster. v. 84, p. 591-602, 1989.

- VIEIRA, A. J.; MAINGUÉ, E. Mapa geológico de semi-detálhe do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo, folha SG-22-D-I. Ponta Grossa: Petrobrás, 1972. Escala 1:100.000.
- VIEIRA, A. J.; MAINGUÉ, E. Mapa geológico de semi-detálhe do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo, folha SG-22-D-II. Ponta Grossa: Petrobrás, 1972. Escala 1:100.000.
- VIEIRA, A. J.; MAINGUÉ, E. Mapa geológico de semi-detálhe do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo, folha SG-22-D-III. Ponta Grossa: Petrobrás, 1972. Escala 1:100.000.
- VIEIRA, A. J.; MAINGUÉ, E. Mapa geológico de semi-detálhe do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo, folha SG-22-D-IV. Ponta Grossa: Petrobrás, 1972. Escala 1:100.000.
- ZALÁN, P.V. et al. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA (3.: 1987: Curitiba). Atas... Curitiba: SBG, 1987, v. 1, p. 441-447.
- WALKER, R. G. General introduction: facies, facies sequences and facies models. In: WALKER, R. G. (ed) Facies models. 2 ed. Toronto: Geoscience Canada, 1983, p. 1-9.
- WESKA, R. K., et al. A estratigrafia, a evolução tectônica e o diamante do Grupo Bauru da região de Poxoréo, MT, Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE (1.: 1993: Cuiabá). Anais... Cuiabá: UFMT, 1993, p. 208-228.
- 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.
- WU, F. T. Minerais pesados das sequências arenosas Paleozóica e Mesozóica no centro-leste do Estado de São Paulo. São Paulo, 1981. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.