MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL
CONVÊNIO DNPM-CPRM

PROJETO GEOQUÍMICA NA ÁREA DE GUARATUBINHA-PIEN

RELATÓRIO FINAL - DESCRIÇÃO E GEOLOGIA

TEXTO E ANEXOS

VOLUME I

Elias Carneiro Daitx

Marco Aurélio da Silva Carvalho

196

ARQUIVO TÉCNICO
Relatório nº 942
Nº de volumes: 6 V.: 1 - 5

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS
DIRETORIA DA ÁREA DE PESQUISAS
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE SÃO PAULO

Fevereiro 1980

PROJETO GEOQUÍMICA

NA ÁREA DE GUARATUBINHA - PIEN

Chefe do projeto: *Marco Aurélio da Silva Carvalho*

Equipe executora: *Deocleciano Bittencourt Rosa*

Elias Carneiro Daitx

José Borçato

Marciso José Rufino

Marco Aurélio da Silva Carvalho

Paulo Eduardo Prazeres de Oliveira

Roberto Zupelari

Winston Addas

Supervisão técnica: *Winston Addas*

Colaboração especial: *Gilberto José Machado*

José Francisco de Paula

Vladimir Amâncio de Oliveira

PROJETO GEOQUÍMICA

NA ÁREA DE GUARATUBINHA - PIEN

RELATÓRIO FINAL

ÍNDICE DE VOLUMES

VOLUME I

DESCRIÇÃO E GEOLOGIA DA ÁREA – RESUMO; ABSTRACT; INTRODUÇÃO; CLIMA; VEGETAÇÃO; HIDROGRAFIA; GEOMORFOLOGIA; SOLO; GEOLOGIA; CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES; BIBLIOGRAFIA; ANEXOS.

VOLUME II

GEOQUÍMICA DE SOLO – RESUMO; ABSTRACT; INTRODUÇÃO; PEDOLOGIA; METODOLOGIA; APRESENTAÇÃO GRÁFICA; INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS; CONCLUSÕES; RECOMENDAÇÕES; BIBLIOGRAFIA.

VOLUME III

GEOQUÍMICA DE SOLO – ANEXOS I A XV – MAPA DE ESTAÇÃO DE COLETA; MAPAS DE TEORES; MAPAS DE ISOTEORES; MAPAS DE ÁREAS SELECIONADAS.

VOLUME IV

GEOQUÍMICA DE SEDIMENTO DE CORRENTE – RESUMO; ABSTRACT; PEDOLOGIA; TÉCNICA DE AMOSTRAGEM; PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS SELECIONADAS E TÉCNICAS ANALÍTICAS; CRITÉRIOS PARA INTERPRETAÇÃO; GEOQUÍMICA REGIONAL - INTERPRETAÇÃO; GEOQUÍMICA DE SEMI – DETALHE INTERPRETAÇÃO; CONCLUSÕES; RECOMENDAÇÕES; BIBLIOGRAFIA.

VOLUME V

GEOQUÍMICA DE SEDIMENTO DE CORRENTE – ANEXOS I A XVI – MAPAS DE ESTAÇÕES DE COLETA; MAPAS DE TEORES; MAPAS DE ÁREAS SELECIONADAS PARA "FILL-IN".

VOLUME VI

ARQUIVO GERAL – REGIONAL E "FILL-IN"

CPRM

APRESENTAÇÃO

Neste volume do relatório final do Projeto Geoquímica na Área de Guaratubinha-Pien, executado pela Companhia de Pesquisa de Recuros Minerais em convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral, acham-se os aspectos descritivos da área do projeto, tendo como enfoque principal, o mapeamento geológico na escala 1:100.000 da bacia vulcano sedimentar de Campo Alegre.

Os dados estão apresentados sob a forma de texto acompanhado de ilustrações, tabelas e fotografias. Acompanham, ainda, dois mapas geológicos em escala 1:100.000 das folhas Jaraguá do Sul e parciais de São José dos Pinhais e Paranaguá, que se referem à área coberta pelo projeto.

As informações aqui apresentadas são básicas para melhor compreensão dos volumes seguintes, mormente o II e o IV, os quais se referem à interpretação dos dados obtidos pelo levantamento geoquímico, em que o comportamento geológico é fator preponderante.

SUMÁRIO

1 - RESUMO 1

2 - ABSTRACT 2

3 - INTRODUÇÃO 3

3.1 - Histórico 3
3.2 - Objetivos do trabalho 5
3.3 - Localização e Acesso 5
3.4 - Trabalhos anteriores 9

4 - CLIMA 11

5 - VEGETAÇÃO 13

6 - HIDROGRAFIA 16

6.1 - Introdução 16
6.2 - Bacia do Rio Iguaçu 16
6.3 - Bacia do Rio Cubatão do Paraná 17
6.4 - Bacia do Rio Cubatão de Santa Catarina 18
6.5 - Bacia do Itapocu 18

7 - GEOMORFOLOGIA 19

7.1 - Aspectos Gerais 19
7.2 - Serrania Costeira 19
7.3 - Planícies Costeiras 20
7.4 - Planalto Cristalino Atlântico 21
7.5 - Planalto Sedimentar 23

8 - SOLOS 24

9 - GEOLOGIA 25

9.1 - Introdução 25
9.2 - Considerações gerais 26
9.3 - Descrição das unidades geológicas 29

9.3.1 - Pré-Cambriano indiviso 29
9.3.1.1 - Generalidades 29
9.3.1.2 - Migmatitos, gnaisses e rochas associadas 30
9.3.1.3 - Metaultrabasitos, metabasitos e anfibolitos 35
9.3.2 - Corpos graníticos intrusivos 39
9.3.3 - Seqüências molássicas eopaleozóicas . 47
9.3.3.1 - Comentários gerais 47
9.3.3.2 - Trabalhos anteriores 49
9.3.3.3 - Descrição das ocorrências 55
9.3.3.3.1 - Seqüência vulcano-sedimentar do rio Guaratubinha 56
9.3.3.3.1.1 - Generalidades 56
9.3.3.3.1.2 - Seqüência sedimentar 59
9.3.3.3.1.3 - Seqüência vulcânica intermediária 62
9.3.3.3.1.4 - Seqüência vulcânica ácida 63
9.3.3.3.2 - Seqüência vulcano-sedimentar de Campo Alegre 65
9.3.3.3.2.1 - Generalidades 65
9.3.3.3.2.2 - Seqüência sedimentar inferior . 71
9.3.3.3.2.3 - Seqüência vulcânica inferior .. 81
9.3.3.3.2.4 - Seqüência sedimentar intermediária 90
9.3.3.3.2.5 - Seqüência vulcânica superior .. 95
9.3.3.3.2.6 - Seqüência sedimentar superior . 105
9.3.3.3.3 - Seqüência vulcano-sedimentar do *graben* de Corupá 111
9.3.3.3.3.1 - Introdução 111
9.3.3.3.3.2 - Seqüência sedimentar inferior . 114
9.3.3.3.3.3 - Seqüência sedimentar intermediária 116

9.3.3.3.3.4 - Seqüência vulcânica/vulcanoclástica básica 123
9.3.3.3.3.5 - Seqüência vulcânica/vulcanoclástica ácida 125
9.3.3.3.3.6 - Seqüência sedimentar superior . 128
9.3.3.3.4 - Diques ácidos 129
9.3.3.3.5 - Outras ocorrências 132
9.3.3.4 - Idade das seqüências molássicas ... 134
9.3.3.5 - Correlação entre os depósitos molássicos 136
9.3.4 - Bacia do Paraná 143
9.3.4.1 - Grupo Paraná - Formação Furnas 143
9.3.4.2 - Supergrupo Tubarão - Grupo Itararé. 144
9.3.5 - Intrusivas básicas juro-cretácicas .. 145
9.3.6 - Depósitos quaternários 148
9.3.6.1 - Coberturas plestocênicas 148
9.3.6.2 - Coberturas holocênicas 149
9.4 - Aspectos tectônicos e estruturais 151
9.4.1 - Introdução 151
9.4.2 - Domínio do embasamento cristalino ... 151
9.4.3 - Domínio dos conjuntos molássicos 154
9.4.4 - Domínio das coberturas plataformais . 158
9.5 - Geologia histórica 158
9.6 - Geologia econômica 163
9.6.1 - Ocorrências de elementos não-metálicos 163
9.6.1.1 - Caulim 163
9.6.1.2 - Argilas para cerâmica vermelha 166
9.6.1.3 - Materiais de construção e revestimento de estradas 166
9.6.1.4 - Pegmatitos 168
9.6.1.5 - Outros elementos 168
9.6.2 - Ocorrências de elementos ferrosos ... 170

9.6.2.1 - Ferro 170
9.6.2.2 - Outros elementos 171

10 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 172

11 - BIBLIOGRAFIA 175

CPRM

1 - RESUMO

Este volume contém informações descritivas sobre a área do Projeto Geoquímica na Área de Guaratubinha-Pien, que abrange uma superfície de, aproximadamente, 5.000 km^2, na região limítrofe dos estados do Paraná e Santa Catarina. Altitudes que variam desde o nível do mar até 1.500 metros, aliadas a uma pequena variação de latitude, são responsáveis pelos três tipos climáticos que cobrem a região. Quatro bacias hidrográficas situam-se na área: rio Iguaçu, rio Cubatão do Paraná, rio Cubatão de Santa Catarina e rio Itapocu. Geomorfologicamente, quatro unidades podem ser destacadas: Serrania Costeira, Planícies Costeiras, Planalto Cristalino Atlântico e Planalto Sedimentar. Quanto à geologia, a coluna estratigráfica inicia-se no Pré-Cambriano, com rochas gnáissico-migmatíticas e básico-ultrabásicas, pertencentes ao Embasamento Cristalino. Corpos graníticos intrusivos, de idade neoproterozóica a eopaleozóica, também se fazem presentes. O pré-devoniano está representado pelas sequências vulcano-sedimentares das bacias de Guaratubinha e Campo Alegre. Completando a Era Paleozóica, aparecem rochas sedimentares dos períodos Devoniano e Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná. Diques de diabásio, de idade juro-cretácica, cortam a área com direção preferencial SE-NW. Sedimentos pleistocênicos da formação Guabirotuba e aluviões holocênicas são as unidades geológicas mais recentes. Estruturalmente, a área apresenta aspectos diversificados e, normalmente, a tectônica rígida predomina sobre a plástica. Apenas os bens minerais não-metálicos apresentam um razoável significado econômico, ao contrário dos metálicos, aparentemente destituídos de importância, embora potencialmente interessantes, à luz dos resultados geoquímico-geológicos obtidos pelo presente projeto.

2 - ABSTRACT

This tome comprehendes descritive informations about Projeto Geoquímica na Área de Guaratubinha-Piên area, that embraces a surface of, approximately, 5.000 km.sq., in limitrophe region of Paranã and Santa Catarina states. Altitudes that varies from sea-level to 1.500 metres, associated to a little latitude variation, is liable for three climatic types in this area. Four catchment areas are present: Iguaçu river, Cubatão river in the State of Paranã, Cubatão river in the State of Santa Catarina, and Itapocu river. Geomorphologicaly, four unities may be founded: Coastal Mountain Ridge, Coastal Plaines, Crystalline Atlantic Plateau, and Sedimentary Plateau. In relation to geology, gnaissic, migmatitic, bacic and ultrabasic rocks, and intrusive granites of Pre-Cambrian age are present. Paleozoic Era is represented by vulcano-sedimentaries sequences of Guaratubinha and Campo Alegre basins, and sedimentaries rocks of Devonian and Permo-carboniferous of Paranã Basin. Diabase dikes, striking northwest, represent Mesozoic Era. Sedimentaries rocks of Guabirotuba formation (pleistocenic), and alluvial deposits (holocenic) are the geological unities of Cenozoic Era. Structuraly, the area presents diversified aspects. As a general rule, rigid tectonic has predominance over plastic one. The mining activities are restricted to nonmetallic minerals. For other wise, metallic minerals are, apparently, deposed of any importance.

3 - INTRODUÇÃO

3.1 - Histórico

Com base no estudo de viabilidade econômica das áreas de Castro, Guaratubinha, Piên e Campo Alegre, levado a efeito em 1976, pelos geólogos Winston Addas (CPRM) e Clóvis Celestino de Sá (DNPM), no qual são considerados não só os resultados do reconhecimento geoquímico mas, também, a semelhança geológica destas áreas com a Formação Arroio dos Nobres, do Grupo Bom Jardim (Escudo Sul-Riograndense), com as regiões de Mac Arthur River e Captains Flat (Austrália) e com as jazidas tipo Kuroko (Mioceno do Japão), além das jazidas vulcanogênicas do Arqueano canadense, houve por bem o Departamento Nacional da Produção Mineral fazer executar o Projeto Geoquímica na Área de Guaratubinha-Pien, através da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Superintendência Regional de São Paulo).

Foi estabelecido que, em uma fase de prospecção geoquímica, seria feita uma amostragem regional de sedimentos fluviais nas áreas de sequência vulcano-sedimentar e uma amostragem regional pedológica nas áreas máfica-ultramáficas. Paralelamente a esta atividade, seria executado um mapeamento geológico sistemático, em escala 1:50.000, de uma área de aproximadamente 700 km^2, no setor catarinense do projeto, visto que, nesta região existiam, tão somente, levantamentos de pequena escala (1:250.000), salvo mapeamentos localizados, o que dificultaria, sobremaneira, a interpretação dos resultados analíticos obtidos. Além desse mapeamento, seria realizada, também, uma integração de dados geológicos regionais de uma área de 5.000 km^2, distribuídos ao redor dos depósitos molássicos de Campo Alegre, Corupá e Rio Guaratubinha, envolvendo oito folhas topográficas em escala 1:50.000.

Assim sendo, o início operacional do projeto deu-se em 01.09.77, com a aquisição de todo material necessário à operação do projeto, ou seja: fotografias aéreas, fotomosaicos, mapas topográficos e geológicos, relatórios, e publica-

ções inerentes à área do projeto.

A etapa de estudos preliminares constou de preparação de bases fotográficas e cartográficas, traçado da rede de drenagem, análise bibliográfica, e fotointerpretação preliminar da área a ser mapeada. Foram, ainda, estudadas, meso e microscopicamente, mais de uma centena de amostras de rochas oriundas da região de Campo Alegre, gentilmente cedidas pelo Professor Dr. Heinz Ebert, da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro. Com base nesses estudos, redescreveu-se cerca de 2.000 metros de testemunhos de sondagens realizadas durante o ano de 1974, nas áreas de Campo Alegre e Corupá, através de convênio entre a Comissão Nacional de Energia Nuclear e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

Seguiu-se a etapa de geoquímica regional, com planejamento e trabalhos de campo, análise das amostras coletadas, computação dos dados, análise estatística e interpretação, finalizando com a reavaliação e seleção de áreas.

A coleta de amostras, iniciada em fevereiro de 1978 e encerrada em julho de 1978, ficou a cargo dos geólogos Marco Aurélio da Silva Carvalho e Deocleciano Bittencourt Rosa, e dos prospectores José Borçato e Paulo Eduardo Prazeres de Oliveira.

Os trabalhos de mapeamento geológico foram executados pelo geólogo Elias Carneiro Daitx, responsável, inclusive, por todo o capítulo de geologia deste relatório (cap.9).

As amostras coletadas foram preparadas (secagem e peneiramento) na SUREG/SP, pela SECLAB, sob a responsabilidade do geólogo Nelson de Almeida Fernandes, e analisadas nas secções especializadas do LAMIN, pelos técnicos Cecile Stark Mayer, Célia Maria Tinoco Aride, Ivonete Pedroso Arraes, Marisa Damasceno Raposo, Gerda Pierre Marques de Gouvêa (métodos rápidos), Glória Berenice C.T.C. Brazão da Silva, Elisabeth de Barros B. Winter, Maria Lúcia de Miranda Lemos (espectrografia de emissão). Os geólogos Maria Auxiliadora T. Belo e José Kopiler, da Secção de Sedimentologia, foram os en-

carregados das análises mineralógicas qualitativas.

O *fill in* das anomalias, a última etapa, foi iniciado em janeiro e encerrado em maio de 1979. A coleta ficou sob a responsabilidade do geólogo Marco Aurélio da Silva Carvalho, dos prospectores José Borçato e Roberto Zupelari, e do técnico de mineração Marciso José Rufino. As amostras desta fase foram secadas e peneiradas na SUREG/SP, sendo responsável por este serviço o auxiliar José Francisco de Paula. As análises foram realizadas no LAMIN, pelos mesmos técnicos responsáveis por esta execução na fase de geoquímica regional.

A implantação dos dados de campo e analíticos, assim como a criação do arquivo geral do projeto, foi realizada no SEPRO, e estiveram a cargo dos técnicos da DIGEOQ. O processamento eletrônico e a aplicação dos programas do SEAG (Sistema Estatístico de Amostragem Geoquímica) foram executados pelo geólogo Gilberto José Machado.

As interpretações dos dados geoquímicos, tanto da fase regional, como do *fill in*, foram realizadas pelos geólogos Marco Aurélio da Silva Carvalho e Winston Addas, chefe da SECQUI/SP, sendo, este último, o autor do capítulo de solos deste volume (cap.8).

3.2 - Objetivos do trabalho

1º) Avaliar a potencialidade em mineralizações de metais básicos, associados à sequência vulcano-sedimentar das bacias de Guaratubinha e Campo Alegre. Os principais elementos visados foram: cobre, chumbo, zinco, cobalto, molibdênio e arsênio.

2º) Apreciar, no Complexo Básico-Ultrabásico de Piên, mineralizações do tipo cromo, níquel, cobalto e cobre, que, normalmente, se associam a este tipo de maciço.

3.3 - Localização e acesso

A superfície abrangida pelo projeto está localizada no setor sudeste do estado do Paraná e na porção nordeste

CPRM

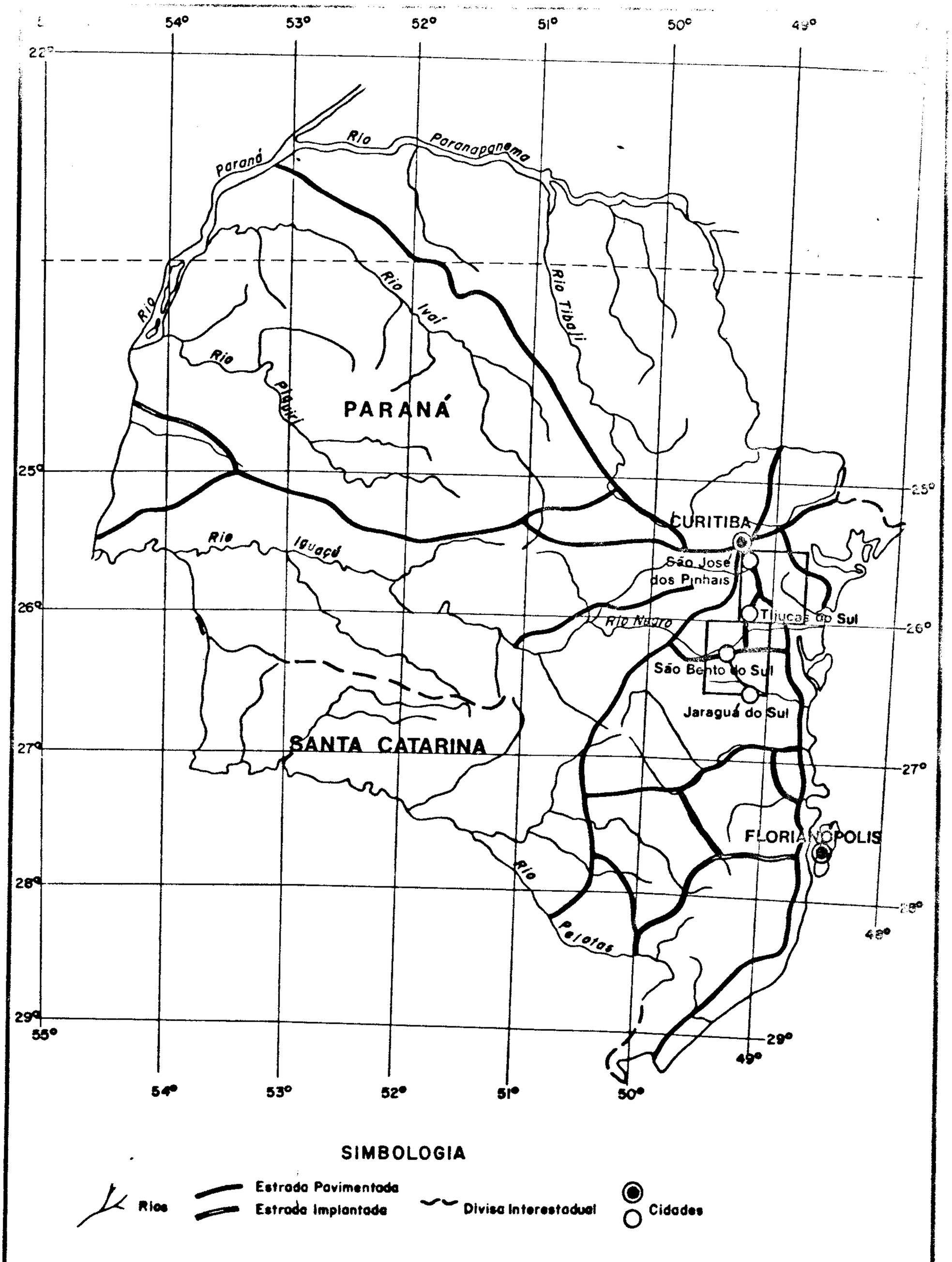


Ilustração 1 - Mapa de Localização e Acesso

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS 1:100.000

CAMPO LARGO SG-22-X-C-III	CURITIBA SG-22-X-D-I	ANTONINA SG-22-X D-II
LAPA SG-22-X-C-VI	SÃO JOSÉ DOS PINHAIS SG-22-X-D-IV	PARANAGUÁ SG-22-X-D-V
RIO NEGRINHO SG-22-Z-A-III	JARAGUÁ DO SUL SG-22-Z-B-I	JOINVILLE SG-22-Z-B-II

ARTICULAÇÃO DA FOLHA DE CAMPO ALEGRE 1:50.000

LAPA SG-22-X-C-VI-4	MANDIRITUBA SG-22-X-D-IV-3	TIJUCAS DO SUL SG-22-X-D-IV-4
RIO PRETO DO SUL SG-22-Z-A-III-2	CAMPO ALEGRE SG-22-Z-B-I-1	SÃO MIGUEL SG-22-Z-B-I-2
RIO NEGRINHO SG-22-Z-A-III-4	SÃO BENTO DO SUL SG-22-Z-B-I-3	JARAGUÁ DO SUL SG-22-Z-B-I-4

Ilustração 2 – Articulação das folhas 1:100.000 e 50.000 da área do projeto

do estado de Santa Catarina, perfazendo cêrca de 5.000 km^2 da região limítrofe entre esses estados. Desse total, aproximadamente 3.000 km^2 correspondem à área estudada.

Esta superfície está delimitada por uma linha poligonal fechada, que abrange sete quadrículas de 15' x 15', e está formada pelas seguintes coordenadas:

25°30'S	e	49°15'W
25°30'S	e	48°45'W
25°45'S	e	48°45'W
25°45'S	e	49°00'W
26°30'S	e	49°00'W
26°30'S	e	49°30'W
26°00'S	e	49°30'W
26°00'S	e	49°15'W

São os seguintes os municípios distribuídos na área do projeto: Curitiba, S. José dos Pinhais, Piraquara, Morretes, Guaratuba, Mandirituba, Tijucas do Sul, Agudos do Sul, Quitandinha e Piên, no estado do Paraná; Rio Negrinho, Campo Alegre, São Bento do Sul, Pirabeiraba, Jaraguá do Sul, Corupá e Schroeder, no estado de Santa Catarina.

Os principais acessos à área do projeto são as rodovias BR-376 (Curitiba-Florianópolis), BR-277 (Curitiba-Paranaguá), e BR-280 (Mafra-Joinvile), todas com pavimentação asfáltica. A primeira secciona a área no sentido NW-SE, através dos municípios de Curitiba, S. José dos Pinhais e Tijucas do Sul. A BR-277 atravessa os municípios de Curitiba, S. José dos Pinhais e Morretes, constituindo o principal acesso à porção nordeste da área em foco. A BR-280, em Santa Catarina, atravessa os municípios de Rio Negrinho, São Bento do Sul, Campo Alegre e Pirabeiraba, em direção aproximadamente E-W.

Diversas estradas interestaduais e intermunicipais, com trânsito regular o ano todo, embora não sejam asfaltadas, constituem o acesso secundário. Dentre estas, destacam-se a Tijucas do Sul - Agudos do Sul, no estado do Paraná, a São Bento do Sul - Jaraguá do Sul, no estado de Santa Catarina, e

a estrada que dá acesso da BR-116 a S. Bento do Sul, interestadual, que corta a região de Piên.

Outras estradas de menor porte são intransitáveis em época chuvosa. Cumpre, então, citar o fato de que, no tocante a estes tipos de estradas, importantes para o desenvolvimento dos trabalhos de campo, a região nordeste apresenta maiores dificuldades de acesso em relação ao restante da área. Assim, o acesso a pontos mais dificultosos foi realizado através de trilhas, picadas, ou ao longo do leito de rios.

3.4 - Trabalhos anteriores

Embora o presente trabalho seja o primeiro de caráter geoquímico realizado na área em foco, alguns estudos de cunho geológico são conhecidos, e, em determinadas regiões, foram enfatizados e relacionados a alguns caracteres distintos, normalmente com a utilização de amostragem de rochas para a eventual análise mineralógica.

O primeiro trabalho que versa sobre a geologia da área data de 1927, sendo seu autor E.P. de Oliveira, que focaliza a geologia e os recursos minerais do estado do Paraná.

Em 1949, F.F.M. de Almeida descreve um novo campo de riolitos e tufos no sul do Brasil, e, em 1952, determina a sua contribuição a respeito da geomorfologia da região oriental de Santa Catarina.

Ainda com respeito à geomorfologia, M.R. Mousinho apresenta, em 1965, apreciações sobre terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas, no estado do Paraná.

Com a criação da Comissão da Carta Geológica do Paraná, alguns trabalhos foram realizados na área do projeto contida neste estado. Assim, em 1967, R.A. Fuck *et alii* apresentam estudo sobre a geologia e a petrografia dos migmatitos. Os mesmos autores, no mesmo ano, realizam trabalho sobre a Formação Guaratubinha.

Dois anos depois, R.A. Fuck apresenta a geologia da folha de São José dos Pinhais. Ainda em 1969, E.Trein *et alii*

publicam as folhas geológicas de Tijucas do Sul e Piên, em escala 1:70.000, enquanto que A. Muratori *et alii* publicam as folhas geológicas de Serra da Igreja e Pedra Branca de Araraquara, na mesma escala.

Em 1970, C.A.S. Teixeira e E.P.A. da Silva apresentam os recursos minerais das quadrículas de Blumenau e Joinvile.

Também em 1970, H. Ebert e M.F. Bronchini expõem estudos sobre a Formação Campo Alegre.

No ano seguinte, L.F.F. de Almeida *et alii* executam o mapeamento geológico nas quadrículas de Blumenau e Joinvile, na escala 1:250.000.

Ainda em 1971, H. Ebert apresenta um trabalho referente ao Grupo Guaratubinha no norte de Santa Catarina.

Em 1974, V.A.V. Girardi apresenta tese de livre docência na Universidade de São Paulo versando sobre estudos petrológicos em rochas básicas e ultrabásicas da região de Piên. No mesmo ano, realiza estudos geocronológicos na mesma área.

Finalmente, em 1975, W. Addas e C.C. de Sá realizam um reconhecimento geoquímico preliminar, nas áreas de predomínio das formações vulcano-sedimentares e básico-ultrabásicas, onde obtêm dados para estudo de viabilidade econômica.

4 - CLIMA

Segundo E. Nimer (1977), a área estudada pode ser caracterizada por três tipos climáticos: subsequente, mesotérmico brando e mesotérmico médio.

O clima subsequente acha-se representado na parte nordeste da área, que compreende altitudes de 10 a 500 metros. Neste tipo climático são comuns, no verão, as temperaturas elevadas, sendo janeiro o mês mais quente, com uma temperatura média de 24 a 26°C. O inverno pode ser considerado ameno, sendo raras as mínimas diárias próximas a 0°C. A temperatura média nos meses mais frios é sempre superior a 15°C. A cota média de precipitação pluviométrica anual varia de 1.500 a 1.750 mm.

Estas condições climáticas devem-se, principalmente, aos seguintes fatores: latitudes próximas ao trópico e altitudes próximas ao nível do mar. Convém ressaltar que em face da ação moderadora da forte influência marítima, a diferença das condições térmicas entre verão e inverno é mínima.

O clima mesotérmico brando atinge a maior parte da área. Neste tipo climático o inverno possui, pelo menos, um mês com temperatura média inferior a 15°C. No verão não ocorre sequer um mês com temperatura média superior a 22°C, com exceção das regiões de altitudes baixas, onde a temperatura média de janeiro mantém-se acima de 22°C. Na área de atuação deste tipo climático, a precipitação média anual varia de 1.250 a 1.500 mm.

No estado do Paraná, a altitude é a principal responsável por estas condições, enquanto que em Santa Catarina, a presença deste tipo de clima deve-se unicamente, a posição deste estado em latitudes subtropicais, constantemente sujeita à invasão de massas frias de origem polar.

O clima mesotérmico médio é comum na porção sudeste da área e ocorre nas altitudes entre 1.100 e 1.200 m. Há pelo menos um mês de inverno com temperatura abaixo da média

da estação (10°C). No verão o calor é praticamente ausente em função da altitude e o mês mais quente tem temperatura média em torno de 20°C. A pluviosidade média anual oscila entre 1.200 e 1.500 mm.

Em toda a área abrangida pelo projeto não existe estação seca e também, não são comuns precipitações de neve. Entretanto, as geadas ocorrem com certa frequência, principalmente nos municípios de São José dos Pinhais, Tijucas do Sul, Agudos do Sul, Piên, São Bento do Sul e Campo Alegre.

5 - VEGETAÇÃO

Três tipos principais de formações vegetais podem ser caracterizados na área do projeto: Floresta Subcaducifólia Subtropical com Araucária Angustifólia, Floresta Perenifólia Higrófila, e Campos.

Esta divisão, no entanto, não é rígida, principalmente em face da ação antrópica, que mostra, em vários locais, separação de terras para agricultura, inclusive com a utilização de aprestos mecanizados, ou na extração de madeira para fabricação de móveis. Outro fator ponderável são os reflorestamentos, que determinam outra feição regional, embora não produzam grandes alterações no equilíbrio ecológico.

A formação vegetal do tipo Floresta Subcaducifólia Subtropical com Araucária Angustifólia é encontrada nas regiões de São José dos Pinhais, Jaraguá do Sul, Campo Alegre e São Bento do Sul. A paisagem, neste tipo de vegetação, é embelezada pela presença do "Pinus Araucária". Porém, devido a seu alto valor comercial, a extração em demasia está causando, gradativamente, a sua extinção.

O outro tipo vegetal, Floresta Perenifólia Higrófila, aparece nas regiões de Mundo Novo, São Miguel, Campo Alegre, São Bento do Sul e Jaraguá do Sul. As árvores apresentam alturas superiores a 35 metros, com troncos grossos e capas densas. Devido este fato, no interior da mata só conseguem sobreviver as plantas tolerantes à sombra, sendo este o motivo de o estrato arbustivo, apesar de denso, ser pobre em espécies.

O terceiro tipo fitogeográfico (Campos) é a cobertura vegetal das formações sedimentares do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. São constituídos por uma cobertura de gramíneas, cuja altitude varia de 10 a 50 centímetros, podendo apresentar-se de maneira quase contínua, ou deixar a descoberto alguns pontos de solo. Nas depressões ou ao longo dos rios aparecem capões, formando ilhas no meio dos campos

CPRM

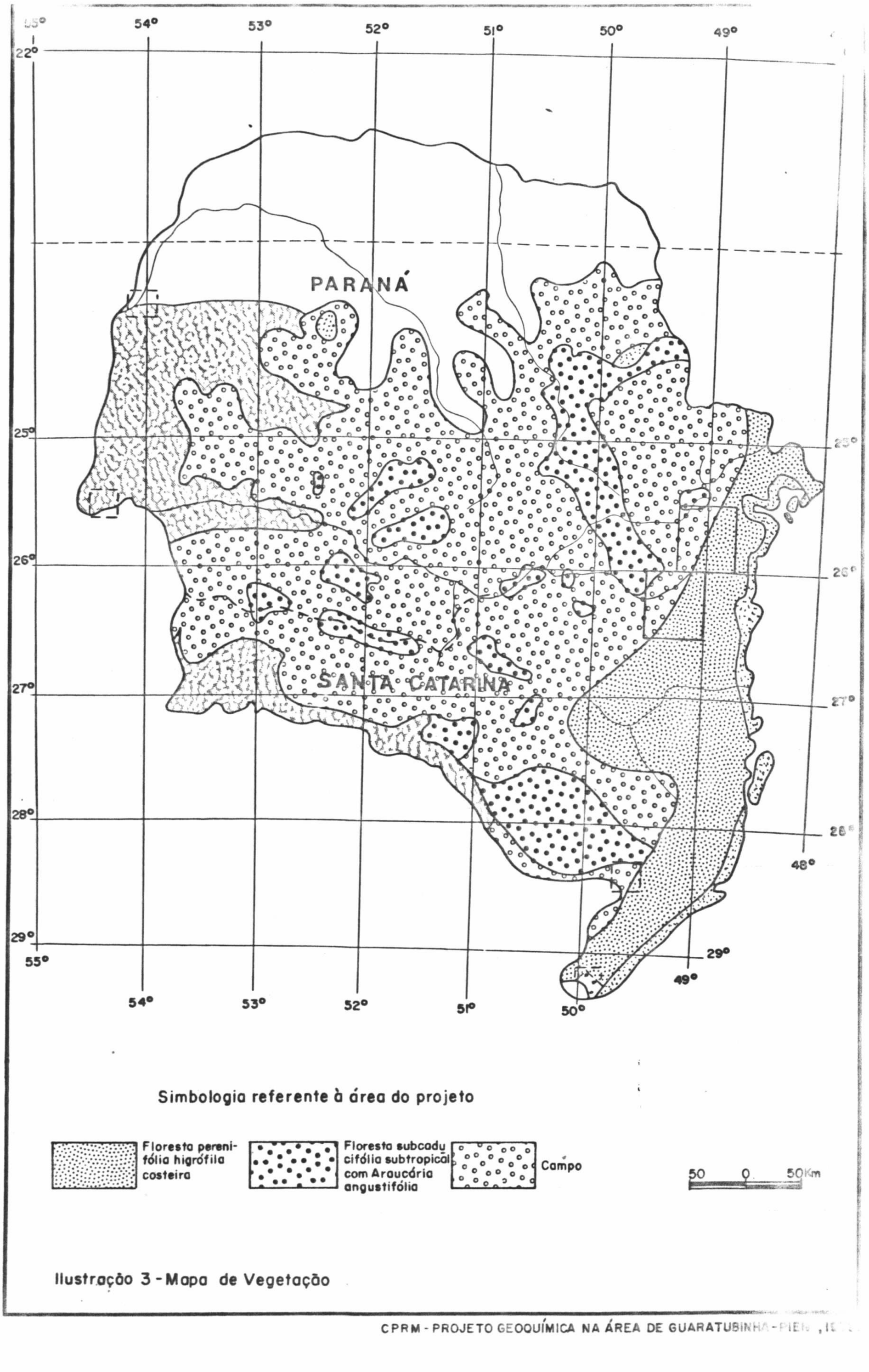


Ilustração 3 - Mapa de Vegetação

e pseudo-matas de galeria, de forma alongada, acompanhando a direção das principais drenagens. Nos dois tipos, destaca-se, também, a araucária.

6 - HIDROGRAFIA

6.1 - Introdução

A área do projeto está representada por quatro bacias distintas: a do rio Iguaçu, a do rio Cubatão do Paraná, a do rio Cubatão de Santa Catarina e, por último, a do rio Itapocu.

6.2 - Bacia do rio Iguaçu

A bacia hidrográfica do rio Iguaçu faz-se representar pelo mesmo, no seu alto curso, e por seus afluentes da margem esquerda, os rios Miringuava e Negro, compreendendo a proximadamente 55% da área pesquisada.

O rio Iguaçu drena a extremidade noroeste da área, passando nas proximidades de São José dos Pinhais.

O rio Miringuava tem suas nascentes na serra do Mar, localmente conhecida como serra da Fazendinha, fluindo na direção E-W, até encontrar o rio Iguaçu.

O rio Negro drena a maior porção da área do projeto, fluindo inicialmente no sentido E-W e, depois NE-SW, constituindo a faixa demarcatória de limite entre os estados do Paraná e Santa Catarina. O seu afluente principal da margem direita é o rio da Várzea, que nasce na parte meridional da serra do Mar, correndo na direção NE-SW até o bairro Palermo, no município de Mandirituba. Secundariamente, aparecem os rios Piên e Palmito, o primeiro drenando o município de mesmo nome, em direção N-S e, o segundo, o rio Palmito, separando os municípios de Piên e Agudos do Sul, no sentido NW-SE.

Na margem esquerda, a área de drenagem do rio Negro está representada pelos seus afluentes, rios Tijucuma, Turvo, Negrinho, São Bento, Batéias e Preto, todos com seus cursos no estado de Santa Catarina. O rio Tijucuma nasce na serra Queimada e flui no rumo E-W, enquanto que os rios Turvo, Negrinho, São Bento e Batéias possuem seus leitos na direção SW-NE. O rio Preto drena o extremo sudoeste da área do proje

to no sentido SE-NW, tendo suas nascentes na serra das Vertentes.

Geralmente, podemos observar nestes rios padrões de drenagem dos tipos dendrítico e sub-paralelo. As maiores e mais importantes planícies aluvionares são as dos rios Iguaçu, Miringuava e Negro, com destaque também às aluviões dos rios da Várzea, Piên, Turvo e Negrinho.

Convém ressaltar o condicionamento tectônico a que estão sujeitos estes rios, com seus cursos encaixados em zonas de falhas, diaclasamentos e diques de rochas básicas e intermediárias.

6.3 - Bacia do rio Cubatão do Paraná

Outra bacia hidrográfica é a do rio Cubatão do Paraná, sendo representada pelo mesmo e por seus afluentes, rios Arraial e Castelhanos, na margem direita. O rio Cubatão tem sua origem no setor sul das serras da Igreja e Cubatão, vertendo na direção NW-SE até a baía de Guaratuba, no litoral.

O rio Arraial nasce nas serras do Marumbi e da Igreja, tendo seu curso entalhado num vale formado pelas serras do Cubatão e Castelhanos, de direção NW-SE. São seus tributários os rios Guaratubinha, Anta Gorda, da Prata e Guaratuba. Os três primeiros nascem na serra do Mar e drenam a serra dos Castelhanos no sentido SW-NE, enquanto que o rio Guaratuba nasce nas serras Canavieiras e da Igreja, tendo um rumo aproximado SW-NE e, depois, SE-NW.

O rio Castelhanos nasce na serra homônima, acompanhando a falda meridional da mesma, fluindo também no sentido NW-SE.

O padrão de drenagem é dentrítico, com os depósitos aluvionares escassos e descontínuos, em razão do forte gradiente hidráulico a que estão sujeitos estes rios. As vertentes são íngremes, o que vem dar origem ao desenvolvimento de corredeiras e trechos encachoeirados.

6.4 - Bacia do rio Cubatão de Santa Catarina

A bacia hidrográfica do rio Cubatão de Santa Catarina abrange cerca de 5% da área pesquisada. Este rio tem suas nascentes na serra da Queimada, no seu lado setentrional, fluindo, primeiramente, no sentido NW-SE, e infletindo para SW-NE, no canto meridional, onde contorna esta serra. Volta, depois, à posição inicial, até atingir os limites da área de trabalho.

O padrão de drenagem é dendrítico, com seus depósitos aluvionares sendo bem característicos, até atingirem o litoral.

6.5 - Bacia do rio Itapocu

A bacia hidrográfica do rio Itapocu, abrangendo aproximadamente 25% da área em foco, é representada pelo mesmo e seus afluentes: na margem direita os rios Isabela e Pedra de Amolar, e na esquerda os rios Ano Bom e Itapocuzinho.

O rio Itapocu tem sua gênese na serra de Araguá, fluindo para o litoral na direção NW-SE, passando pelas cidades de Corupá e Jaraguá do Sul.

Os seus tributários da margem direita, os rios Isabela e Pedra de Amolar, têm suas nascentes na serra das Vertentes, fluindo quase que paralelamente no rumo SW-NE, enquanto que, na margem esquerda, os rios Ano Bom e Itapocuzinho possuem cursos distintos, com o primeiro drenando a área quase que na direção N-S, até Corupá, e o segundo na direção NW-SE, até a cidade de Schroeder.

Nesta área de drenagem são caracterizados os padrões dendríticos e sub-paralelo, sobressaindo-se o rio Itapocu, com grande depósito aluvionar, que se estende pela faixa litorânea. Estes rios também estão sujeitos ao condicionamento tectônico, com seus cursos encaixados em zonas de falhas, diaclasamentos e diques de rochas básicas.

7 - GEOMORFOLOGIA

7.1 - Aspectos Gerais

Podemos caracterizar, para os estados do Paraná e Santa Catarina, as seguintes unidades geomorfológicas, na área estudada: Serrania Costeira, Planícies Costeiras, Planalto Cristalino Atlântico e Planalto Sedimentar.

7.2 - Serrania Costeira

Está relacionada, inicialmente, à serra do Mar. Compreende o flanco oriental do embasamento soerguido, e dos maciços que se descortinam para o interior, como o Planalto Cristalino no Paraná. Com caimento para o mar, ou sob as coberturas atuais das faixas litorâneas das Bacias de Paranaguá e Guaratuba, teve seu soerguimento como uma encosta íngreme, com altitudes superiores a 1.000 metros, atingindo a 1.524 metros no pico de Marumbi. Nesta faixa, os vales possuem perfis que se identificam a um V com grande abertura, com vertentes côncavas bastante inclinadas, tendendo ao entalhamento.

Segundo R. Maack (1961) "a serra do Mar no Paraná não representa apenas um degrau entre o mar e o planalto que se desenvolve para o interior, mas sim, uma serra marginal típica, que se eleva sobre o nível médio do planalto".

Alguns estudiosos reconhecem a gênese da serra do Mar por tectônica de falha, sendo a mesma considerada como uma escarpa de falha, ou como resultado de uma flexura.

Em Santa Catarina, a serra do Mar constitui um conjunto de serras alinhadas estruturalmente, segundo direções que se encerram, dominantemente, a norte. Predominam as formas escarpadas, com morros testemunhas e espigões alongados, cujos cimos alcançam 850 metros no sul, e acima de 1.000 metros, junto à divisa com o Paraná. Os vales são, via de regra, em V. estreitos e profundos, com vertentes íngremes, raramente suaves.

Algumas serras possuem nomes especiais, como as de

Jaraguá, da Queimada, dos Medeiros, etc. As escarpas íngremes, em Santa Catarina, vão perdendo suas evidências em virtude dos processos erosionais provocados pelos rios que conseguem se interiorizar. A serra do Mar é o divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios que fluem para o litoral e daqueles que, apesar de possuirem suas origens nas proximidades do litoral, tem seus cursos descortinados para o interior, como formadores dos tributários dos rios Paraná e Uruguai.

7.3 - Planícies Costeiras

Na área em foco, pequena porção do litoral se faz representar, indo afirmar-se mais para leste, até o Oceano Atlântico.

O relevo é parcialmente ondulado, e as altitudes alcançam poucos metros acima do nível do mar. Morros isolados e espigões evidenciam-se no modelo, constituindo as serras da Cantareira, da Igreja, do Engenho e da Prata. Os vales são em forma de V, bem abertos, com vertentes suaves ou levemente inclinadas.

Segundo U.G.Cordani e V.A.V.Girardi (1967), "entre os pequenos maciços e blocos isolados existem níveis de pedimentos embutidos em largos alvéolos irregulares, refletindo a expansão de pedimentação intermontada em certas fases do Quaternário". Estas faces possuem inclinação suave para leste, e mergulham sob as coberturas holocênicas, relacionadas às águas carregadas de sedimentos que fluem para a baía de Paranaguá.

Sedimentos de origem marinha, formando terraços de construção em vários níveis, ocorrem predominantemente na faixa oriental da planície costeira, nas proximidades do litoral. Entretanto, na área do projeto, é evidente o predomínio dos sedimentos clásticos terrígenos, notadamente aluviões fluviais, com diversos níveis de cascalho e depósitos coluviais.

O relevo é topograficamente uniforme, sendo, por ve

zes, perturbado por serras litorâneas que se separam do maciço soerguido a oeste.

7.4 - Planalto Cristalino Atlântico

É também conhecido, no Paraná, como Primeiro Planalto Paranaense, ou Planalto de Curitiba, sendo formado pelo reverso da serra do Mar e de suas escarpas.

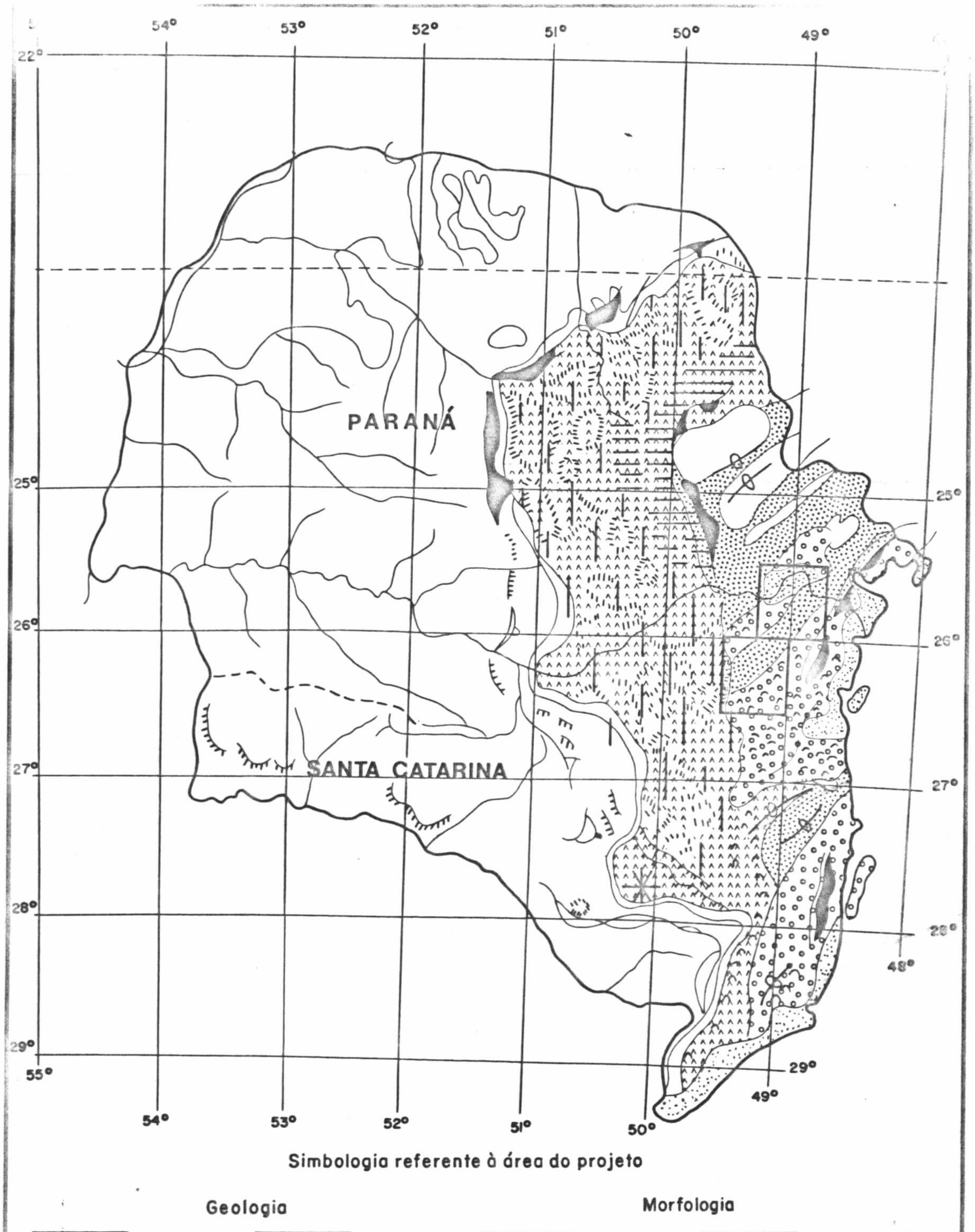
O seu limite a sudeste, é a serra do Mar; a oeste, a escarpa da Serrinha, esculpida nos sedimentos devonianos; a sul-sudoeste, as rochas sedimentares paleozóicas da sinéclise do Paraná; a norte-nordeste tem prosseguimento com o Planalto Cristalino Atlântico de São Paulo.

Tendo seu desenvolvimento em rochas do embasamento cristalino, este planalto foi afetado por ciclos de erosão sucessivos que se desenvolveram relacionados com a tectônica de falha pós-cretácea, resultando daí uma topografia suavemente ondulada, modelada em colinas de altitudes variáveis entre 850-950 metros, onde as vertentes são suaves, com vales muito abertos e de fundo, às vezes, plano. Ocorrem depósitos aluvionares e várzeas preenchidas por sedimentação cenozóica.

Em Santa Catarina, o Planalto Cristalino restringe-se a uma diminuta área localizada no extremo nordeste do estado, tendo, como limites, a leste os paredões da serra do Mar, estendendo-se pelos municípios de Campo Alegre e São Bento do Sul. Vai desaparecer sob as rochas sedimentares do Planalto Sedimentar.

Distingue-se como uma superfície colinosa aplainada, entre as altitudes de 800 a 900 metros, cujos desníveis médios oscilam de 40 a 60 metros e são acentuados no sentido das escarpas circunvizinhas.

Onde os derrames riolíticos seguram a topografia, ocorrem feições de costas sub-horizontais, em degraus suavizados pela decomposição química. Não há controle aparente de topografia pelas estruturas subjacentes.



Simbologia referente à área do projeto

Geologia

- Holoceno
- Pré-Cambriano Sup. e Médio
- Paleozóico
- Pré-Cambriano Inf. e Indiviso

Morfologia

- Colinas e Coxilhas
- Topografia do Modelado Cristalino

50 0 50Km

Ilustração 4 - Mapa Geomorfológico

7.5 - Planalto Sedimentar

É representado pelos sedimentos gondwânicos da Bacia do Paraná. Corresponde à toda extremidade ocidental das quadrículas de Campo Alegre e São Bento do Sul, na escala 1:50.000.

A superfície é aplainada e coincidente com o caimento suave, para sudoeste, dessas camadas sedimentares. Predomina uma forma de relevo, onde são características as feições tubulares erosionais. Estão elevados sobre o embasamento cristalino em paredões esculpidos, com desníveis de 150 a 200 metros. Todavia, a norte, estas camadas do Planalto Sedimentar são de pequena espessura e tendem a se confundir, topograficamente, com as rochas migmatíticas do Planalto Cristalino.

Finas faixas de rocha arenítica intercaladas com folhelhos permianos constituem superfícies escalonadas e saliências horizontalizadas nas extremidades dos interflúvios. Estas intercalações são comuns também onde as soleiras ou sills de diabásio se introduzem nos sedimentos.

8 - SOLOS

O estudo da cobertura pedológica de uma região assume importância muito grande quando esta é submetida à prospecção geoquímica. Os detalhes e descrições dos perfis das principais unidades ocorrentes serão mostrados quando do estudo geoquímico (aluvionar e pedológico) das áreas alvos. Neste capítulo serão descritos apenas os traços gerais das coberturas de tais áreas.

Três foram as regiões objetos da presente pesquisa, a saber: Guaratubinha, Campo Alegre e Pien.

As coberturas ocorrentes nas áreas de Guaratubinha e Campo Alegre são constituídas em geral por solos azonais, com predominância dos grandes grupos litólicos e cambisois. Tais grupos refletem a influência do material de origem, responsável também pela modelagem fisiográfica; assim, temos nos domínios de derrames ácidos, solos litólicos e afloramentos de rochas. Nessas áreas, o relêvo mostra-se bastante escarpado e montanhoso; já sobre as rochas sedimentares encontram-se coberturas de cambisois e, subordinadamente, de podzólicos. O relêvo é menos escarpado, apresentando-se ondulado.

A área de Pien, por apresentar um relêvo menos jovem, é mais rica em solos zonais, havendo predomínio dos grandes grupos latossolos e podzólicos, com o *bedrock* constituído na maioria das vezes por rochas básicas e graníticas. Já em áreas mais restritas, sobrejacentes as rochas ultrabásicas e suas filiações, encontram-se solos azonais, principalmente litólicos e, subordinadamente, cambisois.

Solos intrazonais ocorrem nas três áreas, sempre condicionados ao relêvo.

9 - GEOLOGIA

9.1 - Introdução

Dentre as atividades programadas pelo Projeto Guaratubinha-Pien incluía-se o levantamento geológico, voltado para dois objetivos básicos:

1º) o mapeamento sistemático em escala 1:50.000, de uma área com cerca de 700 km^2, em sua maior parcela ocupada pelas seqüências vulcano-sedimentares eopaleozóicas de Campo Alegre e Corupá, buscando fornecer subsídios para a interpretação dos dados geoquímicos; e

2º) a integração dos dados geológicos regionais de uma área com cerca de 5.600 km^2, distribuídos ao redor dos depósitos molássicos de Campo Alegre, Corupá e rio Guaratubinha, envolvendo oito folhas topográficas em escala 1:50.000, a saber: São José dos Pinhais, Mundo Novo, Tijucas do Sul, Colônia Santos Andrade, Campo Alegre, São Miguel, São Bento do Sul e Jaraguá do Sul.

Todo o setor paranaense da área inserida neste projeto (mais de 3.100 km^2) já havia sido cartografado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná nos anos de 1967 a 1969, em escala 1:50.000 (folha geológica São José dos Pinhais) e 1:70.000 (folhas geológicas Serra da Igreja, Tijucas do Sul, Pedra Branca de Araraquara e Pien). Já no território catarinense, salvo mapeamentos localizados, existiam tão-somente levantamentos de pequena escala (1:250.000), o que dificultou sobremaneira a tarefa de integração regional nessa região, reduzindo grandemente a precisão dos resultados obtidos.

As tarefas iniciais constaram de uma análise global das informações bibliográficas e dos mapas geológicos disponíveis sobre a área em foco, seguida de uma interpretação preliminar de fotografias aéreas, imagens de radar e de satélite. Precedendo o mapeamento geológico propriamente dito, foram ainda estudadas, meso e microscopicamente, mais de

uma centena de amostras de rochas oriundas da região de Campo Alegre, gentilmente cedidas pelo Professor Dr. Heinz Ebert, da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro. Com base nesses estudos, redescreveu-se cerca de 2.000 metros de testemunhos de sondagens realizadas durante o ano de 1974, nas áreas de Campo Alegre e Corupá, através de convênio entre a Comissão Nacional de Energia Nuclear e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

A etapa de campo desenvolveu-se no período de março a agosto de 1978, sendo descritos cerca de 500 pontos, envolvendo observações em mais de 1.500 afloramentos. Analisou-se microscopicamente mais de uma centena de amostras, a maioria das quais procedentes dos testemunhos de sondagens. Seguiu-se a fotointerpretação final, confecção dos mapas geológicos e redação do presente relatório, encerrada em abril de 1979.

9.2 - Considerações gerais

Cerca de 3/4 da área abrangida pelo Projeto Guaratubinha-Pien é ocupada por rochas pré-cambrianas, envolvendo uma gama diversificada de tipos litológicos, embora dominem amplamente os migmatitos heterogêneos e homogêneos, aos quais subordinam-se metabasitos e metaultrabasitos, anfibolitos, quartzitos e micaxistos. Ainda nesse domínio ocorrem onze corpos graníticos, três dos quais, de natureza anatexítica e oito tidos como intrusivos, relacionados às fases tardi- e pós-tectônicas do ciclo Brasiliano (Agudos, Morro Redondo, Serra da Igreja, Corupá, Marumbi, Serra Alta, Dona Francisca e Piraí).

As seqüências vulcano-sedimentares eopaleozóicas abrangem uma área superior a 750 km^2, distribuindo-se em três regiões principais: ao redor de Campo Alegre, nas adjacências do rio Guaratubinha e a sul de Corupá. Outras ocorrências menores, quase sempre de vulcanitos ácidos intrusivos, ocorrem por toda a porção pré-cambriana, assumindo maior expressão a sul da estação Serra Alta, ao longo da estrada São

Bento do Sul - Corupá.

As coberturas sedimentares paleozóicas ocupam uma expressiva superfície (ao redor de 580 km^2) no flanco ocidental das folhas Campo Alegre e São Bento do Sul (1:50.000), estando representadas pela Formação Furnas e pelo Grupo Itararé. Ainda relacionados à bacia do Paraná, ocorrem inúmeros diques de rochas básicas mesozóicas, geralmente orientados em torno de $N40^{o}-70^{o}W$.

Os depósitos sedimentares quaternários (pleistocênicos e holocênicos) são mais freqüentes na faixa ocidental das folhas São José dos Pinhais e Tijucas do Sul, embora estejam também presentes ao longo dos rios Negro, Itapocu, São João e Marumbi.

Com base na bibliografia geológica e nos trabalhos de campo efetuados no presente projeto, compôs-se uma coluna estratigráfica resumida para a área em questão, representada na figura 1.

PERÍODO	ÉPOCA	SUPERGRUPO/ GRUPO	FORMAÇÃO	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
QUATERNÁRIO	Holoceno			Aluviões, coluviões, depósitos de talude, sedimentos marinhos e de baía.
	Pleistoceno		Guabirotuba	Argilitos, arcósios e conglomerados, pouco ou não consolidados.
JURÁSSICO -CRETÁCEO		São Bento	Serra Geral	Diques de diabásio e diorito pórfiro.
PERMIANO-CARBONÍFERO		Sg. Tubarão/ Gr. Itararé		Arenitos, folhelhos, varvitos e diamictitos.
DEVONIANO		Paraná	Furnas	Arenitos com estratificação cruzada.
EOPALEOZÓICO CAMBRO-ORDOVICIANO?		Seqüências vulcano-sedimentares (vide figuras 2, 3 e 4)		Rochas sedimentares (conglomerados, arcósios e siltitos) da seqüência molássica, associadas a vulcanitos básico-intermediários (andesitos, basaltos e meláfiros) e ácidos (riolitos, traquitos, tufos e brechas piroclásticas).
PRÉ-CAMBRIANO SUP./CAMBRIANO				Corpos graníticos intrusivos tardi a pós-tectônicos.
PRÉ-CAMBRIANO (indiviso)				Rochas gnáissico-migmatíticas, granitos de anatexia, maciços básicos e ultrabásicos, anfibolitos, quartzitos, quartzo-micaxistos e raros granulitos, em parte afetados pelo ciclo Transamazônico e remobilizados durante o ciclo Brasiliano.

Figura 1: Coluna estratigráfica resumida para a área envolvida pelo Projeto Guaratubinha-Pien

CPRM

9.3 - Descrição das unidades geológicas

9.3.1 - Pré-Cambriano indiviso

9.3.1.1 - Generalidades

Sob essa denominação reunimos no presente trabalho diversas unidades litológicas anteriormente referidas ao embasamento pré-cambriano, correspondendo ao chamado Complexo Brasileiro ou Cristalino (Carvalho & Pinto, 1938; Maack, 1947; Fuck *et alii*, 1971), cuja extensão em território catarinense recebeu o nome de Grupo Taboleiro (Schulz Jr. *et alii*, 1969), e mais recentemente "Complexo Granulítico de Santa Catarina" (Hartmann *et alii*, 1979).

Trata-se de um conjunto de rochas gnáissico-migmatíticas, localmente encerrando metamorfitos de origem sedimentar (quartzitos, mica-xistos) ou ígnea (mormente de composição básico-ultrabásica) que, pelo menos em parte, revelam indícios de terem sido submetidos à atuação de fenômenos poli-metamórficos. O primeiro dos quais apresenta idades tão ou mais antigas que as do ciclo Transamazônico, enquanto o mais recente é claramente correlacionável ao ciclo Brasiliano (Girardi, 1974 e 1976; Girardi *et alii*, 1974 e Cordani, 1974).

Numa visão regional, a área em questão representa uma pequena parcela do Maciço mediano Joinvile, designação atribuída por Hasui *et alii* (1975) à zona gnáissico-migmatítica que, constituindo-se num "alto estrutural" (Carneiro *et alii*, 1974), separa os sistemas de dobramento Apiaí e Tijucas, materializados nos Grupos Açungui e Brusque, respectivamente.

Visto que nossas observações se limitaram a pontos esparsos, distribuídos principalmente ao redor da bacia vulcano-sedimentar de Campo Alegre e do *graben* de Corupá, forneceremos a seguir uma síntese dos principais litotipos que compõem essa seqüência geológica, com base nos vários traba-

lhos anteriores, executados quer na área em estudo, quer em suas adjacências, dando-se ênfase às porções onde se desenvolveu a amostragem geoquímica. A desuniformidade nas informações disponíveis sobre a área, tanto no grau de detalhamento (maior no estado do Paraná do que em Santa Catarina), quanto na conceituação petrológica das rochas granítico-gnáissicas, obrigou-nos a uma simplificação dos mapas geológicos anexos, onde foram englobadas todas as rochas gnáissico-migmatíticas sob uma única denominação (migmatitos e gnaisses), delas separando-se apenas os corpos de granitos de anatexia e dos metabasitos/metaultrabasitos, já definidos nos levantamentos anteriores.

9.3.1.2 - Migmatitos, gnaisses e rochas associadas

Tanto no levantamento geológico da porção paranaense da serra do Mar e planalto cristalino (Fuck *et alii*, 1967a; Muratori *et alii*, 1969a e 1969b; Trein *et alii*, 1969a e 1969b), como no mapeamento das quadrículas Joinvile e Blumenau (Albuquerque *et alii*, 1971), utilizou-se a nomenclatura proposta por Jung & Roques (1952) para a classificação dos migmatitos, que os divide em homogêneos e heterogênos. Embora existam inúmeras ressalvas quanto à validade ou não de se considerar os migmatitos homogêneos como sendo verdadeiros migmatitos*, mantêm-se neste relatório a divisão acima, face à inexistência de novos dados que possam modificá-la.

As cartas geológicas disponíveis sobre o trecho paranaense da área em foco revelam que os migmatitos ditos homogêneos, em sua maioria do tipo embrechito, predominam amplamente nas folhas São José dos Pinhais, Tijucas do Sul e Pien, e na faixa oriental da folha Serra da Igreja. Por sua vez, os chamados migmatitos heterogêneos, mormente epibolitos, com raros agmatitos e diadisitos, são excluvivos no âm-

---

* A esse respeito leia-se o excelente texto introdutório de Ebert (1971c).

bito da folha Pedra Branca de Araraquara, de onde se estendem para a borda oriental da folha Tijucas do Sul e zona central da folha Serra da Igreja. Há, ainda, pequenas ocorrências de rochas dessa natureza a sul de São José dos Pinhais. A distribuição de ambos os tipos não é conhecida no território catarinense.

De acordo com Fuck *et alii* (1967b, 1969 e 1971), os migmatitos homogêneos são gnaisses grosseiros com aspecto granitóide e composição essencialmente feldspática, mostrando um bandamento irregular e uma foliação mais ou menos evidente, por vezes confusa ou apagada. Entre eles dominam os embrechitos, com raros nebulitos. Como tipos petrográficos mais comuns temos os biotita-gnaisses ou hornblenda-biotita-gnaisses, ricos em quartzo, microclínio, oligoclásio e biotita. Em algumas rochas aparecem quantidades subordinadas de hornblenda, além de, esporadicamente, diopsídio ou granada. Ocorrências restritas de migmatitos leptiníticos foram assinaladas a norte de Pien (Trein *et alii*, 1969b). As texturas mais comuns são as granoblásticas e as porfiroblásticas, essas últimas exibindo cristais de plagioclásio ou microclínio com dimensões até centimétricas e formatos ocelares ou quadráticos (tipo *dent-de-cheval*).

Já os migmatitos heterogêneos caracterizam-se pela alternância de bandas escuras (melanossoma) e claras (leucossoma), que no caso dos epibolitos - tipo largamente dominante - apresentam-se subparalelizadas. Os filões félsicos mostram espessuras muito irregulares, especialmente nos migmatitos do tipo agmatito e diadisito, por vezes exibindo dobramentos ptigmáticos ou estrutura do tipo *pinch and swell* (Albuquerque *et alii*, 1971). Esses leitos leucossomáticos são constituídos por aplitos, biotita-granitos finos ou ainda por pegmatitos quartzo-feldspáticos. No melanossoma aparecem quantidades variáveis de andesina, hornblenda, biotita e quartzo e, às vezes, clinopiroxênios (augita, diopsídio) e granada, cujas proporções atribuem a essas faixas escuras (quando consideradas individualmente) a composição de hornblenda-

gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses, diopsídio-gnaisses, diorito-gnaisses e anfibolitos (Fuck *et alii*, 1971).

Migmatitos homogêneos da fácies granulítica foram registradas por Trein *et alii* (1969b) nas adjacências de Trigolândia e a noroeste de Campina dos Crispins (ambas no município de Pien, PR). Girardi (1974, 1976) incluiu a segunda dessas ocorrências no Granito Agudos e confirmou a existência de granulitos intercalados nos migmatitos da primeira região, que são em tudo semelhantes aos migmatitos heterogêneos descritos anteriormente.

Na porção catarinense dos terrenos pré-cambrianos foram descritas esparsas ocorrências de gnaisses e migmatitos, sem que se possa estabelecer uma distinção muito nítida entre esses dois tipos litológicos. Assim, mapeando a faixa limítrofe à borda noroeste da bacia de Campo Alegre (vizinha à área descrita por Girardi, 1974), os alunos do Curso de Geologia da UNISINOS-RS encontraram rochas muito semelhantes às descritas por aquele autor, mas que foram denominadas de gnaisses e nos quais quase sempre predomina o par mineralógico hornblenda-andesina, com teores muito variáveis de biotita e quartzo, além da presença de diopsídio e hiperstênio em algumas poucas amostras. As diferentes proporções com que cada um desses minerais participa na rocha confere-lhe denominações variadas.

Segundo Valiati (1974) as rochas encontradas nos furos CA-10 e CA-11* são biotita-hornblenda-gnaisses, as quais distribuem-se por amplas áreas nas bordas ocidental e sudocidental da bacia de Campo Alegre, até as cabeceiras do rio Vermelho, apresentando exposições características entre Rio Vermelho e a estação homônima, e a sul da estação Serra Alta. De um modo geral, são rochas de grã média à grosseira, com cores cinza a cinza-escuro, exibindo uma nítida gnaissificação e a presença, geralmente dominante, mas por vezes exclu-

---

* Localizados junto à rodovia Mafra-Joinvile, a cerca de 4,0 km e 4,5 km a leste de Oxford.

siva, de hornblenda e plagioclásio. Biotita e quartzo aparecem em teores muito variados, enquanto que carbonato, apatita, titanita e zircão são os acessórios mais freqüentes. Feldspato alcalino, granada e pirita ocorrem ocasionalmente. Embora parte dessas rochas fossem, talvez, melhormente classificadas como migmatitos bandados (com melanossoma dominante), julgamos ser possível separá-las, em mapeamentos futuros que objetivem o estudo do embasamento cristalino, dos migmatitos epobolíticos que afloram mais a sul (cabeceiras do rio Humboldt e proximidades de Corupá), os quais foram igualmente assinalados na serra Dona Francisca (Trainini, 1974) e em Rio do Júlio (Valiati, 1974). Nesses litotipos é nitidamente visível a alternância de faixas félsicas e máficas, essas últimas com composição mineralógica similar à dos gnaisses anteriormente referidos.

O embasamento pré-cambriano da bacia de Campo Alegre, em suas porções meridional (a sul do rio Natal) e oriental (flanco oeste da bacia hidrográfica do rio Itapocuzinho), expõe uma gama diversificada de tipos litológicos, alguns dos quais são muito raros nas demais áreas limítrofes entre essas duas seqüências. Nessas regiões é comum aflorarem rochas gnáissicas quartzo-feldspáticas, com escassa biotita ou hornblenda, mostrando cores claras e textura localmente porfiroblástica, assemelhando-se ao que outros autores comumente descrevem como migmatitos homogêneos.

São, no entanto, os gnaisses com estrutura granulítica ou milonítica que mais chamam a atenção, dada a ocorrência incomum desses termos no âmbito da área estudada. A presença de rochas da fácies granulito já havia sido reconhecida anteriormente por Trein *et alii* (1969b) nas adjacências de Trigolândia, as quais foram confirmadas e estudadas com algum detalhe por Girardi (1974 e 1976). Segundo esse último autor, ocorrem, intercalados nos migmatitos, tanto granulitos ácidos (raríssimos), como básicos e intermediários. Os primeiros são leucocráticos e constituídos predominantemente por mesopertita (cerca de 70% da rocha), com andesina, orto-

clásio e quartzo subordinados. Os granulitos básicos a intermediários são geralmente mesocráticos e compõem-se de plagioclásios, clinopiroxênios e ortopiroxênios, perfazendo pelo menos 70% da rocha. Quartzo, feldspato potássico, opacos e anfibólios aparecem em menor proporção.

Granitos de anatexia, geralmente gnaissificados e com passagens graduais para os migmatitos vizinhos, foram mapeados a sudeste de São José dos Pinhais (Fuck *et alii*, 1967a) e na borda oriental das folhas Serra da Igreja e Pedra Branca de Araraquara (Muratori *et alii*, 1969a e 1969b). O primeiro desses corpos mostra rochas de granulação grosseira, róseo-avermelhadas até brancas, intensamente cataclasadas e não raro milonitizadas, sendo constituídas por quartzo, microclínio, oligoclásio e biotita, dispostos sempre orientadamente (Fuck *et alii*, 1969). Há pouquíssimos dados publicados sobre os granitos da faixa oriental, que mostram contatos geralmente por falhas com os migmatitos, e cujas áreas de afloramentos estendem-se desde a sul da rodovia Curitiba-Paranaguá até a leste de Garuva, já em território catarinense.

Ocupando extensões variáveis dentro da faixa de ocorrência das seqüências pré-cambrianas, encontramos, além das rochas já descritas (migmatitos, gnaisses, granulitos e granitos de anatexia), corpos menores de metaultrabasitos, metabasitos, anfibolitos, quartzitos, itabiritos e micaxistos. As rochas de filiação básico-ultrabásica serão descritas em detalhe no próximo sub-ítem, enquanto as demais merecerão rápidas observações a seguir.

Os quartzitos constituem lentes irregulares concordantes com a xistosidade dos gnaisses e migmatitos. Dada suas pequenas dimensões, não foram delimitados nas cartas geológicas anteriores. Mostram coloração branca, branco-acinzentada, até amarronzada, granulação média e estruturação finamente estratificada. São ora quartzitos puros, ora feldspáticos, por vezes contendo muscovita, biotita, sericita, zircão e granada (Fuck *et alii*, 1969 e 1971; Albuquerque *et alii*, 1971).

Algumas dessas camadas apresentam apreciável conteúdo de magnetita, distribuída em bandas milimétricas alternadas com as de quartzo, conferindo-lhes um caráter itabirítico.

No extremo sudeste da folha Pedra Branca de Araraquara, a leste do rio São João, afloram clorita-biotita-muscovita-xistos, incluindo localmente quartzo-micaxistos e quartzitos (Muratori *et alii*, 1969b). Parecem ocupar ai um *rift-valley* muito antigo, disposto entre dois blocos de migmatitos e granitos de anatexia, tendo sido correlacionados, supostamente, ao ciclo tecto-orogênico da Formação Setuva (Fuck *et alii*, 1971).

9.3.1.3 - Metaultrabasitos, metabasitos e anfibolitos

Rochas de natureza metabásica ou metaultrabásica constituem freqüentes intercalações nos migmatitos do embasamento pré-cambriano, ora como lentes ou camadas de dimensões reduzidas (paleossoma dos migmatitos heterogêneos), ora como maciços maiores, concordantes com a estruturação regional, e que preservaram suas características originais, possivelmente devido à sua resistência aos processos de migmatitização atuantes na área, mormente durante o ciclo Brasiliano.

O principal desses corpos aflora a sudeste de Pien (PR) e exibe um formato grosseiramente lenticular, alcançando cerca de 20 km na direção NE-SW (orientação regional dos migmatitos), com largura variável entre 0,4 km e 4,5 km. Uma segunda lente com dimensões mais modestas (2,2 km x 0,8 km) ocorre na região de Palmito, a leste do maciço acima referido. Ambos foram inicialmente estudados por Trein *et alii* (1969b), durante o mapeamento geológico da folha Pien, que reconheceram a presença de duas seqüências litológicas distintas no corpo principal. A primeira, que ocupa uma área maior, é representada por anfibolitos e anfibólio-gnaisses, enquanto a segunda, por eles denominada de complexo básico-ultrabásico, compõe-se de serpentinitos, peridotitos serpen-

tinizados, talco-xistos e noritos. A lente de Palmito é constituída por um metabasito.

O grande interesse que cerca o estudo das associações básico-ultrabásicas, quer do ponto de vista econômico, quer científico, levou Girardi (1974) a escolher essa área como tema de sua tese de Livre-Docência, apresentada junto ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, cujos resultados foram publicados posteriormente por Girardi *et alii* (1974) e Girardi (1976). Como regra, nos referiremos sempre ao trabalho original (Girardi, 1974), dos quais retiramos a quase totalidade das informações expostas a seguir, salvo quando novos dados tenham sido acrescentados posteriormente.

Girardi (1974) manteve as mesmas unidades litológicas individualizadas por Trein *et alii* (1969b), introduzindo pequenas modificações em seus contatos, cujos limites, excetuando-se pequenas mudanças de caráter local*, foram quase integralmente transcritos no mapa geológico da folha Jaraguá do Sul, anexo ao presente texto. Girardi (*op.cit.*) denomina de Complexo básico-ultrabásico de Pien (redefinido posteriormente como Complexo máfico-ultramáfico de Pien, por Girardi & Ulbrich, 1978) ao conjunto de corpos ultrabásicos (metaperidotitos, metapiroxenitos, metanoritos, serpentinitos e xistos magnesianos) e lentes básicas (hornblenda-metagabros, anfibolitos e anfibólio-gnaisses) aflorantes nas proximidades de Pien, que acredita, com base em dados petrográficos, químicos e geocronológicos, serem intrusões co-magmáticas. Essas rochas sofreram a atuação de dois eventos metamórficos principais, o primeiro dos quais sob condições da fácies granulito (relacionado ao ciclo Transamazônico), e o segundo, com temperaturas mais baixas ao nível da fácies anfibolito (durante o ciclo Brasiliano).

---

* Essas mudanças basearam-se nos dados coletados durante a campanha de amostragem de solos, executada pelo geólogo Marco Aurélio da Silva Carvalho.

O corpo lenticular de Palmito, por sua vez, mostra ser composto por um diabásio uralitizado, com textura subofítica, contendo principalmente plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênios (augita e pigeonita), biotita, clorita e titanita. Ainda segundo Girardi (1974), a textura tipicamente ígnea e os resultados de datações K/Ar (variando de 435 m.a. a 598 m.a.) sugere tratar-se de uma intrusão uralitizada no ciclo Brasiliano, excluindo a hipótese de uma possível cosanguinidade entre esse diabásio e as rochas do complexo básico-ultrabásico.

O complexo básico-ultrabásico de Pien acha-se em grande parte contido no Granito Agudos (todo o seu flanco noroeste e a metade da borda sudeste), contatando com migmatitos e granulitos na sua porção centro-sul. Sedimentos permo-carboníferos do Grupo Itararé recobrem-no em seu extremo sudoeste.

Dentro desse corpo as rochas ultrabásicas e ultramáficas ocupam duas zonas principais, com formato grosseiramente lenticular, ocorrendo ainda como pequenas lentes intercaladas nas rochas básicas. O primeiro desses domínios estende-se desde a região de Campina dos Crispins até alguns quilômetros a sudoeste do rio Pien, constituindo parte do flanco noroeste do maciço. O segundo, na borda sul do complexo, prolonga-se de Campina dos Maias ao ribeirão Campo Novo, junto ao contato com os sedimentos paleozóicos. Em ambas as zonas e nas demais pequenas lentes ocorrem metaperidotitos, metapiroxenitos, metanoritos, serpentinitos e talco-xistos, ora predominando um ou outro tipo, localmente com pequenas intercalações de composição gabróide ou anfibolítica (Girardi, 1974).

Nos metaperidotitos predominam os ortopiroxênios e olivinas, enquanto clinopiroxênios, espinélio, magnetita e serpentina são minerais subordinados de presença constante. Os metapiroxenitos exibem amplas variações percentuais de piroxênios monoclínicos e ortorrômbicos, com participação expressiva de anfibólios (pargasita-hornblenda e tremolita-

actinolita), enquanto que titanomagnetita, ilmenita, plagioclásios, serpentina, talco e clorita ocorrem em pequena quantidade. Uma maior participação de plagioclásios nessas rochas conduz ao aparecimento de matanoritos, nos quais domina a bronzita, aparecendo anfibólios, espinélios, titanomagnetita, cromita, ilmenita e pirita em quantidades acessórias. A textura dessas rochas é normalmente granoblástica e sua granulação varia de fina à media.

As rochas mais comuns dentre as ultramáficas são, no entanto, os serpentinitos, grande parte dos quais deve ter-se originado a partir de dunitos, embora os piroxenitos também tenham contribuído para a sua formação. Serpentina, opacos (magnetita, cromita e hematita), talco, dolomita e espinélio, ao lado de cristais remanescentes de piroxênios e olivinas, são os minerais existentes nos serpentinitos.

Nos xistos magnesianos os minerais essenciais são talco e clorita, com opacos, rutilo, tremolita, turmalina e quartzo ocorrendo em teores subordinados. Sua textura é nematoblástica ou porfiroblástica.

As rochas básicas, por outro lado, ocupam a maior parte do complexo, constituindo uma lente de direção NE-SW, interrompida em sua porção central por um falhamento orientado aproximadamente segundo N-S. Em função das variações texturais e mineralógicas que apresentam foram classificadas por Girardi (1974 e 1976) em hornblenda-metagabros (os tipos mais abundantes), anfibolitos e gnaisses anfibolíticos. Os primeiros caracterizam-se pela textura granoblástica e presença constante de plagioclásios, anfibólios (pargasitas e tremolita-actinolitas) e, em grande parte das amostras, também de clinopiroxênios (salitas). Os anfibolitos mostram textura nematoblástica, neles predominando amplamente os anfibólios (pargasitas a pargasitas ferruginosas e tremolita-actinolitas), com plagioclásios e clinopiroxênios ocorrendo em apenas poucas amostras. Já os gnaisses anfibolíticos exibem uma alternância de bandas milimétricas, félsicas e máficas,

aquelas com plagioclásio e quartzo num arranjo granoblástico, enquanto nas faixas escuras predominam anfibólios, plagioclásios e clinopiroxênios. Os minerais acessórios são praticamente os mesmos, embora compareçam em proporções variáveis nos três tipos litológicos: granada, opacos, biotita, clorita e epidoto.

Finalmente, deve-se atentar para o fato de que Girardi (1974 e 1976) encontrou muitas semelhanças nos parâmetros químicos das amostras de Pien, com as dos complexos de Maryland (USA) e Vourinon (Grécia), ambos considerados como exemplos de maciços alpinos por Thayer (1967, in: Girardi, *op.cit.*). Posteriormente, no entanto, Girardi & Ulbrich(1978) concluem que "as análises químicas de olivinas, espinélios e especialmente orto e clinopiroxênios mostram diagramas de tendência (trends) compatíveis com a derivação a partir de complexos estratiformes recristalizados". Nesse sentido, a suíte ultramáfica representaria a fração *cumulus*, sendo a parte máfica o resíduo magmático.

9.3.2 - Corpos graníticos intrusivos

Diversos corpos de rochas graníticas foram individualizados nos mapeamentos anteriores da área em questão, sendo considerados intrusivos nos gnaisses e migmatitos do embasamento cristalino, dos quais, via de regra, apresentam-se discordantemente estruturados e com contatos através de falhamentos. Esses maciços mostram dimensões muito variadas, indo desde pequenos *stocks* até batólitos, e receberam denominações próprias com base na toponímia das regiões onde ocorrem, a saber: Agudos, Morro Redondo, Serra da Igreja, Marumbi, Piraí, Dona Francisca, Corupá e Serra Alta.

O batólito granitóide de Agudos ocupa uma superfície superior a 450 km^2, distribuindo-se pelas folhas geológicas Tijucas do Sul (Trein *et alii*, 1969a), Pien (Trein *et alii*, 1969b) e Mandirituba (Marini *et alii*, 1970). Tanto nos mapas anteriormente citados, como em Fuck *et alii* (1969), exis

tem apenas breves referências a esse corpo, aludindo à sua natureza calco-alcalina e ao seu caráter intrusivo no embasamento cristalino. Esse caráter intrusivo foi claramente admitido por Trein (inédito) na folha Tijucas do Sul, mas Marini (inédito) cita que na folha Mandirituba, as relações desse corpo granítico (por ele denominado de Granito Palermo) com os migmatitos embrechíticos envolventes não são muito conspícuas, parecendo ser de natureza gradativa.

Essa questão torna-se ainda mais intrigante quando confrontamos os mapas geológicos da região de Pien, executados por Trein *et alii* (1969b) e por Girardi (1974). Segundo os primeiros autores, os litotipos aflorantes na faixa Grama dos-Pien-Poço Frio são embrechitos, localmente da fácies granulito, pertencentes ao embasamento pré-cambriano. Girardi (*op. cit.*), no entanto, incluiu as rochas alí existentes no Granito Agudos, embora ressalte que em parte dessa área o maciço apresenta alguma orientação conferida pelo alinhamento de feldspatos e micas.

Esse último autor admite, ainda, o caráter intrusivo do maciço, com base quer na predominante isotropia das rochas que compõe, em flagrante contraste com a orientação pronunciada dos migmatitos, quer em algumas determinações radiométricas Rb/Sr, que apontaram idades ao redor de 580 m.a., referíveis ao intervalo dos granitos sin a tarditectônicos do ciclo Brasiliano (Cordani & Kawashita, 1971).

Em termos composicionais, o maciço exibe variações de granito a granodiorito, com predomínio das fácies graníticas nas folhas Tijucas do Sul e Mandirituba, que se tornam subordinadas na folha Pien. São rochas normalmente equigranulares, por vezes porfiróides, com granulação média a grosseira e coloração rósea (predominante) a cinza. Os termos graníticos são constituídos por feldspato potássico (geralmente microclínio pertítico), quartzo, plagioclásio (An_5-An_{10}), biotita, hornblenda, epidoto, apatita, muscovita, esfeno, opacos e, eventualmente, fluorita. A composição mineralógica

dos litotipos granodioríticos e adamelíticos inclui oligoclásio, quartzo, microclínio, hornblenda, biotita, epidoto, opacos, muscovita, clorita, titanita e alanita (Trein, inédito; Marini, inédito; Albuquerque *et alii*, 1971, Girardi, 1974). Ainda nesse corpo, duas amostras analisadas por Selbach & Zimmermann (1977), procedentes da borda sudeste do maciço, a norte de Tarumã, indicaram a composição de granodiorito, contendo os mesmos minerais retromencionados.

Girardi (1974) assinala também a presença de encraves básicos de composição anfibolítica, com dimensões mili a centimétricas, caoticamente orientados e, de um modo geral, ligados aos termos graníticos do maciço.

A presença de litotipos orientados, os contatos por vezes pouco claros com os migmatitos embrechíticos que os circundam e sua composição predominantemente granodiorítica a adamelítica, leva-nos a crer que o Granito Agudos constitui um provável maciço sin- a tarditectônico, em parte autõctone. Tal hipõtese, no entanto, carece de estudos mais aprofundados para sua efetiva comprovação.

Os demais corpos graníticos diferem do Granito Agudos não só por exibirem dimensões mais modestas, como, principalmente, por apresentarem uma composição francamente peralcalina (Corupá, Morro Redondo e Serra Alta) ou tendendo à alcalina (Serra da Igreja, Marumbi, Piraí e Dona Francisca). Esse fato, aliado ao seu posicionamento discordante em relação aos migmatitos regionais, levou os diversos autores que os estudaram a considerá-los como intrusivos no embasamento cristalino (Maack, 1961; Fuck *et alii*, 1967 , 1969 e 1971; Cordani & Girardi, 1967; Muratori *et alii*, 1969a e 1969b; Trein *et alii*, 1969a; Albuquerque *et alii*, 1971 e Trainini, 1974), durante a chamada fase pós-tectônica do ciclo Brasiliano (Cordani & Kawashita, 1971; Cordani, 1974 e Hasui *et alii*, 1978).

Dentre esses maciços salienta-se o do Morro Redondo, não só por sua considerável dimensão (superior a 250 km^2

de área), como pelo notável contraste por ele exibido em fotos aéreas, imagens de radar e ERTS, destacando-o sobremaneira dos gnaisses e migmatitos encaixantes, com os quais entra em contato, mormente por falhamentos. Esse batólito granítico ocupa porções aproximadamente equivalentes nos territórios paranaense e catarinense, ao longo da serra do Mar, poucos quilômetros a oeste de Garuva. Sua posição já fora assinalada por Maack (1961) - que o considerou como sendo possivelmente alcalino -, em seu mapa de localização dos maciços de granitos alcalinos da serra do Mar, no estado do Paraná (escala 1:500.000), embora não haja qualquer referência a esse corpo no texto do referido trabalho. Sua faixa de exposição no trecho paranaense foi delimitada por Trein *et alii* (1969a) e Muratori *et alii* (1969b), respectivamente nas folhas Tijucas do Sul e Pedra Branca de Araraquara. Segundo Trein (inédito), no âmbito da primeira folha o Granito Morro Redondo é equigranular, leucocrático, com coloração branca ou cinza clara e granulação média. Ao microscópio revela uma composição mineralógica que compreende quartzo, feldspato alcalino (freqüentemente pertitizado), plagioclásio sódico, anfibólio sódico (riebeckita?), ferro-hastingsita, aegirina-augita, barkevicita (?) e biotita, como minerais essenciais. Zircão, fluorita, clorita, epidoto, alanita, esfeno, muscovita, apatita e opacos são os acessórios principais. Já Albuquerque *et alii* (1971), estudando a porção sul desse maciço, descrevem-no como uma rocha de coloração rosada ou cinza-claro, com granulação grosseira, por vezes porfiróide, composta por quartzo, ortoclásio intensamente pertitizado, albita ou oligoclásio, biotita (cloritizada), riebeckita, aegirina-augita e zircão, sendo classificada como um granito alcalino a sub-alcalino.

O granito alcalino de Corupá, descrito por Albuquerque *et alii* (1971), ocupa uma superfície de cerca de 60 km^2 a leste da cidade homônima, formando o chamado morro do Boi, que apresenta o formato de um "bumerangue", rodeando o flanco sul-sudeste da bacia vulcano-sedimentar de Campo Alegre. A freqüente presença de material coluvionar em suas zonas

marginais dificulta o estudo dos contatos com as rochas vizinhas, que se dão aparentemente por falhas, quer com os migmatitos do "Grupo Taboleiro", quer com os sedimentos e as rochas vulcânicas de idade eopaleozóica.

Albuquerque *et alii* (1971) reconhecem nesse maciço a presença de granitos alcalinos (riebeckita-granitos e aegirina-augita-granitos) e sienitos alcalinos (nordmarkitos e larvikitos), estes últimos constituindo variações laterais dos termos graníticos. São, de um modo geral, equigranulares, ocasionalmente porfiróides, com granulação média a grosseira e coloração pardo-avermelhada, por vezes cinza. Sua mineralogia essencial compõe-se de quartzo (em teores inferiores a 5% nos sienitos), ortoclásio finamente pertítico, plagioclásio ácido (albita-oligoclásio), riebeckita, aegirina-augita, aegirina, titano-augita, barkevicita e arfvedsonita, ora predominando um ou outro anfibólio ou piroxênio sódico. Como minerais acessórios ou produto de alteração aparecem biotita (lepidomelano), titanita, apatita, epidoto, zoisita, fluorita, zircão, opacos, calcita, alanita, óxidos de ferro e minerais argilosos.

Trainini (1974) assinala a presença de um pequeno corpo granítico de composição alcalina, aflorando junto à estrada que liga São Bento do Sul a Corupá, a cerca de 10,9 km a sul daquela cidade, ao qual denominou "Granito alcalino Serra Alta"*. A presença de zonas radiometricamente anômalas em seu âmbito motivou a execução de uma sondagem na borda sul do corpo (furo CA-12, Projeto Campo Alegre; Valiati, 1974), que atingiu a profundidade de 120,60 m, sempre atravessando rochas graníticas de natureza alcalina.

Os estudos ora efetuados na região pouco acrescen-

---

* A denominação Serra Alta nos parece imprópria, dada a distância entre a estação Serra Alta e o corpo granítico (ao redor de 8 km) e por aflorarem, nessa localidade, rochas do embasamento cristalino em contato com os sedimentos do Grupo Itararé.

taram aos dados fornecidos por Trainini (*op.cit.*), permanecendo ainda indefinidas as relações de contato com as rochas adjacentes. O corpo apresenta-se grosseiramente orientado na direção E-W, com dimensões aproximadas de 0,7 km x 3,0 km, mostrando-se arrasado e quase sempre bastante alterado, originando esparsos afloramentos, o que torna particularmente difícil o seu estudo.

Ao longo da citada estrada limita-se, tanto a sul como a norte, com rochas vulcânicas ácidas (traquitos, riolitos), que ora constituem diques encaixados em gnaisses milonitizados do embasamento pré-cambriano, ora assumem feições que lembram derrames, fato já registrado por Ebert (1971a). Na borda oeste é recoberto por sedimentos permocarboníferos do Grupo Itararé, e a leste entra em contato com gnaisses e migmatitos do embasamento cristalino, nos quais se supõe seja intrusivo. Trainini (*op.cit.*) cita ainda a existência de um falhamento E-W em sua porção meridional, o que não foi possível confirmar no presente trabalho.

As relações geológicas entre as rochas graníticas e as vulcânicas são dúbias e por vezes contraditórias. No furo CA-12, à profundidade de $\pm$ 23 m, um delgado veio de riolito, com 1,5 cm de espessura, corta o granito alcalino, estando por sua vez, deslocado por pequenas falhas. No entanto, em uma cachoeira distando cerca de 100 m a leste da estrada SC-21 (na altura do quilômetro 8,0 a sul da estação Serra Alta), encontrou-se a relação inversa, com diques de microgranito alcalino, com até 30 cm de espessura, penetrando claramente nas rochas vulcânicas.

Um outro fator relevante é a composição mineralógica bastante semelhante dessas rochas. Segundo Trainini (1974) e Valiati (1974), o granito alcalino apresenta uma granulação variando de grosseira à fina e uma coloração rósea ou rôseo-amarelada. Compõe-se essencialmente de álcali-feldspato, sendo ortoclásio o tipo principal e albita o subordinado, ocorrendo quartzo intersticial. Os máficos são riebeckita e

rara biotita. Titanita e zircão são os acessórios, ocorrendo ainda pequenas disseminações locais de pirita e arsenopirita. Ebert (1971a), estudando os termos vulcânicos vizinhos a esse corpo granítico*, assinala o seu caráter fortemente alcalino, comprovado pela presença de barkevicita, riebeckita e aegirina nessas rochas. Essa semelhança composicional pressupõe uma origem mais ou menos comum para ambos os tipos litológicos, representando o granito os termos hipoabissais (granito sub-vulcânico?), passando lateralmente à fácies vulcânica.

A leste da bacia vulcano-sedimentar do rio Guaratubinha, ao longo da serra da Igreja, ocorre um outro corpo granítico intrusivo, que recebeu a denominação do acidente topográfico por ele formado, igualmente utilizada para referenciar a folha geológica na qual se enquadra. Seus limites foram estabelecidos por Muratori *et alii* (1969a), segundo os quais esse maciço exibe um formato alongado no sentido NE-SW, ocupando uma área ao redor de 80 km^2 e mostrando, quase sempre, contatos por falhas com os migmatitos encaixantes. De acordo com os autores acima, esse granito apresenta caráter sub-alcalino, enquanto Fuck *et alii* (1971) o descrevem como de tendência alcalina, juntamente com os maciços Graciosa, Anhangava, Marumbi e Morro Redondo, todos eles apresentando piroxênios e anfibólios sódicos.

Apenas a porção meridional do Granito Marumbi se insere na área em discussão, ocupando uma superfície inferior a 20 km^2 junto ao limite setentrional da folha Serra da Igreja, a norte da auto-estrada Curitiba - Paranaguá (Muratori *et alii*, 1969a). Devem-se a Maack (1961) os primeiros estudos sobre esse corpo granítico, pondo em evidência o seu caráter intrusivo e sua associação com os granitos alcalinos

---

* Duas amostras procedentes da estrada São Bento do Sul - Corupá, coletadas a $\pm$ 7,8 km e 8,4 km a sul da estação Serra Alta, foram classificadas por Ebert como sendo, respectivamente, riebeckita-traquito e comendito. O corpo granítico alcalino aflora a $\pm$ 8 km a sul da referida localidade.

da serra da Graciosa e do pico Paraná. Cordani & Girardi (1967) mapearam a folha Morretes (a norte da folha Serra da Igreja), onde ocorre a maior parte desse maciço granítico, chamando a atenção para a presença, em dois locais, de contatos aparentemente ígneos com as rochas metamórficas encaixantes, embora, à semelhança do que acontece na porção sul, estes se dêem preferencialmente por falhamentos.

Segundo Maack (1961), Cordani & Girardi (1967) e Fuck *et alii* (1967c), o Granito Marumbi é uma rocha equigranular, média à grosseira, com coloração cinza-clara, por vezes avermelhada. Os minerais dominantes são quartzo, feldspato potássico micropertítico e plagioclásio (An_2 - An_8). Apresenta sistematicamente biotita como mineral máfico, não aparecendo anfibólios ou piroxênios sódicos. Como acessórios temos muscovita, zircão, fluorita, apatita, magnetita, epidoto e clorita. A composição do plagioclásio, a presença de feldspato intensamente pertitizado e o resultado de uma análise química, levaram Maack (*op.cit.*) a incluir esse granito no complexo granítico alcalino da serra do Mar.

Cordani & Kawashita (1971) e Cordani (1974) apresentam os resultados de determinações radiométricas em rochas desse maciço, incluindo uma análise Rb/Sr em rocha total (525 $\pm$ 50 m.a.) e duas K/Ar em biotitas (553 $\pm$ 28 m.a. e 495 $\pm$ 15 m.a.), relacionando-o à fase pós-tectônica principal do ciclo Brasiliano.

De acordo com Albuquerque *et alii* (1971), os maciços graníticos Dona Francisca e Piraí, aflorantes junto à serra do Mar, na borda oriental da folha Jaraguá do Sul, apresentam, como feição petrográfica comum, uma extrema escassez em minerais máficos, sendo classificados como alaskitos. São rochas leucocráticas, equigranulares, com granulação fina à média e coloração avermelhada ou vermelho-carne. Constituem-se essencialmente de ortoclásio muito pertitizado, quartzo e plagioclásio ácido (oligoclásio). Biotita é um mineral raro, encontrando-se freqüentemente cloritizada, apare

cendo ainda epidoto e opacos como acessórios.

9.3.3 - Seqüências molássicas eopaleozóicas

9.3.3.1 - Comentários gerais

Encravadas nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e Santa Catarina, são conhecidas diversas formações sedimentares pouco ou nada dobradas e metamorfizadas geralmente com vulcanitos associados, as quais vêm sendo consideradas por vários autores como representantes de uma fase molássica tardia, relacionada ao estágio de cratonização da Região de Dobramentos Sudeste, ocorrida no final do ciclo Brasiliano (Almeida, 1967; Trein & Fuck, 1967; Fuck *et alii*, 1971; Hasui *et alii*, 1975 e Wernick *et alii*, 1978). Esses conjuntos litológicos são também denominados de "seqüências eopaleozóicas" por apresentarem idades intermediárias entre o Cambriano inferior (fase de intrusão dos granitos pós-tectônicos) e o Devoniano (época de deposição da Formação Furnas, que recobre parte dessas rochas em nítida discordância angular).

As principais áreas de exposição desses depósitos situam-se nas regiões de Castro e Piraí do Sul, PR (Grupo Castro; Trein & Fuck, 1967), no vale do rio Itajaí, SC (Grupo Itajai; Schulz Jr. *et alii*, 1969; Albuquerque *et alii*, 1971) a leste de São Bento do Sul, SC (Grupo Guaratubinha; Ebert, 1971a); a sudeste de Curitiba, PR (Formação Guaratubinha, Fuck *et alii*, 1967d) e a noroeste de Campo Largo, PR (Formação Camarinha; Muratori *et alii*, 1967). Uma outra ocorrência do Grupo Itajaí foi descrita a sul de Corupá, SC (Albuquerque *et alii*, 1971), enquanto que derrames e corpos diquiformes de vulcanitos ácidos, igualmente relacionados às seqüências eopaleozóicas, ocupam áreas restritas em diversas porções dos territórios paranaense e catarinense, destacando-se aquelas da estrada São Bento do Sul - Corupá (Ebert, 1971a), da ilha de Florianópolis e da serra do Taboleiro (Mônaco *et alii*, 1974).

Embora os chamados "depósitos de molassa" guardem entre si flagrantes semelhanças lito-cronológicas e haja um consenso favorável na literatura geológica quanto à sua contemporaneidade, diversos fatores têm impedido, na prática, que seja uniformizada a nomenclatura estratigráfica a eles referente, mantendo-se denominações particulares para cada uma das ocorrências maiores conhecidas (Castro, Camarinha, Guaratubinha, Campo Alegre e Itajaí). Dentre esses fatores destacamos:

a) a descontinuidade física entre as ocorrências, geralmente distanciadas entre si de algumas dezenas de quilômetros;

b) o intenso tectonismo rígido que afetou a maioria dos depósitos, dificultando a ordenação dos eventos sedimentares e magmáticos neles atuantes, muitas vezes em processos recorrentes;

c) a ausência de datações geocronológicas em número suficiente que permita estabelecer a possível contemporaneidade entre os eventos magmáticos; e

d) a falta de estudos estruturais profundos dentro de um contexto geotectônico regional, aos quais devem, necessariamente, somar-se análises de natureza paleomagnética, paleogeográfica e paleoclimática.

Fruto dessas dificuldades, até o momento apenas as seqüências vulcano-sedimentares de Campo Alegre e do rio Itajaí comportaram divisões em sub-unidades litoestratigráficas. Nas demais têm-se somente a delimitação no terreno dos termos sedimentares e vulcânicos (ácidos e básico-intermediários), agrupando-se, por vezes, sob uma única denominação genérica, rochas geradas em etapas completamente distintas, desacreditando em parte as correlações inter-bacias, baseadas mormente numa certa semelhança litológica entre as unidades que as compõem.

Interessam ao presente estudo as seqüências vulcano-sedimentares inseridas na bacia de Campo Alegre, na área

do rio Guaratubinha e na fossa tectônica de Corupá, além dos vulcanitos aflorantes entre São Bento do Sul e Corupá, já que em seus domínios desenvolveu-se a quase totalidade da amostragem de sedimentos de corrente, cuja análise geoquímica constituía-se num dos principais objetivos do atual projeto. Como parte dessas exposições mereceu um mapeamento geológico intensivo, dar-se-á aqui uma certa ênfase em sua descrição.

9.3.3.2 - Trabalhos anteriores

Grande parcela das observações geológicas envolvendo os depósitos eopaleozóicos da porção meridional do território brasileiro foram feitas na região próxima a Blumenau, com evidentes reflexos nos estudos posteriores sobre as áreas ora em foco, merecendo, por isso, serem aqui comentadas.

Dutra (1926) denomina de Série Itajaí a um conjunto de rochas sedimentares (folhelhos, quartzitos, arenitos, arcósios e conglomerados) aflorantes no vale do rio homônimo, considerando-as distintas daquelas da Série Itararé.

Carvalho & Pinto (1938) ampliam as observações sobre essa unidade, correlacionando-a à Série Camaquã (no Rio Grande do Sul), e reconhecem a presença de intrusões de porfiritos no morro Pelado e em Apiúna, as quais haviam sido descritas como quartzitos por Dutra (*op.cit.*). Relatam também a existência de afloramentos de arenitos feldspáticos e folhelhos entre as localidades de Bateias e São Miguel (portanto, já no contexto da bacia de Campo Alegre), os quais, no entanto, foram incluídos erroneamente na Série Itararé.

Oliveira & Leonardos (1943) correlacionam as Séries Itajaí e Ribeira (do estado de São Paulo), e denominam de Formação Blumenau aos conglomerados aflorantes nas proximidades daquela cidade, constituídos essencialmente de elementos da Série Itajaí.

Freitas (1945) estuda detalhadamente o conglomerado do morro do Baú, atribuindo-lhe uma origem flúvio-piemôn-

tica, em contraposição à natureza glacial preconizada pelos autores anteriores.

Maack (1947) divide a Série Itajaí nas Formações Ibirama (inferior) e Gaspar (superior), considerando-as mais antigas que as intrusões de quartzo-pórfiros e de alguns corpos graníticos; ao mesmo tempo mantém a proposição anterior de Oliveira & Leonardos (1943), admitindo, para a Formação Blumenau, uma idade mais recente que a das intrusivas e efusivas ácidas, numa situação estratigráfica análoga à da Formação Iapó, no estado do Paraná. Ainda nesse mesmo trabalho, o autor acima apresenta duas outras observações pertinentes ao tema ora em exame, a saber:

1º) a presença, na serra de São Miguel, de camadas glaciais várvicas metamorfizadas e perturbadas, as quais embora se assemelhassem às da Série Itajaí, foram por ele incluídas na Série Itararé, incorrendo, então, em erro idêntico ao do Carvalho & Pinto (1938);

2º) a existência de um *stock* de quartzo-(riolito)-pórfiro sustentando o pico de Caratuba, na serra do Mar, o qual correlacionou aos quartzo-pórfiros da área de Castro*.

Almeida (1949) registra a existência de um novo campo de riolitos e sedimentos tufíticos associados, cobrindo área apreciável na região de Campo Alegre (SC), e descreve as características meso- e microscópicas dos principais tipos petrográficos presentes ao longo da rodovia que liga aquela cidade a Joinvile. Assinala também uma certa similaridade petrográfica entre alguns desses vulcanitos e os aflorantes em Castro e no vale do rio Itajaí-Açu, os últimos dos quais verificou serem contemporâneos à sedimentação da Série Ita-

---

* Em trabalho posterior, o próprio autor (Maack, 1961) lança dúvidas sobre a validade dessa correlação, ao redescrever o litotipo do pico de Caratuba como sendo um granito pórfiro metamorfizado, constituindo provavelmente uma antiga rocha alcalina recristalizada.

jaí. Indica, ainda, a presença de rochas riolíticas na região de Campo Largo da Roseira, a sul de Curitiba. Em trabalho realizado em 1948, mas somente publicado alguns anos após, Almeida (1953) volta a abordar essa questão, sugerindo novamente uma possível correlação entre as atividades vulcânicas da Série Itajaí e os riolitos e sedimentos piroclásticos do planalto de Campo Alegre, ratificando, igualmente, a natureza piroclástica das rochas descritas equivocadamente por Maack (1947) como "sedimentos glaciais metamorfizados e perturbados".

Barbosa (1957) tece ligeiras considerações a respeito do caráter ignimbrítico de algumas rochas da região de Campo Alegre.

Maack (1961) informa ter encontrado arenitos suavemente dobrados e xistos finamente laminados, com extensos lençóis de riolito, nas áreas de Agudos do Sul - Campestre e Oxford - Campo Alegre - serra de São Miguel, correlacionando os termos sedimentares àqueles da Série Itajaí.

Salamuni *et alii* (1961) redefinem a Série Itajaí, subdividindo-a nas Formações Garcia (inferior) e Gaspar (superior), separadas aparentemente por uma discordância angular, que nem esses autores, nem Loczi (1966) conseguiram reconhecer com segurança no terreno. A Formação Garcia desses autores corresponde aproximadamente à Formação Ibirama de Maack (1947), mas, ao lado dos litotipos sedimentares dominantes (arenitos finos, siltitos, siltitos argilosos, calcários siltíticos e delgadas lentes de conglomerados), ocorrem, em associação íntima, rochas vulcânicas ácidas e piroclásticas (aglomerados, brechas e cineritos). A Formação Gaspar caracteriza-se por uma maior incidência de clásticos grosseiros, envolvendo arcósios vermelhos, de grã média à grosseira, juntamente com possantes depósitos rudáceos (incluindo-se aqui a Formação Blumenau e o conglomerado do morro do Baú), com pequena participação de siltitos e arcósios finos. Ainda segundo Salamuni *et alii* (*op.cit.*), as atividades vul-

cânicas ácidas teriam, ao que parece, pouco ou nada afetado a Formação Gaspar, com o que concorda Loczi (1966).

Almeida (1967) cita, como exemplo de coberturas típicas da paraplataforma eopaleozóica, as Formações Castro e Piraí (no Paraná) e Campo Alegre (em Santa Catarina), além de outras, atribuindo-lhes o mesmo caráter geotectônico dos Grupos Camaquã (no Rio Grande do Sul), Jaibaras (no Ceará) e Itajaí (em Santa Catarina). Não esclarece, no entanto, em que sentido usou o termo "Formação Campo Alegre" (se puramente associativo ou com conotação estratigráfica) e quais seriam as unidades litológicas nela englobadas.

O mapeamento das porções pré-devonianas do território paranaense, realizado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná na segunda metade da década de sessenta, trouxe uma substancial contribuição ao conhecimento das seqüências eopaleozóicas daquele estado, não só por dar uma melhor definição às ocorrências já descritas (reunidas no Grupo Castro por Trein & Fuck, 1967) como, principalmente, pela descoberta de depósitos com rochas semelhantes (Formações Camarinha e Guaratubinha, criadas, respectivamente, por Muratori *et alii*, 1967, e Fuck *et alii*, 1967d). A faixa de exposição da Formação Guaratubinha nas áreas adjacentes àquela estudada por Fuck *et alii* (1967d) foram totalmente delimitadas por Muratori *et alii* (1969a e 1969b) e Trein *et alii* (1969a). Por outro lado, Trein *et alii* (1969b), mapeando o trecho paranaense da folha Campo Alegre (publicada como folha geológica Pien), indicam duas pequenas ocorrências de arcósios e conglomerados da Formação Guaratubinha, mas já inseridas nos domínios da bacia vulcano-sedimentar de Campo Alegre.

Nessa mesma época, Schulz Jr. *et alii* (1969, 1970) propõe uma nova divisão para a seqüência eopaleozóica da bacia do rio Itajaí, denominando-a globalmente de Grupo Itajaí e sub-dividindo-a em quatro unidades litoestratigráficas, a saber (da base para o topo):

a) Formação Garcia, constituída por siltitos, folhelhos

sílticos, arenitos finos, arcósios e, localmente, lentes conglomeráticas pouco espessas, equivalendo aos termos sedimentares da Formação Garcia de Salamuni *et alii* (1961), da qual excluíram-se as vulcânicas ácidas e rochas piroclásticas associadas;

b) Granito Subida, com composição alasquítica e mostrando um posicionamento claramente intrusivo no conjunto anterior;

c) Formação Campo Alegre, incluindo as rochas riolíticas que cortam ou recobrem discordantemente os sedimentos da Formação Garcia, correlacionadas por diversos autores aos vulcanitos ácidos descritos por Almeida (1949) na região de Campo Alegre; e

d) Formação Baú, correspondendo aproximadamente à antiga Formação Gaspar, no sentido que lhe deram Salamuni *et alii* (*op.cit.*), cujos litotipos características são conglomerados polimícticos e arenitos arcosianos grosseiros, com raros sedimentos de granulação fina.

Ainda segundo Schulz Jr. *et alii* (1969) as relações de contato entre as Formações Garcia e Baú permanecem obscuras, não tendo a última, aparentemente, sido intrudida pelo Granito Subida e pelas vulcânicas ácidas da Formação Campo Alegre.

A divisão estratigráfica proposta por Schulz Jr. *et alii* (1969) foi empregada por Albuquerque *et alii* (1971),* durante o mapeamento geológico das quadrículas Blumenau (em escala 1:250.000), inserindo-se naquela duas grandes ocorrências de rochas eopaleozóicas, motivo de estudo durante o presente projeto. A primeira delas está restrita a uma fossa tec

---

* Esses autores, no entanto, incluíram o conglomerado de Blumenau (Formação Blumenau de Oliveira & Leonardos, 1943) na Formação Garcia, fazendo com que a Formação Baú (Schulz Jr. *et alii*, 1969) não corresponda integralmente à antiga Formação Gaspar de Salamuni *et alii* (1961).

tônica de direção NE-SW, localizada a sul de Corupá, e envolve litotipos que Albuquerque *et alii* (1971) julgaram ser correlatos aos da Formação Garcia. A segunda corresponde à bacia eopaleozóica de Campo Alegre, cujo pacote vulcano-sedimentar foi relacionado, por aqueles autores, às Formações Campo Alegre e Baú (embora apenas a primeira dessas unidades tenha sido delimitada no respectivo mapa geológico), ficando, assim, implícita uma idade mais jovem para esse conjunto em relação ao do *graben* de Corupá.

Ebert & Brochini (1971) e Ebert (1971a) examinam em detalhe ambas as ocorrências, resultando de seus estudos a mais significativa contribuição ao conhecimento geológico das seqüências eopaleozóicas aflorantes naquela região. Esse último autor reuniu, sob a denominação de Grupo Guaratubinha, todo o pacote vulcano-sedimentar que compõe a bacia de Campo Alegre, desmembrando-o nas Formações Bateias, Campo Alegre e Rio Turvo. Manteve, por outro lado, o termo Grupo Itajaí para as unidades do *graben* de Corupá, atribuindo-lhes, em concordância com Albuquerque *et alii* (*op.cit.*), uma idade anterior à do primeiro conjunto.

Novas informações sobre essas áreas foram obtidas durante a realização do Projeto Campo Alegre, executado através de convênio entre a Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), visando avaliar o potencial uranífero das rochas eopaleozóicas. Como resultado dessa atividade, Valiati (1974) apresenta a descrição de 17 sondagens testemunhadas (das quais dez localizadas na bacia de Campo Alegre, três no *graben* de Corupá, três em terrenos pré-cambrianos e uma no Granito Serra Alta), enquanto Trainini (1974) delimita com maior precisão (em escala aproximada de 1:25.000) grande parte dos litotipos existentes na fossa tectônica de Corupá. Os dois autores acima não introduziram modificação nas colunas estratigráficas anteriormente propostas. Mas, enquanto Valiati (*op.cit.*) utilizou-se da esquematização sugerida por Ebert (1971a), Trai

nini (1974) optou pela divisão empregada por Albuquerque *et alii* (1971).

Finalmente, no ano de 1977, os formandos do Curso de Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS) executaram o mapeamento geológico, em escala 1:50.000, de uma área com cerca de 210 km^2, envolvendo as porções norte e noroeste da bacia de Campo Alegre, apoiando-se, para tanto, na divisão estratigráfica sugerida por Ebert (1971a).

9.3.3.3 - Descrição das ocorrências

O esquema adotado no decorrer do presente projeto foi o de dividir os conjuntos vulcano-sedimentares em unidades geológicas com base em suas características litológicas e posicionamento estratigráfico, retirando-se qualquer importância à sua denominação formal. Essa simplificação, além de reduzir a polemicidade do tema, torna possível descrever todas as ocorrências de rochas eopaleozóicas dentro de uma única sistemática, facilitando a comparação entre formações similares.

A utilização de unidades litoestratigráficas formais (envolvendo grupos, formações e membros) só seria viável no contexto da bacia de Campo Alegre, onde a estratigrafia das seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares pôde ser estabelecida com bastante segurança. Tal fato permitiu a Ebert (1971a) dividir esse conjunto (Grupo Guaratubinha) em três unidades litoestratigráficas (Formações Bateias, Campo Alegre e Rio Turvo), num arranjo cuja validade foi inteiramente comprovada durante esse trabalho, necessitando tão somente de pequenas modificações de natureza conceitual e de uma melhor caracterização litológica de algumas dessas seqüências.

A aplicação de esquemas desse tipo aos conjuntos eopaleozóicos, que sofreram a atuação de esforços tectônicos, como no caso das ocorrências do rio Guaratubinha e do *graben*

de Corupá*, encontra sérios obstáculos na recuperação da correta ordenação dos eventos sedimentares e magmáticos neles representados. Esse problema, em parte minimizado na fossa tectônica de Corupá, onde os estudos detalhados permitiram determinar o possível empilhamento dos estratos, mostra-se incontornável no caso da área do rio Guaratubinha, que não só carece de análises geológicas mais profundas, como também não recebeu um mapeamento sistemático no atual projeto. Os dados disponíveis sobre essa região limitam-se, então, ao trabalho de Fuck *et alii* (1967d) referente à parte da Formação Guaratubinha, e aos mapas publicados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, nos quais o conjunto eopaleozóico é dividido em três seqüências litológicas, cujas interrelações estratigráficas permanecem ainda com algumas dúvidas.

Assim, em função da descontinuidade espacial dessas ocorrências (o que dificulta sua correlação), dos diferentes níveis de conhecimentos que se dispõe sobre elas e das diversas denominações que lhes foram atribuídas, optou-se por descrevê-las separadamente, dando-se ênfase às suas associações litológicas, vinculadas, sempre que possível, ao seu posicionamento evolutivo dentro do conjunto.

9.3.3.3.1 - Seqüência vulcano-sedimentar do rio Guaratubinha

9.3.3.3.1.1 - Generalidades

Durante o mapeamento geológico do trecho paranaense da serra do Mar, executado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, nos anos de 1967 a 1969, constatou-se a ocorrência, na região a sudeste de Curitiba, de um conjunto de

---

* As tentativas anteriores em correlacionar o conjunto vulcano-sedimentar, inserido no *graben* de Corupá à Formação Garcia (Grupo Itajaí), são inteiramente refutadas no presente trabalho.

rochas sedimentares e vulcânicas cujas características gerais mostravam forte analogia com as das demais formações eopaleozóicas anteriormente descritas na porção sul do território brasileiro.

A presença de vulcanitos ácidos na serra do Mar paranaense já era conhecida desde há muito tempo, tendo sido assinalada por Oliveira (1927), na estrada de ferro ligando Curitiba a Paranaguá, e por Maack (1947), no pico Caratuba. Posteriormente, Almeida (1949) teceu breves comentários sobre a existência de riolitos na região de Campo Largo da Roseira, a cerca de 35 km a sudeste de Curitiba, igualmente referidos por Barbosa (1957).

O levantamento geológico das folhas São José dos Pinhais (Fuck *et alii*, 1967a), Tijucas do Sul (Trein *et alii*, 1969a), Serra da Igreja e Pedra Branca de Araraquara (Muratori *et alii*, 1969a e 1969b) permitiu uma melhor definição da natureza e da distribuição espacial desse conjunto vulcano-sedimentar, denominado por Fuck *et alii* (1967d) de Formação Guaratubinha, que a correlacionou, com base em suas feições litológicas e estruturais, às ocorrências de rochas eopaleozóicas das áreas de Castro - Piraí do Sul (PR), Campo Alegre e Itajaí - Blumenau (SC).

A área ocupada por essa seqüência litológica alcança cerca de 210 km^2, dispondo-se ao longo de uma faixa com direção aproximada NNE-SSW, cujos limites meridional e setentrional são dados, respectivamente, pelas rodovias Curitiba-Joinvile (BR-468) e Curitiba-Paranaguá (BR-277). Em termos geomorfológicos, essa região marca a passagem do relevo escarpado da serra do Mar para os terrenos colinosos do primeiro planalto paranaense.

Segundo Fuck *et alii* (1967d, 1969 e 1971), a Formação Guaratubinha é constituída por uma associação de rochas vulcânicas (de composição ácida e intermediária) e sedimentares, que repousam em discordância angular sobre os migmati-

tos e granitos do embasamento cristalino. Apesar da relativa facilidade em separar no campo os diversos litotipos que compõem esse conjunto, não foi possível àqueles autores estabelecer com segurança suas interrelações estratigráficas, quer devido à pouca acessibilidade à região onde ele aflora, que apresenta fortes desníveis topográficos e extensa cobertura vegetal, quer, principalmente, pela intensa atividade tectônica rígida que afetou essa ocorrência, resultando em falhamentos e basculamentos de blocos, levando os estratos a assumirem posições inclinadas, normalmente entre 25° e 40° (quase sempre com caimentos para sudeste), mas por vezes até verticalizadas. Em razão disso, a Formação Guaratubinha foi dividida em três seqüências litológicas (sedimentar, vulcânica ácida e vulcânica intermediária), agrupando-se em cada uma dessas unidades rochas com características petrogenéticas afins, mas que podem ter sido geradas em etapas distintas dentro da sucessão de eventos deposicionais e magmáticos formadores do pacote vulcano-sedimentar, o que dificulta, ou mesmo impede, a sua ordenação em termos estratigráficos.

No decorrer do presente trabalho pouco pôde ser acrescentado ao quadro geral de conhecimentos sobre esse conjunto eopaleozóico, visto que seu mapeamento, embora necessário, não fora incluído entre as atividades programadas pelo projeto. Assim, nossos estudos na região limitaram-se à execução de alguns poucos perfis na faixa de junção das folhas São José dos Pinhais e Serra da Igreja, que tendo sido cartografadas em anos distintos, mostravam problemas no ajuste dos contatos entre as seqüências litológicas nelas delimitadas.

Desse modo, os dados sobre a Formação Guaratubinha, apresentados a seguir, baseiam-se fundamentalmente no texto de Fuck *et alii* (1967d), que, embora diga respeito apenas à porção dessa unidade inserida na folha São José dos Pinhais (que representa pouco mais de 1/3 da área total por ela abrangida), constitui-se, até o momento, na única descrição deta

lhada desse conjunto, disponível na bibliografia geológica.

9.3.3.3.1.2 - Seqüência sedimentar

As rochas que compõem a seqüência sedimentar distribuem-se por uma área com aproximadamente 70 km^2, em sua maior parte disposta entre o rio Anta Gorda e a rodovia Curitiba-Paranaguá, na porção norte da faixa vulcano-sedimentar. Ocorrências de menor expressão foram mapeadas a sul do rio da Prata (em uma possível sinclinal), nos flancos sudoeste e sul daquela faixa, ou ainda nas adjacências da localidade de São Benedito, essa última isolada num domínio de embrechitos.

De acordo com Fuck *et alii* (1967d), os sedimentos predominantes nesse conjunto são os arcósios, apresentando importantes intercalações de siltitos e argilitos, e ocorrências isoladas de conglomerados. A exemplo da sistemática a ser adotada na análise das formações eopaleozóicas de Campo Alegre e Corupá, serão descritos inicialmente os termos rudáceos, parte dos quais parecem representar também aqui o primeiro episódio deposicional da seqüência molássica.

Os conglomerados constituem afloramentos isolados, geralmente na forma de grandes matacões de superfície rugosa, que podem atingir até 3 m de diâmetro. As únicas evidências de um acamamento grosseiro resultam de um arranjo gradativo dos seixos e de finos leitos de material arcosiano intercalados. São ortoconglomerados polimícticos, contendo seixos com dimensões e composições petrográficas extremamente variadas, dispostos numa matriz arcosiana, composta por grãos de diversos minerais (quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, opacos e outros) e fragmentos líticos dos mesmos litotipos presentes nos fenoclastos. Os seixos são normalmente subangulares a sub-arredondados, predominando aqueles entre 5 cm e 10 cm, embora até matacões possam ocorrer ocasionalmente. Foram identificados como fenoclastos, os vários litotipos do embasamento cristalino da região, tais como: biotita-(hornblenda)-granito, granito fino, microgranito, gnaisses diver-

sos (fitados, ocelares, milonitizados), anfibolito, quartzito, aplito, pegmatito, quartzo e feldspato róseo, além de rochas da própria seqüência vulcano-sedimentar, no caso riolitos, siltitos e arcósios (Fuck *et alii*, 1967d).

As principais ocorrências desses psefitos localizam-se ao longo da rodovia Curitiba-Joinvile, tanto em São Benedito como a sul da represa Vossoroca, e junto à Rodovia Curitiba-Paranaguá, nas cabeceiras do Rio Ipiranga.

A presença de seixos de vulcanitos ácidos nesses ruditos distingue-os, em princípio, daqueles que compõem a porção basal da seqüência sedimentar inferior nas áreas de Campo Alegre e Corupá, onde fenoclastos dessas rochas não foram ainda encontrados. As demais características, no entanto, sugerem uma possível correlação entre esses conglomerados, destacando-se a sua forma comum de afloramentos, a profunda semelhança quanto ao tamanho, grau de arredondamento e natureza dos fenoclastos (excetuando-se os riolitos), sua matriz arcosiana e, principalmente, o igual posicionamento estratigráfico que apresentam por terem sido depositados diretamente sobre o embasamento cristalino na etapa inicial de formação dessas bacias molássicas.

Os arcósios exibem geralmente coloração castanho-avermelhada ou róseo-escura, embora arenitos feldspáticos de cor cinza tenham sido encontrados no rio Guaratubinha. Entre eles dominam os de grã fina à média, contendo grãos sub-angulares de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e raros ferromagnesianos detríticos, podendo ocorrer, esporadicamente, arcósios conglomeráticos com proporções variadas de seixos de riolito, quartzo e feldspato, medindo entre 0,5 cm e 2 cm. A alternância de estratos milimétricos com coloração e granulometria distintas denunciam freqüentemente um certo ritmismo na sua deposição, que pode se repetir de maneira cíclica. Do mesmo modo, são comuns feições de acamamento gradativo, dado pela passagem gradual de arcósios conglomeráticos para siltitos e argilitos, em ciclos que se alternam regu

larmente (Fuck *et alii*, 1967d). Outras estruturas deposicionais presentes nesses psamitos são as do tipo microestratificação cruzada e marcas de ondas assimétricas, essas últimas magnificamente representadas em um afloramento no leito do rio Guaratubinha, a cerca de 200 metros a leste da estrada para a represa Guaricana.

Bancos espessos de siltitos e argilitos ocorrem intimamente associados aos arcósios, mostrando-se muito bem estratificados e endurecidos, e exibindo comumente acamamento rítmico. A coloração dessas rochas varia de castanho-escura (siltitos) a vermelho-tijolo (argilitos). Há também siltitos e argilitos que apresentam uma estratificação milimétrica plano-paralela, dada pela alternância rítmica de leitos esverdeados ou cinza-esverdeados, formados por clorita, pistacita e opacos, e finos níveis claros, constituídos por quartzo e feldspatos (microclínio e plagioclásio), quase totalmente sericitizados (Fuck *et alii*, 1967d).

Ainda no contexto da seqüência sedimentar foram identificadas algumas rochas estratificadas, nas quais houve participação, subordinada ou dominante, de material piroclástico na sua formação, originando, respectivamente, tufitos ou tufos. Litotipos dessa natureza foram encontrados no leito do rio Guaratubinha (a cerca de 700 m a nordeste da estrada para a represa Guaricana), associados a arenitos quartzosos finos, contendo intercalações milimétricas de siltito, ambos de cor cinza. Alguns dos termos piroclásticos ou epi-vulcanoclásticos confundem-se com os estratos arenosos, deles distinguindo-se pela presença freqüente de fragmentos de vulcanitos ácidos, quartzo e feldspato (em cristais bem formados), dispersos numa matriz fina, de cor cinza, algo xistosa. Do mesmo modo, é bastante provável que algumas das rochas da região do rio Guaratubinha, descritas como siltitos e argilitos, sejam na realidade tufitos ou cineritos e cujas características originais foram em parte mascaradas por processos posteriores (diagênese e/ou incipiente metamorfismo) que as atingiram.

9.3.3.3.1.3 - Seqüência vulcânica intermediária

Rochas vulcânicas de composição andesítica, algumas vezes tendendo a dacíticas, cobrem uma área com aproximadamente 75 km^2, a sul do rio Anta Gorda, junto às porções centro-leste e sudoeste da faixa vulcano-sedimentar eopaleozóica. As relações estratigráficas entre os vulcanitos intermediários e as demais unidades litológicas integrantes desse conjunto não estão ainda bem esclarecidas, acreditando-se que eles assumam também aqui um posicionamento equivalente ao dos derrames congêneres na bacia de Campo Alegre, isto é, posteriores à sedimentação inicial (areno-conglomerática) e anteriores ao principal evento magmático de caráter ácido. Além disso, sua estreita associação aos sedimentos psamo-pelíticos sugere que a extrusão e a intrusão dessas lavas tenha ocorrido contemporaneamente ou em períodos intercalados à deposição da maioria dos estratos arcosianos e sílticos-argilosos, predominando ora um, ora outro processo.

A maior parte das rochas que compõem essa unidade apresentam feições típicas de derrames, tais como a presença de andesitos vitrófiros ou amigdaloidais, esses últimos ricos em vesículas e amígdalas orientadas, normalmente com tamanhos entre 0,1 cm e 1,5 cm, e quase sempre preenchidas por calcita, quartzo, clorita e epidoto. Corpos hipoabissais, apresentando litotipos de composição semelhante à dos derrames (biotita-dacitos, augita-andesitos), ocorrem de maneira esparsa, comumente sob a forma de pequenos diques, embora alguns possam constituir *sills* intercalados nos sedimentos.

Os andesitos e dacitos associados são, de um modo geral, de granulação fina, com textura afanítica ou porfirítica, mostrando cores variadas, via de regra com tonalidades escuras: cinza, cinza escuro, cinza violáceo, cinza esverdeado e castanho avermelhado, dependendo da textura e do grau de intemperização que apresentam. Ao microscópio os andesitos caracterizam-se pelas texturas tipicamente porfiríticas, com fenocristais milimétricos de plagioclásio (andesina), cli

nopiroxênio, opacos e, mais raramente, quartzo, dispersos numa matriz hipo- ou holocristalina. No primeiro caso os microlitos de plagioclásio estão imersos numa massa vítrea ou em fase de desvitrificação, constituindo a textura hialopilítica; no segundo, mais freqüente, a matriz microlítica pode ser tanto orientada (textura pilotaxítica), como disposta ao acaso, sem orientação (matriz feltrosa ou *felty*). Opacos, apatita e quartzo são os acessórios mais comuns, ao passo que clorita, pistacita, clinozoisita, hematita, calcita e sericita representam os minerais secundários (Fuck *et alii*, 1967d).

9.3.3.3.1.4 - Seqüência vulcânica ácida

Lavas ácidas e rochas piroclásticas de igual natureza, distribuem-se numa superfície de cerca de 65 km^2, cuja maior parte (58 km^2) situa-se na porção centro-ocidental da formação vulcano-sedimentar, sustentando ali as principais elevações locais da serra do Mar: morro do Escutador e serras Ponta do Campo, Salto e Quitéria. Um outro corpo de vulcanitos ácidos, com expressão bem mais reduzida (em torno de 5 km^2) ocupa o núcleo de uma possível sinclinal, ao longo da serra dos Castelhanos, na região a sul do rio Guaratubinha. Ocorrências isoladas de pequeno porte foram assinaladas tanto no domínio das seqüências vulcânica intermediária e sedimentar, como, principalmente, no âmbito do complexo cristalino, destacando-se aquelas mapeadas junto à extremidade nordeste do maciço granítico Serra da Igreja.

Embora o posicionamento estratigráfico dos derrames e depósitos piroclásticos de composição ácida seja ainda uma questão não totalmente esclarecida, há fortes evidências de que deve ter ocorrido mais de uma fase de vulcanismo ácido na região (Fuck *et alii*, 1967d). Tal fato se deduz tanto da presença de lavas riolíticas, capeando conglomerados que contêm seixos de vulcanitos ácidos (feição também registrada no *graben* de Corupá), como da intercalação de ro

chas vulcânicas e piroclásticas ácidas na seqüência sedimentar, compondo um quadro idêntico ao das áreas de Campo Alegre e Corupá. As primeiras atividades magmáticas de caráter ácido na área do rio Guaratubinha teriam precedido, em termos da história geológica particular dessa bacia molássica, àquelas ocorridas em Campo Alegre e Corupá, explicando assim, sua presença como fenoclastos já nos conglomerados basais desse conjunto, contrastando com sua ausência nos estratos correlatos daquelas regiões. Entretanto, é bastante provável que o principal episódio de extrusão (e intrusão) de magmas ácidos tenha-se dado em etapas concomitantes a todas elas, logo após a deposição da totalidade ou quase totalidade dos membros sedimentares, fechando o ciclo vulcânico dessas formações.

Entre as rochas vulcânicas ácidas dominam largamente os riolitos porfiríticos (que constituem o corpo principal de vulcanitos ácidos junto à serra do Mar), com menor participação de riolitos fluidais, riolitos esferulíticos, felsitos e microgranitos. Os riolitos exibem normalmente coloração avermelhada, castanha ou castanho-avermelhada. Os termos fluidais mostram bandas milimétricas róseas ou castanho-avermelhadas, alternadas com listras e diminutas lentes acinzentadas. Ao microscópio revelam texturas diversas, das quais a mais freqüente é a porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais milimétricos de quartzo bipiramidal, ortoclásio, sanidina e, menos comumente, oligoclásio, imersos numa mesóstase dominantemente microcristalina granular, constituída por pequenísimos cristais de quartzo e feldspato. Texturas do tipo granofírica ou esferulítica não são raras, dominando as últimas naquelas rochas em processo de desvitrificação. Opacos oxidados e zircão são os minerais acessórios, enquanto os secundários estão representados por clorita, pistacita, sericita e calcita, formados principalmente às expensas da matriz ou dos fenocristais de ferromagnesianos e feldspatos. Em fraturas pode aparecer quartzo, clorita, pistacita e pirita, ao passo que quartzo, clorita, fluorita e calcita

foram encontrados preenchendo cavidades nessa lavas (Fuck *et alii*, 1967d).

Brechas vulcânicas riolíticas, associadas a tufos ácidos, compõem a maior parte dos litotipos vulcânicos presentes no núcleo da possível sinclinal existente a sul do rio Guaratubinha. São rochas de cor castanho escura a castanho-avermelhada, compostas por fragmentos angulares a sub-angulares, com até 5 cm de tamanho, de diversos tipos de vulcanitos ácidos, envolvidos por uma matriz criptocristalina esverdeada, que contém cristais fragmentados de quartzo e feldspatos, cimentados por calcita. Já os tufos apresentam uma certa estratificação plano-paralela, dada pela alternância de finos leitos com coloração e granulometria distintas. Ao microscópio revelam serem tanto tufos de cristais (*crystal tuff*) como líticos (*lithic tuff*), contendo proporções variadas de cristais de quartzo, ortoclásio pertitizado, plagioclásio e minerais ferromagnesianos, juntamente com fragmentos de vulcanitos ácidos. A matriz é criptocristalina, nela distinguindo-se calcedônia, sericita, clorita, calcita, pistacita e finos grãos de hematita (Fuck *et alii*, 1967d).

9.3.3.3.2 - Seqüência vulcano-sedimentar de Campo Alegre

9.3.3.3.2.1 - Generalidades

Poucos quilômetros a leste da cidade de São Bento do Sul (SC), localizada junto à borda oriental da bacia sedimentar do Paraná, ocorre um espesso pacote de rochas sedimentares e vulcânicas, com idade provavelmente eopaleozóica, que tem sido correlacionado por diversos autores aos depósitos molássicos das regiões de Blumenau (SC), Castro e rio Guaratubinha (PR).

Esse conjunto litológico distribui-se numa área com cerca de 475 km^2, dos quais apenas uma minúscula parcela (cerca de 2 km^2) pertence ao território paranaense, incluindo-se

todo o restante no estado de Santa Catarina. Em planta essa ocorrência exibe um formato grosseiramente triangular, no centro da qual situa-se a cidade de Campo Alegre, que empresta seu nome tanto à seqüência (Formação Campo Alegre), como à unidade geotectônica que ela constitui (bacia de Campo Alegre).

O eixo maior desse depósito, disposto no sentido longitudinal, apresenta uma extensão aproximada de 35 km, sendo seus limites meridional e setentrional, respectivamente, a serra do Mar e o rio Negro (esse último constituindo também a divisa interestadual entre Paraná e Santa Catarina), o que representa praticamente o dobro da largura máxima na direção E-W, dimensionada ao redor de 20 km. O eixo da bacia, no entanto, varia entre NNW-SSE, na porção sul, e NNE-SSW, na porção norte, dividindo-a quase simetricamente.

Apesar da expressiva superfície coberta por esse conjunto e das excepcionais condições geológicas que apresenta para o estudo das seqüências molássicas relacionadas ao ciclo Brasiliano, fruto da profunda estabilidade tectônica presente na região desde a época de formação desse depósito, a área de Campo Alegre só veio a merecer maiores atenções na última década, limitando-se os vários trabalhos anteriores, a simples descrições de ocorrências isoladas.

A presença dessa seqüência vulcano-sedimentar passou desapercebida à Dutra (1926), que estudando o trecho da via férrea entre Rio Vermelho e Corupá, no flanco sudoeste da bacia de Campo Alegre, assinalou a existência de gnaisses variados, granitos e diabásio. Devem-se a Carvalho & Pinto (1938) as observações iniciais sobre litotipos desse conjunto, relatando a ocorrência de arenitos feldspáticos e folhelhos entre Bateias e São Miguel, incluindo-os na Série Itararé, equívoco igualmente efetuado por Maack (1947) ao descrever a presença de camadas glaciais metamorfizadas na serra de São Miguel. Coube a Almeida (1949) o reconhecimento do caráter tufítico dessas últimas rochas, bem como o registro,

pela primeira vez, de rochas riolíticas na região (chamando a atenção para a sua similaridade com os vulcanitos de Castro e Itajaí), que Barbosa (1957) julgou serem ignimbritos do tipo "*sillar*" salmão, atribuindo-lhes idade pré-devoniana, dada sua semelhança com os quartzo-pórfiros de Castro. Maack (1961) encontrou extensos lençóis de riolito associados a arenitos e xistos, entre Oxford e a serra de São Miguel, correlacionando-os àqueles da Série Itajaí. Trein *et alii* (1969b) mapearam pequena ocorrência de conglomerados a norte do rio Negro, incluindo-a na Formação Guaratubinha, denominação criada por Fuck *et alii* (1967d), para um pacote vulcano-sedimentar eopaleozóico aflorante a sudeste de Curitiba.

O trabalho de Albuquerque *et alii* (1971) marcou o início de uma nova etapa de estudos sobre a bacia de Campo Alegre, agora com maior detalhamento e voltados para a delimitação espacial e melhor caracterização litológica das unidades que a constituem. Os autores acima, ao efetuarem o levantamento geológico da quadrícula Blumenau, cartografaram com considerável precisão a área de exposição desse conjunto vulcano-sedimentar, por eles referido à Formação Campo Alegre (Grupo Itajaí), embora tenham assinalado igualmente a presença, nesse depósito, de pequenas ocorrências da Formação Baú, não representáveis na escala do mapa apresentado (1: 250.000).

Ebert & Brochini (1971) descreveram uma síntese dos principais litotipos que compõem a Formação Campo Alegre (incluindo aqui todas as rochas presentes na bacia homônima) e comparam essa unidade com a Formação Guaratubinha (PR) e Grupo Itajaí (SC), considerando-as distintas entre si. Ebert (1971a) ampliou os estudos sobre essa região, conseguindo definir com notável clareza o empilhamento original dos estratos sedimentares e vulcânicos, o que levou-o a efetuar uma completa revisão dos esquemas estratigráficos anteriores, resultando no abandono ou na redefinição de algumas unidades e na criação de novas denominações, naquele que representa, até

hoje, o melhor trabalho publicado sobre a bacia de Campo Alegre. As observações geológicas realizadas por esse autor permitiram-lhe estabelecer a seguinte seqüência estratigráfica para esse conjunto (do topo para a base):

a) Sedimentos superiores, incluindo siltitos, tufitos e tufos, quase livres de rochas magmáticas;

b) Seqüência vulcânica, notadamente de caráter ácido, com sedimentos subordinados; e

c) Sedimentos inferiores, englobando arcósios, conglomerados e siltitos, quase livres de rochas ígneas.

A essas três unidades denominou, respectivamente, de Formações Rio Turvo, Campo Alegre e Bateias, que, reunidas, constituiriam o Grupo Guaratubinha, correspondente à antiga Formação Guaratubinha de Fuck *et alii* (1967d).

Valiati (1974) apresentou os perfis de dez sondagens realizadas na bacia de Campo Alegre, correspondendo a mais de 2.000 metros perfurados, que confirmaram o empacotamento litológico sugerido por Ebert (1971a). Utilizando-se dessa mesma divisão estratigráfica,os formandos do Curso de Geologia da UNISINOS executaram, em 1977, o levantamento geológico parcial das porções norte e noroeste do conjunto vulcano-sedimentar, fornecendo um mapa integrado final, em escala 1:50.000, cujos traços gerais foram mantidos durante o presente estudo.

No decorrer do levantamento geológico da bacia de Campo Alegre, ora encerrado, tornou-se evidente, quer a partir da reinterpretação dos testemunhos de sondagens descritos por Valiati (1974), quer com base nos dados de campo coletados no atual projeto, a validade do esquema estratigráfico geral proposto por Ebert (1971a), no qual introduziram-se apenas pequenas modificações, a fim de compatibilizá-lo com as novas informações adquiridas. No entanto, para efeitos de mapeamento e relatório, preferiu-se não utilizar as denominações formais criadas por esse autor (sem que isso signifique

a sua recusa ou não validade), tanto pela dificuldade em aplicá-las aos demais conjuntos eopaleozóicos estudados, como pela existência de determinadas implicações estratigráficas ainda não completamente estabelecidas, cuja abordagem foge aos objetivos desse estudo.

Desse modo, as rochas inseridas na bacia de Campo Alegre foram agrupadas em função de suas associações litológicas e posicionamento estratigráfico (equivalendo, portanto, a unidades litoestratigráficas), mas sem lhes serem atribuídas quaisquer denominações formais, o que, pela necessidade em se redefinir e criar novas unidades, poderia complicar ainda mais o já tão confuso esquema estratigráfico das bacias molássicas dos estados do Paraná e de Santa Catarina. Essa tarefa será efetuada em uma etapa posterior, quando a evolução geológica desse e dos demais depósitos eopaleozóicos esteja melhor compreendida.

Na figura 2 são comparadas as unidades estratigráficas formais de Ebert (1971a), com aquelas individualizadas no presente projeto, notando-se ali que foram introduzidas mudanças apenas na chamada Formação Campo Alegre (cuja subdivisão já havia sido esboçada por aquele autor), mantendo-se o quadro geral dos demais conjuntos. A descrição que se segue dessas seqüências litológicas apresenta uma grande contribuição de dados petrográficos fornecidos pelo Prof. Heinz Ebert, quer publicados ou inéditos, especialmente no que diz respeito às porções central e setentrional da bacia de Campo Alegre.

	EBERT (1971a)			PROJETO GUARATUBINHA - PIEN	
E O P A L E O Z Ó I C O	G R U P O G U A R A T U B I N H A	FORMAÇÃO RIO TURVO (Seqüência sedimentar superior) Siltitos, tufitos e tufos riolíticos; raros derrames de vidro riolíticos.		SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR SUPERIOR (epi-vulcanoclástica): predominância de siltitos epiclásticos, com passagens calcíferas, no topo; a participação de material piroclástico aumenta em direção à base, formando intercalações de tufitos e tufos ácidos, que predominam ou se tornam exclusivos junto ao contato com a sequência vulcânica sotoposta.	
		FORMAÇÃO CAMPO ALEGRE (Seqüência vulcânica)	Litossoma com predominância de rochas efusivas ácidas sobre tufos, arcósios e siltitos.	SEQÜÊNCIA VULCÂNICA SUPERIOR (ácida): derrames e diques de vulcanitos ácidos: riolitos, traquitos e felsitos. Tufos e brechas ácidas são muito comuns; raros siltitos e folhelhos. Derrames de lavas básico-intermediárias intercalam-se junto à base dessa seqüência. Possível presença de ignimbritos.	
			Litossoma piroclástico-sedimentar; rochas efusivas subordinadas.	SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR INTERMEDIÁRIA (epi-vulcanoclástica): Siltitos, tufitos e tufos; arcósios e folhelhos subordinados. Intercalações de derrames básico-intermediários são algo comuns, especialmente junto à base e ao topo do pacote, podendo predominar localmente.	
			Litossoma com predominância de rochas efusivas ácidas sobre tufos, arcósios e siltitos.	SEQÜÊNCIA VULCÂNICA INFERIOR (básico-intermediária): derrames e corpos hipoabissais (diques, *sills*, lacólitos?) de vulcanitos básico-intermediários: meláfiros, diabásio, basalto, andesito, riodacito e diorito. Lavas ácidas subordinadas, podendo predominar localmente. Intercalações pouco espessas de siltitos e tufos, semelhantes aos da seqüência sedimentar intermediária. Raros conglomerados com seixos de rochas básicas.	
			Litossoma piroclástico-sedimentar; rochas efusivas subordinadas.		
		FORMAÇÃO BATEIAS (Seqüência sedimentar inferior)	Andar superior: arcósios	SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR INFERIOR (epiclástica)	Fácies arenítica: arcósios de grã fina à média, por vezes grosseiros ou conglomeráticos (comumente junto à base do pacote). Bancos espessos de conglomerado polimíctico próximo ou no topo dessa unidade.
			Andar inferior: conglomerados basais, por vezes fanglomerados.		Fácies conglomerática: Ortoconglomerados polimícticos, por vezes fanglomerados, com freqüentes níveis arcosianos, pouco espessos; raríssimas intercalações de argilitos arenosos e siltitos.

Figura 2: Quadro comparativo entre as unidades estratigráficas formais definidas por Ebert (1971a) e a divisão em seqüências litológicas utilizada para o mapeamento da bacia de Campo Alegre durante este projeto.

CPRM

9.3.3.3.2.2 - Seqüência sedimentar inferior (areno-conglomerática)

Essa unidade litológica corresponde integralmente à Formação Bateias, denominação atribuída por Ebert (1971a) à seqüência sedimentar basal da bacia de Campo Alegre, constituída por um espesso pacote de conglomerados e arcósios, depositados diretamente sobre o embasamento cristalino, em nítida discordância angular. Conforme havia sido previsto por aquele autor, foi possível durante o mapeamento geológico delimitar os domínios dos dois principais litotipos que a compõem, pois, embora representem estratos gerados por um evento geológico contínuo (exibindo, como conseqüência, contatos gradativos entre si), a passagem de uma para outra fácies granulométrica se dá de maneira bastante rápida, podendo ser acompanhada no terreno.

Devido ao seu posicionamento basal no conjunto vulcano-sedimentar, as ocorrências dessa seqüência distribuem-se de modo quase contínuo bordejando a bacia, sendo interrompidas quer pela sua não deposição em algumas regiões, quer por falhamentos posteriores. A superfície por ela coberta alcança cerca de 100 km^2 (2/3 dos quais ocupados pelos termos rudáceos), cuja maior parcela situa-se nas porções norte e nordeste desse depósito, onde a profunda erosão das formações sedimentares e vulcânicas possibilitou a exposição dos diversos estratos em largas faixas, dispostas concentricamente em relação ao núcleo da bacia.

Um fato geológico importante, comprovado tanto na porção sul da bacia, como pela perfuração CA-03 (a leste de São Miguel), é a diminuição sistemática do tamanho dos seixos que compõem o arcabouço dos ruditos, da base para o topo da unidade psefítica, passando através de conglomerados finos e arcósios conglomeráticos, aos termos areníticos grosseiros, que, por sua vez, tornam-se paulatinamente mais finos à medida que se alcançam os níveis superiores dessa seqüência sedimentar. Embora existam exceções locais a esse es

quema geral, com a intercalação de bancos conglomeráticos na unidade arenítica, a mudança gradual na granulometria do material que estava sendo depositado revela ter existido uma considerável estabilidade tectônica (e possivelmente também climática), num intervalo de tempo bastante amplo, tanto nas áreas-fontes como na bacia de sedimentação, permitindo a formação desses dois conjuntos litológicos intimamente associados do ponto de vista petrogenético.

Assim, em função de suas características litológicas peculiares, do seu posicionamento estratigráfico claramente estabelecido, do bem definido significado geológico do evento responsável por sua deposição e por sua expressiva distribuição lateral e possança vertical, a seqüência sedimentar inferior constitui uma unidade litoestratigráfica perfeitamente individualizável dentro do conjunto vulcano-sedimentar que constitui a bacia de Campo Alegre, sendo lógica e natural a sua inclusão na categoria de Formação, para a qual o nome Bateias, proposto por Ebert (1971a) parece realmente ser o mais apropriado. Esta formação pode ser dividida em duas fácies:

a) Fácies conglomerática

Reúne os litotipos predominantemente psefíticos, que constituem a porção basal da seqüência sedimentar inferior, representados em sua quase totalidade por ortoconglomerados polimícticos, nos quais se intercalam esporadicamente níveis estreitos de arcósios e, raríssimas vezes, camadas de siltitos e argilitos arenosos.

Albuquerque *et alii* (1971) incluíram essas rochas na chamada Formação Baú (unidade superior do Grupo Itajaí), atribuindo-lhes um posicionamento estratigráfico completamente oposto ao que atualmente é aceito.

As formas de afloramentos exibidas por esses rudi tos são bastante diversificadas, estando diretamente relacionadas ao relevo local e em parte à espessura do pacote conglomerático em uma dada região. Nas áreas onde o relevo é um

pouco ondulado e essa unidade expõe-se em superfícies amplas lateralmente, como é o caso das porções norte (entre o rio Negro e Bateias de Cima) e sudeste da bacia, os conglomerados formam matacões rugosos, altamente compactados, cujo diâmetro, normalmente entre 1m e 3 m (foto 1), podem em alguns casos ultrapassar 5 m. Já em regiões arrasadas ou profundamente intemperizadas (flancos noroeste e nordeste desse depósito), a presença dos litotipos rudáceos só pode ser reconhecida diretamente em cortes de estradas ou pela existência de seixos de sílica bem arredondados, tanto no horizonte C do solo, como em superfície, o que os distingue do embasamento cristalino, nos quais os fragmentos de sílica, quando presentes, são sempre angulosos.

Na região a leste de São Bento do Sul os conglomerados constituem lageados ou pequenos paredões sub-verticalizados, ora sustentando as partes altas ou encostas de alguns pequenos morros de topo achatado, ora posicionados nas áreas topograficamente mais baixas (possíveis paleovales), no que se supõe ser um caso típico de deposição ajustada ao pretérito relevo de fundo de bacia. Por outro lado, as escarpas íngremes que modelam o contorno desse depósito, em suas bordas sudoeste e sul, vão condicionar fortemente as exposições dos conglomerados nessas áreas (como também de todas as demais seqüências), aqui representadas por paredões ou enormes cachoeiras sub-verticalizadas, compostas por vários patamares esculpidos segundo os planos de estratificação dessas rochas (foto 2). Os afloramentos desse último tipo constituem-se seguramente nas melhores exposições de rochas psefíticas em toda a bacia, mas, devido ao seu acesso extremamente difícil, passam a ser as ocorrências do bairro Pedreira, em São Bento do Sul, aquelas que oferecem as condições mais favoráveis para o estudo dessa seqüência sedimentar. Neste local está magnificamente exposta em diversas pedreiras que exploram o conglomerado semi-desagregado como macadame para a conservação de estradas.

Embora determinadas feições dos conglomerados pos-

Foto 1: Matacões de conglomerado polimíctico da seqüência sedimentar inferior. Local: Içara Grande, borda oriental da bacia de Campo Alegre.

Foto 2: Conglomerado polimíctico da seqüência sedimentar inferior, revelando um acamamento grosseiro dada pela disposição planar dos pequenos matacões e blocos. Local: flanco sul da serra da Igreja.

sam variar entre as inúmeras ocorrências, suas características gerais mantêm-se notavelmente constantes em toda a sua área de afloramentos. Tratam-se de rochas rudáceas compostas por seixos comumente sub-arredondados, por vezes sub-angulares (conferindo-lhes um caráter de fanglomerados), com dimensões muito variadas, mas dominando amplamente aqueles com diâmetro máximo ente 3 cm e 10 cm (foto 3). Pequenos matacões, com diâmetros da ordem de 30 cm a 40 cm, ou até mesmo maiores, são freqüentes em algumas ocorrências, especialmente junto à base do pacote psefítico. Quando a camada psefítica é pouco espessa, geralmente os seixos são de pequeno tamanho (normalmente entre 1 cm e 3 cm) e a participação de material arenoso na matriz é bem mais pronunciada podendo em alguns estratos predominar sobre os fenoclastos, como acontece entre o rio Natal e a serra da Igreja (flanco sudoeste da bacia).

O acamamento grosseiro dos conglomerados nem sempre é reconhecível, podendo ser definido quer pela alternância de estratos rudáceos com granulometrias distintas, quer pelas intercalações de níveis areníticos (foto 4), ou ainda pela disposição planar de seixos e matacões alongados.

A composição petrográfica dos fenoclastos é muito variada e embora não se tenha feito um estudo detalhado acerca de sua distribuição ao longo da bacia, pôde-se notar que determinados litotipos concentram-se preferencialmente em certas áreas. A grande maioria dos seixos é composta pelas rochas presentes no embasamento cristalino regional, havendo um amplo predomínio dos gnaisses quartzo-feldspáticos* com menor participação de granitos (grosseiros e finos), granitos pórfiros, milonitos, quartzitos, sílica, metabasitos e metatrabasitos. Ebert (1971a) assinalou ainda a presença de arcósios, enquanto Albuquerque *et alii* (1971) referem-se aos con

---

* Incluem-se litotipos com feições texturais e granulométricas muito diversificadas, mas geralmente contendo biotita, quartzo e feldspatos.

Foto 3: Aspecto característico do conglomerado polimíctico da seqüência sedimentar inferior, notando-se o bom arredondamento da maioria dos seixos. Local: bairro Pedreira, aleste de São Bento do Sul.

Foto 4: Cunha de arcósio, intercalada no conglomerado. Local: o mesmo da foto anterior.

glomerados das áreas de Bateias de Baixo e a leste de São Bento do Sul, como sendo compostos predominantemente por seixos de riolitos (inclusive de derrames), o que nem Ebert (1971a), nem este autor, puderam comprovar. Apenas um único fenoclasto de vulcanito ácido, contendo fenocristais milimétricos de quartzo, foi encontrado no conglomerado basal dessa seqüência sedimentar, em toda a bacia de Campo Alegre, tendo sido detectado entre o bairro Pedreira e Rio Vermelho. Mesmo nesse caso, o caráter alterado da amostra não permitiu obter-se uma conclusão definitiva sobre sua verdadeira natureza. Enquanto os seixos de vulcanitos ácidos são raros ou ausentes nessa unidade, é importante registrar-se a presença, algo freqüente nas porções norte e noroeste da bacia, de fenoclastos de vulcanitos básicos, normalmente vesiculares, com cor cinza escura, em tudo semelhantes aos meláfiros que constituem os litotipos mais comuns na seqüência vulcânica inferior (sobreposta à Formação Bateias). Isso indica a existência de atividades vulcânicas de natureza básico-intermediária concomitantes ou anteriores à deposição dos conglomerados.

Um outro dado geológico interessante é que, enquanto os seixos de rochas graníticas são bastante freqüentes nas ocorrências de conglomerados das bordas sudoeste e sudeste da bacia, os fenoclastos de granitos pórfiros tendem a concentrar-se nas áreas a oeste e norte de Bateias de Baixo, onde, apesar da proximidade entre o maciço granítico Agudos e o depósito molássico, sua representação nos ruditos daquela região é nula ou pouco pronunciada, sugerindo que esse corpo granítico não se encontrava exposto à epoca de formação dos estratos psefíticos.

Os seixos que compõem o arcabouço dos ruditos são cimentados por grãos menores de quartzo e feldspato e pequenos fragmentos dos mesmos litotipos presentes nos fenoclastos, por vezes contendo apreciável quantidade de biotita, conferindo uma cor cinza a essa rochas, quando inalteradas. A participação de matriz é muito baixa, estando representada por sericita. Todo o conjunto pode estar localmente cimentado

por um material ferruginoso, que forma uma borda ao redor dos grãos, ou calcífero, constituindo neste caso cristais intersticiais de carbonato bem cristalizado. Opacos, apatita e zircão ocorrem como acessórios.

Estreitas lentes ou cunhas de arcósios de grã média à grosseira, às vezes conglomeráticos, com espessura máxima de 1 m, mas geralmente por volta de 30 cm, intercalam-se esporadicamente nos conglomerados, exibindo estratificação cruzada e linhas de minerais pesados. Ocasionalmente registrou-se a presença de argilitos avermelhados, micáceos, por vezes arenosos, siltitos avermelhados e arcósios muito finos, nas áreas ocupadas pelas ruditos, sem que suas interrelações pudessem ser bem estabelecidas. A principal dessas ocorrências situa-se no cruzamento das estradas Bateias de Cima - Ribeirão do Meio e Bateias de Cima - Campinas, na extremidade norte da bacia. Já a sul de Rio Vermelho foram encontrados siltitos esverdeados e avermelhados, assentados diretamente sobre o embasamento, na base de conglomerados polimícticos. A espessura dessas camadas alcança poucos metros, impedindo sua representação no mapa geológico.

b) Fácies arenítica

Incluíram-se nessa unidade os litotipos arcosianos largamente dominantes na porção superior da seqüência sedimentar inferior, aos quais se associam, ocasionalmente, bancos de conglomerados petromíticos e finas camadas de siltitos arenosos.

A passagem entre esse conjunto litológico e o subjacente se dá de maneira nitidamente gradual, o que é notado não só pela diminuição sistemática na granulometria dos ruditos em direção ao topo do pacote (uma feição que se repete na formação arenítica), como também, no contexto da zona de contato propriamente dita, pela intercalação de estreitos níveis conglomeráticos (com espessuras entre 2 cm e 10 cm) ou de seixos esporádicos nas rochas arcosianas. Essa gradação granulométrica contínua pôde ser acompanhada detalhadamente

tanto na porção sul da bacia, como no furo CA-03, onde a faixa de passagem apresenta uma espessura em torno de 20 metros.

As maiores exposições dos estratos psamíticos localizam-se nas porções norte, nordeste e sul da bacia de Campo Alegre, onde essa unidade litológica apresenta espessuras largamente superiores a uma centena de metros. Embora sejam também bastante expressivas, as ocorrências do flanco oriental mostram reduzida expressão lateral no terreno, tanto pelo relevo acidentado daquela região, como pela presença de vulcanitos básicos recobrindo os arcósios, sugerindo que os derrames dessas lavas possam ali ter extravasado os limites da bacia sedimentar. Por outro lado, junto à borda ocidental as camadas arenosas estão ausentes (bairro da Pedreira e adjacências de Avenquinha), ou mostram pequena possança, subordinando-se aos litotipos rudáceos, nos quais foram incluídos para efeitos de mapeamento, como é o caso das áreas situadas a sudeste de São Bento do Sul e a noroeste de Salto.

Nas faixas norte e nordeste desse depósito molássico, os afloramentos naturais de arcósios são pequenos lageados, dispostos ora no leito das drenagens, ora no sopé de algumas elevações. Já na porção sul da bacia ocorrem as melhores exposições dessa unidade, geralmente sob a forma de cachoeiras sub-verticalizadas que exibem um maior número de patamares que as dos membros rudáceos, devido à melhor estratificação das camadas areníticas (foto 5). Aqui é possível efetuar-se medidas seguras do posicionamento estrutural desses estratos, que apresentam mergulhos constantes (entre 10^{o} e 20^{o}, raramente alcançando 30^{o}), sempre com caimento para o interior da bacia, embora as direções possam ser bastante variadas ao longo do pacote arenítico.

O acamamento dos arcósios é normalmente planar, com tendência a cuneiforme, um fato realçado a nível de afloramento pela presença de leitos de minerais pesados, que denunciam uma estratificação em cunha ou cruzada de pequeno porte (até alguns decímetros). Essas linhas de minerais escuros evi

denciam também a existência de falhas sin-sedimentares, com rejeitos de até poucos centímetros.

Os arenitos desse conjunto sedimentar são ricos em grãos de feldspatos, sendo classificados genericamente como arcósios, embora termos sub-arcosianos possam também ocorrer, especialmente junto ao topo dessa unidade. Sua granulometria varia, num sentido global, de grosseira à conglomerática na base do pacote, até muito fina nas porções superiores, com amplo domínio dos arcósios de grã média à fina. Apresentam normalmente cores acastanhadas, com tonalidade ora claras ou rosadas (membros grosseiros), ora escuras e avermelhadas (membros finos e muito finos). Arcósios com cor cinza clara ou esbranquiçada, geralmente de grã média à grosseira, são menos comuns, tendo sido encontrados tanto na porção sul da bacia, quanto no furo CA-03.

Ao microscópio os arcósios revelam serem formados por grãos angulosos e subangulosos de quartzo, plagioclásio ácido e microclínio, com raros fragmentos de rochas quartzosas e quartzo-feldspáticas, cimentados por uma massa composta de grãos menores dos mesmos materiais, com hematita, sericita e cristais de carbonato associados. Em menor proporção ocorrem palhetas detríticas de biotita e muscovita e grãos de opacos, apatita e zircão.

Bancos de conglomerados polimícticos, por vezes com vários metros de espessura, ocorrem intercalados nos arenitos em alguns poucos locais da bacia, mostrando sempre características litológicas muito semelhantes às dos ruditos que compõem a porção basal da seqüência sedimentar inferior. Eles foram assinalados na região de Fundos do Rio Natal (aproximadamente 20 m de espessura), a leste de Bateias de Baixo (2 m a 3 m) e na estrada que liga as localidades de Papanduva e Campinas (cerca de 4 m). Na segunda ocorrência os termos rudáceos situam-se junto à base do pacote arenítico; na primeira e na terceira posicionam-se, respectivamente, nas proximidades e no topo dessa unidade. Os conglomerados da última das

áreas citadas são capeados diretamente pelas lavas básicas da seqüência vulcânica intermediária.

Estratos síltico-argilosos são bastante raros na formação arenítica, apresentanto-se quer como camadas individuais pouco espessas (no máximo com 1,5 m) de siltitos arenosos cinzentos ou amarronzados, mostrando laminação paralela sub-milimétrica, quer como passagens nos litotipos arcosianos, com contatos difusos, onde o material síltico-argiloso dispõe-se em lâminas irregulares, dominando sobre a fração areia.

9.3.3.3.2.3 - Seqüência vulcânica inferior (básico-intermediária)

A presença de rochas de natureza básico-intermediária, integrando o cortejo vulcânico da bacia de Campo Alegre, já havia sido brevemente referida pelos diversos autores que estudaram a região em épocas mais recentes. Albuquerque *et alii* (1971) descreveram a existência de raras e isoladas ocorrências de rochas andesíticas junto à localidade de Rio Vermelho e na rodovia Campo Alegre - Joinville, a cerca de 10,8 km a leste da primeira cidade. Ebert & Brochini (1971) relataram que E. Trein informou-os verbalmente da presença de membros intermediários do tipo andesítico na área de Campo Alegre. Já Ebert (1971a) relacionou como tipos raros no litossoma efusivo da Formação Campo Alegre, vulcanitos básicos e intermediários, por ele classificados como olivina-basalto grosseiro, tendendo a diabásio (a NNW de Rio Vermelho), diabásio decomposto (rodovia BR-280, 6 km a leste de Oxford), mela-andesito e riodacito (estrada São Miguel - Saltinho, entre 4,5 km e 5,5 km daquela localidade).

Litotipos dessa natureza foram em parte confundidos com diabásios durante a descrição dos testemunhos de sondagens efetuadas na bacia de Campo Alegre, o que levou Valiati (1974) a relacioná-los aos derrames juro-cretácicos da Formação Serra Geral, um equívoco que voltaria a se repetir

quando do mapeamento geológico realizado pelos alunos da UNISINOS (Baecker & Pires, 1977 e Selbach & Zimmermann, 1977).

O reestudo dos testemunhos das perfurações acima citadas, criou fortes suspeitas de que as atividades vulcânicas de caráter básico-intermediário poderiam ter uma importância muito maior do que a que até então lhe havia sido atribuída. Tal idéia confirmou-se plenamente durante o levantamento geológico ora encerrado, no decorrer do qual foi possível definir e delimitar uma seqüência litológica composta predominantemente por rochas efusivas básicas e intermediárias, com menor participação de vulcanitos ácidos e membros sedimentares epi-vulcanoclásticos, que constituiu-se no primeiro grande evento magmático registrado na bacia de Campo Alegre.

Três fatores de ordem geológica dificultaram o estudo dessa seqüência vulcânica, acreditando-se serem eles os principais responsáveis pelo pequeno significado que fora conferido a essa unidade nos trabalhos anteriores. São eles:

a) a profunda alteração dos vulcanitos básicos na porção norte da bacia (justamente a região que pelo acesso mais fácil mereceu maior atenção daqueles autores), tornando muito escassas as exposições inalteradas desses litotipos, ao contrário dos vulcanitos ácidos, que, resistindo melhor aos processos de intemperização, afloram freqüentemente naquela área;

b) a presença de corpos diquiformes e possíveis *sills* de rochas básicas relacionadas ao episódio vulcânico juro-cretácico da bacia do Paraná, nem sempre possíveis de distinguir dos litotipos congêneres eopaleozóicos; e

c) a íntima associação dos vulcanitos básico-intermediários com siltitos, tufitos e tufos, ora com predomínio dos termos efusivos (compondo a seqüência vulcânica inferior), ora dominando largamente os membros sedimentares (integrando a seqüência sedimentar intermediária), cuja delimitação no terreno requer estudos muito detalhados, efetuados quase sempre

sobre material alterado, quando então, por ser mais fácil identificar os termos epi-vulcanoclásticos, existe uma forte tendência a se subestimar a participação das rochas vulcânicas.

A primeira questão foi parcialmente resolvida com a análise de amostras provenientes dos testemunhos de sondagens (furos CA-04, 05, 08 e 09), executados nas porções centro-norte e noroeste da bacia, que atravessaram intervalos dessa seqüência vulcano-sedimentar. Além disso, um levantamento minucioso nas áreas cobertas por esses vulcanitos resultou na descoberta, principalmente junto às drenagens, de inúmeros afloramentos pouco ou nada alterados, quer sob a forma de pequenos blocos arredondados ou elipsoidais, quer como cachoeiras (raras), das quais aquela que dá o nome à localidade de Saltinho, parece se constituir na melhor exposição dessa unidade litológica em toda a porção norte da bacia. A partir desses afloramentos foi possível acompanhar-se os diferentes estágios de alteração das rochas efusivas básico-intermediárias, permitindo a sua delimitação espacial, efetuada quase sempre com base nos saprolitos delas originados.

Problemas dessa natureza não existiram nas áreas a sudeste de São Bento do Sul (adjacências de Rio Vermelho), onde são freqüentes os afloramentos desses vulcanitos, quase sempre como pequenos matacões ou blocos, freqüentemente com esfoliação esferoidal (foto 6), ou ainda em cachoeiras de porte muito variado.

A distinção entre as rochas básicas eopaleozóicas e mesozóicas é, em muitos casos, bastante difícil, acreditando-se que sob esse ângulo o mapa geológico possa sofrer algumas pequenas modificações, especialmente no sentido de serem delimitados outros corpos mesozóicos no domínio dos vulcanitos básico-intermediários da bacia de Campo Alegre. O acompanhamento dos diques mesozóicos no terreno, uma tarefa já nada fácil no domínio das demais formações vulcano-sedimentares (exceto quando se realçam topograficamente), passa a ser

Foto 5: Cachoeira expondo os arcósios da sequência sedimentar inferior, formando diversos patamares segundo a estratificação das camadas areníticas. Local: Fundos do Rio Natal, leito do córrego Seco.

Foto 6: Blocos de andesito da seqüência vulcânica inferior, mostrando nítida esfoliação esferoidal. Local: ponte sobre o rio Vermelho, no bairro homônimo.

quase impossível no contexto da seqüência vulcânica inferior, cujos litotipos apresentam formas de afloramentos e produtos de alteração bastante semelhantes aos das rochas básicas juro-cretácicas. Os critérios utilizados para essa diferenciação envolveram o posicionamento estrutural, a orientação dos diques e a avaliação de determinadas feições litológicas, tais como cor, granulometria, presença ou ausência de amígdalas, padrão de fraturamento, textura, composição mineralógica e grau de alteração. Apesar disso, restaram algumas dúvidas sobre os corpos de diabásio presentes nas áreas de Papanduva, Avenquinha e rio Represa, que não puderam ser individualizados dos vulcanitos eopaleozóicos, requerendo para tanto estudos bem mais detalhados.

A estreita associação crono-espacial entre os litotipos básico-intermediários da seqüência vulcânica inferior e os termos epi-vulcanoclásticos da seqüência sedimentar intermediária, conferem características geológicas peculiares a esse conjunto litológico, possibilitando o seu agrupamento como uma única unidade litoestratigráfica, provavelmente na categoria de Formação. Esse fato, registrado claramente tanto nos furos de sondagem, como em toda a faixa de exposição dessas unidades (que praticamente bordeja a porção central da bacia desde a sul de Rio Vermelho até a sudeste de São Miquel), obrigou-nos durante o presente mapeamento a delimitar tão-somente as áreas de predominância de um ou outro tipo litológico, traçando-se contatos aproximados nas zonas onde uma das seqüências passava a ocorrer com maior freqüência. Verificou-se então que os vulcanitos básicos e intermediários eram quase que exclusivos na porção basal desse conjunto litológico, ora sobrepondo-se aos termos areno-conglomeráticos da seqüência sedimentar inferior (Formação Bateias), ora, na ausência desta, recobrindo diretamente o embasamento cristalino.

Camadas de siltitos, tufitos e tufos, com características muito semelhantes às dos litotipos da seqüência sedimentar intermediária, podem ocorrer intercaladas na unida-

de vulcânica, mas sua pequena possança (no máximo com poucas dezenas de metros de espessura) não lhe conferem representatividade na escala do presente trabalho. Assim, não foi registrada em porção alguma da bacia a presença do pacote sedimentar-piroclástico, que comporia o primeiro litossoma da Formação Campo Alegre (Ebert, 1971a), correspondendo a seqüência vulcânica inferior já ao segundo litossoma (onde predominam as rochas efusivas), o qual apresenta na realidade um posicionamento basal dentro daquela unidade lito-estratigráfica.

Rochas efusivas de natureza básico-intermediária ocorrem também ou como intercalações subordinadas aos estratos da seqüência sedimentar intermediária, ou até mesmo dominantes junto ao topo dessa unidade, na faixa de passagem para os derrames ácidos da seqüência vulcânica superior. Isso indica que as atividades de extrusão e intrusão de magmas básico-intermediários, inerentes ao depósito molássico de Campo Alegre, deram-se ao longo de um largo período de tempo, cujo início é possivelmente concomitante à formação dos depósitos rudáceos basais dessa bacia (nos quais estão representadas por seixos de melafiros) e cujo término é dado pelos primeiros eventos da principal manifestação vulcânica de caráter ácido, em cuja base podem aparecer interdigitações de rochas basáltico-andesíticas. O clímax do vulcanismo básico-intermediário ocorreu logo após a deposição da unidade arenítica arcosiana, com outro espasmo magmático significativo, restrito à porção norte da bacia, durante a etapa final da formação dos membros epi-vulcanoclásticos da seqüência sedimentar intermediária e início da extrusão de lavas ácidas.

A expressiva área ocupada pelos vulcanitos básico-intermediários, da qual cerca de 58 km^2 estão atualmente expostos, e seu posicionamento estratigráfico bem definido e constante (entre as seqüências sedimentar inferior e vulcânica superior) não deixam dúvidas quanto ao caráter extrusivo da maior parte dessas rochas, embora corpos intrusivos (diques, *sills* e possíveis lacólitos) integrem também essa uni-

dade litológica. De um modo geral, quer sejam os vulcanitos basais, intermediários ou superiores dentro desse conjunto, suas características gerais são bastante semelhantes, envolvendo a presença de derrames ora amigdaloidais, ora maciços (afaníticos ou de grã muito fina), mostrando em inúmeros locais um típico fraturamento em blocos angulares. Mesoscopicamente, tanto os andesitos como os basaltos e as rochas associadas, que compõem essa unidade, mostram cores cinza, normalmente em tonalidades escuras a quase pretas, tornando-se arroxeadas, acinzentadas ou até mesmo esbranquiçadas quando alteradas. As amígdalas, que são muito freqüentes em alguns derrames, podem alcançar até 5 cm de diâmetro, sendo preenchidas por calcita, sílica microcristalina, quartzo, clorita e óxido de ferro.

O estudo petrográfico dessas rochas foi bastante prejudicado pelo seu alto grau de alteração, mesmo nas amostras provenientes dos testemunhos de sondagens, o que levou a maioria delas a serem classificadas genericamente como meláfiros. Em algumas, no entanto, foi possível determinar-se o seu caráter basáltico ou andesítico, bem como recuperar texturas do tipo intergranular, hialopilítica e hialofítica. Os minerais componentes participam em proporções muito variadas, destacando-se plagioclásio (identificado como andesina ou labradorita nas amostras pouco alteradas), augita (ou na maioria dos casos apenas pseudomorfos de ferromagnesianos), carbonato, clorita, opacos, óxido de ferro, minerais argilosos, leucoxênio, vidro vulcânico (parcialmente desvitrificado), sílica microcristalina, sericita, epidoto-zoisita, talco, serpentina e zeolitas. Ocasionalmente foram encontrados também, biotita, apatita, rutilo, quartzo, feldspato alcalino e caulinita. A enorme diversidade de minerais secundários dá uma boa idéia da intensa alteração exibida por essas rochas, em grande parte com origem possivelmente deutérica.

Rochas contendo proporções significativas de feldspato alcalino, exibindo composição dacítica ou riodacítica,

ocorrem associadas a basaltos na porção nordeste da bacia, entre as localidades de São Miguel e Saltinho, tendo sua presença sido assinalada anteriormente por Ebert (1971a). São normalmente afaníticas, com coloração cinza clara ou cinza esverdeada, apresentando uma composição mineralógica à base de plagioclásio, feldspato alcalino (ortoclásio) e algum quartzo, com porcentagens acessórias de clorita, carbonato, opacos, apatita, biotita, epidoto-zoisita, leucoxênio e uralita.

Corpos intrusivos de vulcanitos basálticos e andesíticos foram assinalados em diversos pontos da bacia e em algumas sondagens. Diques desses litotipos, geralmente com espessuras entre 1 m e 2 m (excepcionalmente podem atingir até 15 m), cortam desde rochas do embasamento cristalino (a sul de Rio Vermelho) até os membros epi-vulcanoclásticos da seqüência sedimentar intermediária (a oeste de Saltinho). Os *sills* apresentam posicionamento e espessuras muito variadas, tendo sido registrados corpos de andesito intrusivos tanto nos conglomerados e arcósios da seqüência sedimentar inferior (entre 1 m e 15 m de espessura), como nos siltitos e tufos da seqüência sedimentar intermediária (atingindo, nesse caso, várias dezenas de metros de possança).

Resta ainda determinar a disposição estrutural das intrusões de rochas dioríticas detectadas na porção sul da bacia, desde a região do rio Fumaça até o ribeirão Braço Esquerdo, por esse motivo não representadas no mapa geológico. Aparentemente são *sills* (ou lacólitos?), intercalados na formação arenítica arcosiana, aflorando quase sempre na forma de matacões ou pequenos blocos arredondados, ou ainda (no caso do rio Fumaça) como cachoeiras e paredões verticalizados. São rochas de cor cinza, com granulação grosseira, ora equigranulares, ora pórfiras (raras), contendo plagioclásio, clinopiroxênio e opacos. Às vezes aparece também hornblenda e biotita. Apatita e quartzo constituem os minerais acessórios, enquanto que clorita, carbonato, epidoto e óxido de ferro são os produtos de alteração mais comuns.

Vulcanitos de composição ácida, especialmente quartzo-traquitos e felsitos, incluem-se entre os litotipos componentes da seqüência vulcânica inferior, quer como derrames individuais, por vezes com grande expressão, quer como diferenciados laterais das rochas efusivas intermediárias. A principal ocorrência do primeiro tipo constitui o "cabeço de estrato" que praticamente delimita a bacia em seu flanco ocidental, sendo cortado pelo rodovia BR-280 a cerca de 5 km a leste de Oxford. Suas feições gerais são tão semelhantes às dos derrames da seqüência vulcânica superior, que somente o fato de esse corpo estar posicionado entre derrames básicos, logo acima dos conglomerados basais, é que motivou o seu enquadramento na seqüência vulcânica inferior, embora permaneçam algumas dúvidas a esse respeito. Trata-se de um pacote de quartzo-traquitos, com pequena participação de brechas vulcânicas, que apresentam cores amarronzadas, texturas afaníticas, por vezes fluidais, sendo compostas por uma massa criptocristalina desvitrificada, à base de quartzo e hematita, na qual aparecem esporadicamente fenocristais milimétricos de feldspato alcalino. Outros derrames quartzo-traquíticos, embora com menor possança, aparecem associados aos vulcanitos básico-intermediários a sudeste da fazenda Bela Vista, na borda oriental da bacia de Campo Alegre. Os diferenciados ácidos, por sua vez, foram assinalados a sul de Rio Vermelho, constituindo passagens dentro de derrames espessos de andesitos.

Merece ainda ser registrada a presença de níveis ou bancos conglomeráticos pouco espessos, intercalados nos vulcanitos básicos. Essas rochas são muito raras e todas as ocorrências conhecidas (em número de quatro) situam-se na porção norte da bacia. A principal delas localiza-se em Papanduva, junto à estrada São Miguel - Saltinho, cerca de 100 m a norte do desvio para Campinas, alcançando uma espessura superior a 3 m. É capeada por vulcanitos básicos cinzentos e arroxeados (alterados) e sobrepõem-se a um derrame de basalto que aflora logo abaixo do contato com o conglomerado. As

outras exposições desse ruditos foram encontradas na estrada Bateias de Baixo - Salto, respectivamente a 1 km e 2 km a oeste da bifurcação para Campo Alegre, e no caminho para Papanduvinha (a oeste de Bateias de Cima), mostrando todas elas espessuras menores que 1m. Suas feições litológicas são muito semelhantes nas diversas ocorrências, sendo compostos normalmente por seixos sub-arredondados (raramente sub-angulares, com diâmetro entre 3 cm e 7 cm, embora alguns possam atingir mais de 10 cm. A maioria dos fenoclastos é composta por rochas silicosas (quartzito, sílica) e vulcanitos básicos, com menor participação de seixos de litotipos quartzo-feldspáticos. O cimento é quase sempre um arenito arcosiano grosseiro. Esses estratos psefíticos representariam episódios deposicionais em períodos inter-vulcânicos, podendo terem se originado tanto pelo retrabalhamento do conglomerado basal da seqüência sedimentar inferior, como pelo aporte de material externo à bacia, repetindo em pequena escala o evento que originou aqueles ruditos.

9.3.3.3.2.4 - Sequência sedimentar intermediária (epi-vulcanoclástica)

As rochas sedimentares epiclásticas e vulcanoclásticas que ocorrem intimamente associadas aos vulcanitos básicos e intermediários foram reunidas aqui nessa unidade litológica, que corresponde aproximadamente ao que Ebert (1971a) denominou de "segundo litossoma piroclástico-sedimentar" da Formação Campo Alegre. Trata-se de um espesso pacote de siltitos, tufos e tufitos, com menor participação de arenitos e folhelhos, além de raríssimos conglomerados, e nos quais se intercalam derrames, *sills* e diques de melafiros, andesitos e basaltos. Esses corpos vulcânicos ocorrem com freqüência variada, sendo muito comuns junto ao topo dessa unidade, especialmente nas porções norte e noroeste da bacia, podendo alcançar algumas dezenas de metros de espessura, embora normalmente atinjam no máximo poucos metros.

As exposições dessa seqüência cobrem uma área de

cerca de 35 km^2, em grande parte situada nas porções norte e nordeste (especialmente entre Bateias de Baixo e São Miguel) e no flanco sudoeste da bacia (a leste e sudeste de Rio Vermelho). Exceto nas regiões onde há a interposição de vulcanitos básicos, nas demais áreas ocupadas por essa unidade as rochas epi-vulcanoclásticas que a compõem são recobertas diretamente pelos derrames ácidos da sequência vulcânica superior. Isto, além de permitir o seu claro posicionamento estratigráfico, contribuiu também para a sua preservação dos processos erosivos posteriores. Esse fator é importante já que os litotipos que a integram alteram-se com bastante facilidade, originando formas de relevo com modelado suave, o que torna extremamente raros os afloramentos naturais no contexto dessa unidade, em parte compensados pelos inúmeros cortes nas diversas estradas que a recortam, embora nesses o material esteja quase sempre alterado ou semi-alterado.

Embora a distinção entre os litotipos epiclásticos e piroclásticos seja feita até com relativa facilidade nos afloramentos (mormente no caso dos tufos de grã média à grosseira), sua delimitação em planta na escala do presente trabalho é totalmente impraticável, quer pela pequena espessura dos estratos, quer pela constante repetição dessas rochas ao longo de toda a seqüência. Os estudos de campo revelaram, contudo, que os termos epiclásticos dominam de um modo geral sobre os piroclásticos, especialmente na porção basal do pacote. Esses últimos, por sua vez, ocorrem com muito maior freqüência junto ao topo desse conjunto, principalmente na borda sudoeste da bacia e na faixa entre São Miguel e Saltinho. Já nos flancos leste e sudeste, os siltitos passam a ter uma participação mínima ou estão ausentes, sendo a seqüência sedimentar intermediária representada apenas por tufos.

Os siltitos constituem-se nas rochas mais comuns entre os membros epiclásticos. Suas cores primárias (registradas em testemunhos de sondagens) apresentam diferentes tons de cinza (claro, escuro, esverdeado) ou marrom (averme-

lhado ou arroxeado), esses últimos menos freqüentes. Nos aflo ramentos estão quase sempre alterados e assumem colorações ocre-acinzentadas, cinza-esbranquiçadas, amareladas ou avermelhadas. Mostram, normalmente, fina estratificação plano-paralela (foto 7), sendo raros os tipos maciços. A alternância de níveis milimétricos com granulometria e coloração distintas confere um caráter rítmico a algumas dessas rochas. Estratos mais grosseiros (com até alguns centímetros) podem apresentar sinais de acamamento gradativo, passando-se de siltitos arenosos ou arenitos muito finos na base, para siltitos muito finos ou mesmo argilitos no topo. Ao microscópio apresentam grãos de quartzo dispersos esparsamente numa matriz pelítica à base de sericita, impregnada por óxido de ferro. Passagens mais finas, compostas quase exclusivamente de sericita, constituem níveis de folhelhos, assinalados na porção nordeste da bacia, próximo a localidade de Saltinho (Ebert, 1971a).

Camadas de arenitos de grã fina e muito fina intercalam-se com alguma freqüência nos estratos pelíticos aflorantes na faixa ocidental da bacia e, em menor escala, nas ocorrências a sul e sudeste de Bateias de Baixo. São rochas psamíticas ora quartzosas, ora ricas em grãos de feldspato (arcósios), mostrando cores cinza-clara ou marrom clara, respectivamente. Apresentam normalmente estratificação plano-paralela, por vezes em cunha ou do tipo *flaser* (foto 8), embora alguns estratos possam ser maciços. A espessura dessas camadas varia de poucos decímetros até poucas dezenas de metros, no último caso contendo passagens de siltitos arenosos.

Apenas duas ocorrências de rochas conglomeráticas, ambas semi-alteradas, foram registradas no contexto da seqüência sedimentar intermediária. Elas localizam-se em cortes da BR-280, a cerca de 1,0 km e 1,7 km a leste de São Miguel. Na primeira o conglomerado apresenta uma espessura superior a 4 m e é capeado por argilitos róseos, contendo passagens de arenito arcosiano de grã média. Os seixos são geralmente arredondados, apresentando diâmetros normalmente en

Foto 7: Siltitos semi-alterados, com laminação plano-paralela milimétrica, integrantes da seqüência sedimentar intermediária. Local: Saltinho.

Foto 8: Arcósio de grã fina a média, mostrando estratificação do tipo *flaser*, posicionado junto ao topo da seqüência sedimentar intermediária. Local: Serrinha.

tre 1 cm e 2 cm, mas podendo atingir até 30 cm. Sua composição revela a presença de vulcanitos ácidos (traquitos?), siltitos e sílica. Níveis de arenito grosseiro a conglomerático (com cerca de ± 30 cm de espessura) intercalam-se no conglomerado. Os ruditos da segunda ocorrência sobrepõem-se a siltitos muito finos e assemelham-se, litologicamente, à ocorrência anterior, exibindo, no entanto, uma espessura bem menor: em torno de 0,5 m.

As rochas piroclásticas distribuem-se de maneira não uniforme ao longo da seqüência sedimentar intermediária. Na base desse conjunto litológico sua presença é subordinada aos estratos síltico-arenosos e tufíticos, constituindo passagens com espessura normalmente de poucos metros. Esse quadro geral inverte-se gradualmente à medida que atingimos as porções superiores, onde os tufos se tornam dominantes ou, em algumas regiões, exclusivos. A granulometria desses litotipos é muito diversificada, indo desde tufos muito finos (difíceis de distinguir dos sedimentos epiclásticos pelíticos) até brechas grosseiras, essas bem mais freqüentes no topo do pacote. Como feições típicas dessas rochas destacamos o seu acamamento grosseiro, gerando superfícies onduladas com uma característica desagregação em pequenas escamas, e a coloração esverdeada quando alteradas. Estruturas do tipo "almofada" são comuns em alguns locais. Quando frescos, os tufos exibem uma típica cor cinza-esverdeada, que vai assumindo tonalidades cada vez mais claras à medida que aumenta o grau de intemperismo do material. De acordo com análises petrográficas efetuadas no decorrer desse trabalho e com os estudos algo detalhados de Ebert (1971a), notou-se que os tufos mostram estruturas muito variadas e uma composição quase sempre ácida, embora existam tufos líticos, vítreos e de cristais. Nos tufos polimíticos aparecem fragmentos de vulcanitos ácidos e básicos, tufitos, arcósios, gnaisses e mesmo de tufos mais antigos. Nos vítreos é muito comum a presença só de vidro desvitrificado e limonita, originando rochas de grã muito fina. Há tufos em que, além de uma massa criptocristalina, geral-

mente à base de sílica, ocorrem alguns cristais de quartzo, feldspato potássico (sanidina e anortoclásio) e plagioclásio. Clorita, sericita, opacos, carbonatos, óxido de ferro, biotita, zircão e leucoxênio aparecem em pequena proporção. Exibem estruturações diversas, tais como maciça, brechóide, amigdaloidal, fluidal ou perlítica, esta última magnificamente representada por duas camadas de tufos ácidos perlíticos, com espessuras da ordem de 6 m e 12 m, respectivamente, que ocorrem intercaladas a siltitos no furo CA-05. As figurações perlíticas nesse caso alcançam diâmetros de até 5 cm, embora sejam geralmente menores: entre 1 cm e 2 cm.

A participação de material vulcanoclástico não se restringe somente aos tufos, mas envolve também a sua deposição juntamente com material epiclástico, originando rochas mistas (tufitos), muito freqüentes como intercalações nos estratos síltico-arenosos e dos quais nem sempre é possível distinguir. Litotipos com essas características foram assinalados nos furos CA-04 e CA-05, assemelhando-se, em ambos os casos, a arenitos finos, o que nos leva a crer que alguns dos estratos tidos como de rochas psamíticas epiclásticas possam ter igual natureza. Apresentam cor cinza clara e uma estratificação pouco nítida, mostrando passagens laterais para tufos verdadeiros ou para siltitos e arenitos puramente epiclásticos. Seu caráter misto (epi-vulcanoclástico) foi revelado ao microscópio, devido à presença de fragmentos de rochas vulcânicas e vidro parcialmente desvitrificado, ao lado de grãos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Sílica microcristalina, carbonato, sericita, caulinita, biotita, clorita, apatita, óxido de ferro, leucoxênio e opacos ocorrem acessoriamente.

9.3.3.3.2.5 - Seqüência vulcânica superior (ácida)

Manifestações vulcânicas de caráter ácido parecem ter ocorrido desde os primórdios da formação da bacia de Campo Alegre. A atuação de eventos magmáticos dessa natureza se

ria mínima à época de deposição da seqüência clástica areno-conglomerática basal, onde têm raríssima representação ou estão ausentes. No entanto, rochas efusivas ácidas já se fazem presentes de um modo expressivo na seqüência vulcânica inferior, embora ainda em proporções muito subordinadas aos vulcanitos básicos e intermediários. Participam ainda indiretamente da seqüência sedimentar intermediária, quer como fragmentos nas rochas piroclásticas (tufos e brechas quase sempre de natureza ácida), quer como derrames de lavas félsicas que constituem intercalações nos tufos aflorantes no flanco sudeste da bacia, que foram incluídos provisoriamente naquela unidade litológica.

A fase principal de extrusão e intrusão de lavas ácidas, com seus depósitos piroclásticos associados, ocorreu durante os estágios tardios de evolução dessa bacia, e marca o encerramento das atividades vulcânicas eopaleozóicas na região. Como resultado desse evento magmático, formou-se um espesso pacote de vulcanitos e rochas piroclásticas ácidas, que cobrem uma área da ordem de 240 km^2, ocupando a porção interna da bacia de Campo Alegre.

Essas rochas foram reunidas na seqüência vulcânica superior, que equivale ao "segundo litossoma efusivo" da Formação Campo Alegre, de Ebert (1971a), incluíndo, além dos termos vulcânicos e piroclásticos de composição ácida, também alguns raros derrames de vulcanitos intermediários e básicos, além de sedimentos epiclásticos pelítico-arenosos.

Os membros efusivos dominam amplamente sobre os demais litotipos, respondendo pelo relevo em *cuestas*, suavemente inclinadas para o interior da bacia, originando feições geomorfológicas que Ebert (1971a) denominou de *hogbacks* ou "cabeços de estratos" (foto 9), que são formas de exposição típicas desse conjunto vulcânico. Esse modelado topográfico delimita as áreas de ocorrências da formação vulcânica em praticamente toda a bacia, e determina de maneira magnífica o contorno do planalto de Campo Alegre nos trechos a sul da ci-

dade homônima, esculpido inteiramente sobre os derrames ácidos.

Pequenas "ilhas" de rochas vulcânicas ácidas ocorrem isoladas do corpo principal, correspondendo a prováveis testemunhos de uma maior distribuição dos derrames ácidos, como é o caso das serras da Igreja (a norte de Corupá) e do Bento (junto à São Miguel), a primeira das quais mostra um curioso modelado do tipo "pão-de-açúcar"(foto 10), único em toda a região estudada.

Devido à elevada resistência dos vulcanitos ácidos aos processos de intemperização, os afloramentos dessas rochas são bastante freqüentes, exceto nas porções internas do planalto, onde o relevo aplainado e a presença de litotipos fluidais ricos em matéria vítrea desvitrificada (facilmente alteráveis), tornam mais raras as suas exposições naturais. Elas se dão geralmente sob a forma de paredões verticalizados ou subverticalizados, lageados no topo ou sopé de alguns morros (foto 11), ou ainda como cachoeiras de dimensões muito variadas (foto 12).

As características petrográficas das rochas efusivas foram detalhadamente estudadas por Ebert (1971a), de quem extraímos a maior parte dos dados expostos a seguir. Conforme registrado por aquele autor, somente dois litotipos são realmente freqüentes nessa unidade vulcânica: traquitos (ou quartzo-traquitos) e riolitos. Em escala muito reduzida participam felsitos, felsófiros, traqui-andesitos, dacitos e melafiros.

As rochas traquíticas predominam amplamente nas porções oeste, norte e nordeste da bacia, subordinando-se inteiramente aos riolitos em toda a faixa meridional. Os traquitos (ou quartzo-traquitos) apresentam cores amarronzadas, estrutura afanítica ou por vezes fluidal, e raros fenocristais milimétricos de feldspato rôseo. Ao microscópio mostram uma massa microcristalina, geralmente à base de feldspatos e óxido de ferro, onde se destacam raros fenocristais de anortoclásio. Finos leitos de quartzo infiltraram-se em algumas des

Foto 9: Relevo tipo *cuesta*, sustentado por derrames de vulcanitos ácidos que mergulham suavemente para o interior da bacia. Constitui a serra de Papanduva, vista das imediações de Saltinho.

Foto 10: Serra da Igreja, formada por um conjunto de picos do tipo "pão-de-açúcar", sustentados por vulcanitos ácidos, sobrepostos à vulcânicas básicas, arcósios e conglomerados. Ao fundo aparece o planalto sedimentar gondwânico.

Foto 11: Extenso lageado expondo vulcanitos ácidos, representando sua forma típica de afloramento no interior do planalto de Campo Alegre. Local: fazenda Werner Bahr, a leste de Campo Alegre.

Foto 12: Cachoeira expondo rochas traquíticas da "sequência vulcânica superior. Local: Salto.

sas rochas, conferindo-lhes um caráter "fluidal". A estruturação traquítica típica é incomum, sendo freqüente a presença de agregados de cristais que dão à rocha uma feição de supergranulação.

Já os riolitos destacam-se por suas cores claras (rosadas, amarronzadas ou avermelhadas) e pela nítida estruturação fluidal, dada pela alternância de lâminas submilimétricas ou milimétricas com coloração distintas, por vezes onduladas (foto 13) ou complexamente dobradas. São largamente dominantes em toda a porção sul da bacia, onde a maior parte das jazidas de caulim deles se origina por alteração intempérica. Microscopicamente revelam a presença de raros fenocristais de quartzo e anortoclásio, dispostos num cimento de quartzo, feldspato e sericita, com arranjo do tipo microgranular, micrográfico ou esferulítico. A maioria dos riolitos, no entanto, apresenta caráter vítreo.

Rochas vulcânicas com composição variando de intermediária à básica foram identificadas nos furos CA-07 (dacito) e CA-08 (traquiandesito e meláfiro), formando passagens ou derrames individuais intercalados nos vulcanitos ácidos. Litotipos de caráter básico podem ocorrer com alguma freqüência na porção basal desse conjunto vulcânico especialmente nas áreas próximas à Avenquinha e a sul de Bateias de Baixo, sendo praticamente ausentes nas demais regiões.

Rochas piroclásticas associam-se frequentemente aos vulcanitos ácidos, não sendo possível sua individualização no mapa geológico, quer devido à pequena espessura da maioria dos estratos, quer em função da íntima interdigitação com as rochas efusivas, das quais nem sempre são fáceis de separar no terreno, mormente quando alteradas. A maior parte das ocorrências situa-se a sul de Campo Alegre (portanto, no domínio das rochas riolíticas), merecendo destaque as exposições de brechas vulcânicas, das quais a mais significativa é aquela descrita por Ebert (1971a), junto à cidade acima citada. A presença de fragmentos com diâmetro de até 0,5 m nessa ocorrên-

cia levou aquele autor a sugerir a existência de uma chaminé vulcânica nas proximidades. Nos fragmentos estão representados vulcanitos, sedimentos e gnaisses, cuja paragênese mineralógica é bastante semelhante à dos tufos que os incluem: feldspato potássico, quartzo e óxido de ferro.

Magníficas exposições de brechas foram encontradas na porção sul da bacia, constituindo a base da seqüência vulcânica superior. São ora extremamente fluidais e ricas em fragmentos de vulcanitos ácidos (ignimbritos?), ora maciças. Mostram, além de vulcanitos ácidos e básicos, também fragmentos e mesmo seixos (bem arredondados) de gnaisses quartzo-feldspáticos, o que nos leva a crer que o evento explosivo possa ter envolvido material procedente dos ruditos da seqüência sedimentar inferior. Há ainda brechas formadas exclusivamente por fragmentos de vulcanitos ácidos.

Outros afloramentos expressivos de brechas foram encontrados junto ao rio Fumaça e a sudeste da jazida de caulim explorada pela Incepa. No primeiro caso as brechas formam pequenos morros arredondados e mostram, como feição característica, uma alteração preferencial dos fragmentos (quase sempre de vulcanitos ácidos) em relação à matriz tufácea, originando cavidades no afloramento (foto 14). Os fragmentos podem atingir até 40 cm de diâmetro, tendo dimensões médias de 1 cm a 5 cm. Na segunda ocorrência há uma maior diversidade composicional, com vários tipos de vulcanitos ácidos, além de fragmentos de tufos, medindo normalmente menos do que 5 cm de diâmetro.

Tufos e brechas ácidas constituem também o substrato da seqüência sedimentar superior (Formação Rio Turvo), aflorando quase ininterruptamente ao longo da faixa de contato dessa unidade com a seqüência vulcânica superior, na porção central da bacia. Expõem-se normalmente sob a forma de extensos lageados* e excepcionalmente como matacões (foto 15), nos

* A localidade-tipo dessa fácies petrográfica denomina-se significativamente de Lageado.

Foto 13: Riolito com estrutura fluidal ressaltada pela intemperização parcial da rocha. Local: jazida de caulim explorada pela Incepa, a sul de Campo Alegre.

Foto 14: Brecha vulcânica, composta predominantemente por fragmentos de vulcanitos ácidos, que se alteram com maior facilidade que a matriz tufácea. Local: curso médio do rio Fumaça.

quais, à semelhança do que ocorre com as brechas do rio Fumaça, os fragmentos de rochas alteram-se com maior facilidade que o cimento. Apresentam cores amarronzadas ou avermelhadas e estruturas por vezes nitidamente fluidal. São formados por fragmentos de rochas (andesitos, traquitos e basaltos) e de cristais (quartzo, feldspato potássico e plagioclásio do tipo albita-oligoclásio) dispersos numa matriz muito fina, parcialmente desvitrificada, contendo abundante sílica microcristalina, além de óxido de ferro, sericita, clorita, carbonato, biotita e diversos outros acessórios. Parte desses litótipos foram classificados como ignimbritos pelos alunos da UNISINOS, em 1977.

Rochas piroclásticas finas, envolvendo tufos desde muito finos até grosseiros, ocorrem com igual freqüência que as brechas, só que estão normalmente mais alterados, o que dificulta sua distinção dos litotipos efusivos. Associam-se por vezes a sedimentos epiclásticos, mostrando um grosseiro acamamento. Quando intemperizados, exibem cores variadas, com tons de verde, roxo ou marrom avermelhado. Estruturas do tipo perlítica, fluidal ou brechóide são freqüentes. Tufos de grã fina, com cor verde garrafa, afloram inalterados nas proximidades do depósito de caulim da Mineração Franco. Eles apresentam fragmentos de quartzo e feldspatos, além de rochas microcristalinas esferulíticas, dispostos numa matriz criptocristalina com estruturação grosseiramente fluidal.

Sedimentos puramente epiclásticos são bastante raros na seqüência vulcânica superior, fazendo-se representar por folhelhos e siltitos avermelhados, com laminação plano-paralela submilimétrica, contendo pequenas intercalações de tufitos esverdeados ou arroxeados. A principal ocorrência dessas rochas, e a única delimitada no mapa geológico, situa-se junto à estrada Campo Alegre - Bateias de Baixo, cerca de 2 km a norte da localidade de Lageado (foto 16). Uma outra ocorrência, com reduzida expressão no terreno, foi encontrada num trecho abandonado da estrada Campo Alegre - Schroeder, a apro

Foto 15: Matacões de brecha vulcânica ácida, que constitui o litotipo dominante na faixa de passagem para a seqüência sedimentar superior. Local: cerca de 1 km a nordeste da Cerâmica Campo Alegre.

Foto 16: Siltitos argilosos com laminação plano-paralela milimétrica, constituindo intercalações na seqüência vulcânica ácida. Local: estrada Campo Alegre - Bateias, cerca de 2 km a norte de Lageado.

ximadamente 5 km a sul da primeira cidade. Ebert (1971a) cita também a presença de um arcósio verde com grãos de quartzo, microclina, plagioclásio e calcita, e cimento à base de sericita, clorita e óxido de ferro, encaixado entre derrames de rochas efusivas ácidas, a cerca de 6 km a oeste de Campo Alegre.

9.3.3.3.2.6 - Seqüência sedimentar superior (epi-vulcanoclástica)

Os episódios terminais dos eventos vulcânicos e sedimentares que atingiram o depósito molássico de Campo Alegre restringiram sua atuação à porção central daquela bacia, originando um pacote de rochas epi-vulcanoclásticas que foram aqui reunidas na seqüência sedimentar superior. Almeida (1949) já havia descrito algumas das rochas que compõem essa unidade, reconhecendo o seu caráter tufítico. Ebert (1971a) estudou-as com maior detalhe, reunindo-as na Formação Rio Turvo, denominação retirada da drenagem homônima, que corta essa seqüência em seu flanco oriental e praticamente a delimita na faixa setentrional.

A área ocupada pelos litotipos desse conjunto sedimentar abrange cerca de 38 km^2 e caracteriza-se por um relevo bastante suave, com pequenas colinas de topo achatado, modeladas sobre estratos sub-horizontalizados ou fracamente mergulhantes para o interior da bacia. Nessa região predomina uma paisagem campestre, mostrando uma cobertura vegetal à base de gramíneas, com raros restos de matas, restritas às imediações dos cursos d'água. A cidade de Campo Alegre está situada em sua maior parte em terrenos dessa formação, junto à sua porção sul.

A seqüência sedimentar superior acha-se bem exposta em cortes da rodovia BR-280, que a atravessa integralmente segundo uma direção aproximada E-W, e de estradas secundárias que ligam Campo Alegre a Fragosos, Salto e Bateias de Baixo. Outros afloramentos expressivos são representados por

pedreiras abandonadas, duas a sul de Campo Alegre (foto 17) e uma a leste dessa cidade, na antiga estrada para Joinvile. As únicas boas exposições naturais dessa unidade são cachoeiras (foto 18) ou pequenos lageados, no leito do rio Lageadinho.

As relações de contato entre a seqüência vulcânica superior e esse conjunto litológico revelam características típicas de transição, o que pôde ser visto tanto no terreno, em praticamente toda a zona limítrofe entre as duas unidades, como nos testemunhos de duas sondagens (CA-01 e CA-06), posicionadas na porção central da bacia. Apenas a sul de Campo Alegre o contato se dá através de um falhamento NE-SW, sugerido quer por feições geomorfológicas (alinhamento de cachoeiras e desnível topográfico acentuado), quer por dados geológicos e estruturais (limite aproximadamente retilíneo entre as duas seqüências e o posicionamento subverticalizado dos estratos sedimentares junto à zona de contato).

A faixa lateral limítrofe aos domínios da seqüência sedimentar superior são ocupadas quase que ininterruptamente por tufos e brechas ácidas, sobrepostas a derrames ácidos e constituindo o topo da seqüência vulcânica superior. Essas rochas não exibem, via de regra, qualquer acamamento e se confundem muitas vezes com vulcanitos ácidos que tenham englobado fragmentos líticos e de cristais. Parte delas foi classificada como ignimbrito durante o levantamento geológico executado pelos alunos da UNISINOS. Esse esquema geral, contudo, apresenta algumas modificações na borda ocidental, onde tufos acamados estão sotopostos aos tufos supostamente "ignimbríticos", o que indica já ter existido uma boa seleção do material piroclástico durante as etapas finais de formação da seqüência vulcânica superior, o que pode ser visto em cortes da rodovia BR-280 e da estrada Fragosos - Campo Alegre.

Esses tufos e brechas ácidas, quer sejam ignimbríticos ou não, assumem um importante significado estratigráfico local, tanto por materializarem um evento geológico com

Foto 17: Pedreira expondo siltitos, tufitos e tufos da sequência sedimentar superior, qùe mostram excelente acamamento. Local: 1,5 km a sudeste de Campo Alegre.

Foto 18: Cachoeira no leito do rio Lajeadinho, constituindo-se num dos raros bons afloramentos naturais da seqüência sedimentar superior, aqui representada por tufos, tufitos e siltitos. Local: fazenda Schwarz, 2,5 km a sudoeste de Campo Alegre.

ampla distribuição na porção centro-norte da bacia de Campo Alegre, quanto por representarem uma clara mudança nas condições ambientais internas desse depósito. Praticamente todos os litotipos que se lhe sobrepõem, sejam eles piroclásticos ou epiclásticos, apresentam feições sugestivas de uma deposição em ambientes com alta capacidade de seleção granulométrica dos materiais, o que se torna cada vez mais nítido à medida que se atinge as porções superiores dessa seqüência sedimentar. Em razão disso, arbitrou-se serem essas rochas piroclásticas grosseiras o topo da seqüência vulcânica superior (ou topo da Formação Campo Alegre, segundo o esquema estratigráfico de Ebert, 1971a), incluindo-se as unidades sobrejacentes na seqüência sedimentar superior (ou Formação Rio Turvo daquele autor).

O estudo dos testemunhos das sondagens que cortaram toda essa seqüência sedimentar, penetrando profundamente na formação vulcânica sotoposta, revelam que esse conjunto é formado por um pacote de rochas piroclásticas, epiclásticas e epi-vulcanoclásticas, que podem ser agrupadas em duas fácies litológicas, gradativas entre si mas com características particulares que permitem sua individualização. São elas:

1 - Uma fácies basal (30 m a 40 m de espessura), composta predominantemente por tufos de grã fina à média, mostrando freqüentes passagens de tufos muito finos, nos quais pode existir a participação de material epiclástico, conferindo-lhes um caráter de tufitos. Rochas piroclásticas grosseiras (lapilli-tufos e brechas) são pouco comuns, ocorrendo em maior proporção junto à base do pacote onde passam de modo rápido, mas não brusco, aos tufos e brechas ácidas subjacentes, que não apresentam o típico acamamento dos estratos piroclásticos superiores. Siltitos epiclásticos são raríssimos nessa fácies litológica, estando inteiramente subordinados aos tufos. Os litotipos dessa unidade mostram diversas feições sedimentares, sugerindo que, pelo menos boa parte delas, se depositaram em ambiente sub-aquoso (embora possam ter aportado à

bacia de sedimentação por via aérea), tais como:

a) laminação planar, normalmente plano-ondulada, mas por vezes plano-paralela, com dimensões dos estratos variando de poucos milímetros a alguns centímetros e, em alguns casos, até sub-milimétrica;

b) dobramentos convolutos em pequenas passagens mais finas;

c) estratificação do tipo gradativa em camadas centimétricas, que podem se repetir ciclicamente.

2 - Uma fácies superior (ao redor de 100 m de espessura), constituída dominantemente por siltitos epiclásticos, mostrando passagens de tufitos e tufos, esses últimos restritos a níveis bem definidos, cuja participação diminui visivelmente da base para o topo dessa unidade, onde são raros ou ausentes. A espessura das camadas de tufos raramente alcança alguns metros*, situando-se normalmente entre 0,5 m e 1,0 m (bancos maiores) e entre 0,1 m e 0,3 m, que é o caso mais comum. Próximo ao topo da seqüência sedimentar superior a espessura desses níveis reduz-se a alguns milímetros ou no máximo pouco centímetros. O contato basal entre os tufos e os siltitos é marcadamente brusco, ao contrário do superior, que é gradual e pouco nítido, mas geralmente assinalado pela presença de níveis de grã muito fina (cinza vulcânica?), que apresentam dobras convolutas. Feições deposicionais do tipo acamamento gradativo são muito freqüentes, especialmente nos níveis com menor espessura, e são caracterizadas pela passagem dos tufos grosseiros da base para tufos sílticos (ou tufitos) no topo, com variação contínua da granulometria. Nos bancos mais espessos as fácies grosseiras podem situar-se na porção mediana da camada.

Os siltitos apresentam comumente estratificação do tipo plano-paralela sub-milimétrica, por vezes não muito ní-

---

* No furo CA-06 há dois níveis espessos de tufos, com 3,8 m e 4,0 m, respectivamente.

tida (mormente quando silicificados), assumindo então um aspecto maciço. Suas cores primárias são cinza-esverdeado ou verde (siltitos grosseiros, por vezes arenosos) e marrom avermelhado (siltitos muito finos a argilosos), predominando ora um, ora outro. Entretanto, de um modo geral, as cores cinzas ou esverdeadas são mais freqüentes nas porções superiores dessa unidade. Pode ocorrer ainda a intercalação contínua de lâminas milimétricas com colorações distintas, conferindo-lhes um caráter rítmico. Fragmentos milimétricos de vulcanitos ácidos, quartzo ou feldspatos ocorrem de modo esparso, denunciando o caráter epivulcanoclástico (tufíticos) de alguns desses termos pelíticos.

Passagens centimétricas de siltitos calcíferos aparecem com freqüência cada vez maior em direção ao topo do pacote, onde chegam a formar estreitos níveis calcários, o mais espesso medindo 2 cm. As faixas contendo siltitos calcíferos alcançam pequena espessura (no máximo 20 cm) e se repetem inúmeras vezes ao longo desse conjunto sedimentar, caracterizando-se na maioria dos casos pela intercalação rítmica de lâminas milimétricas, esbranquiçadas, de siltito calcífero e de siltito argiloso, predominando ora um, ora outro. Lâminas de arenito muito fino, esbranquiçado, podem intercalar-se nos siltitos, realçando a sua estratificação. Apresentam sempre um cimento calcífero.

A divisão da seqüência sedimentar superior em duas fácies litológicas (basal e superior), exeqüível nos furos de sondagens, torna-se, entretanto, impraticável no terreno, impedindo, conseqüentemente, a sua delimitação no mapa geológico. Tal fato se deve principalmente à alteração pronunciada dos estratos piroclásticos e epiclásticos, dificultando a sua distinção (quase impossível nos termos finos), complicada ainda mais pelos falhamentos que atingiram essa unidade. Esse esquema estratigráfico (rochas piroclásticas dominando na base e siltitos epiclásticos no topo), pode, no entanto, ser bem visualizado nos cortes da rodovia BR-280, a leste do

rio Turvo. Já no flanco ocidental, onde existe uma maior freqüência de rochas piroclásticas nas proximidades dos contatos com a seqüência vulcânica superior, a ordenação anterior não é muito nítida.

Nos afloramentos os tufos inalterados mostram cores marrom ou marrom avermelhada (membros grosseiros) e cinza (os de grã média à fina), tornando-se róseos, avermelhados ou esverdeados ao se alterarem. Em muitos tipos é nítida uma estruturação com forte tendência à fluidal, o que os aproxima de ignimbritos. São compostos por fragmentos de vulcanitos ácidos, basalto, quartzo e anortoclásio, sendo classificados como tufos riolíticos (Ebert, 1971a). Localmente as camadas de tufos podem exibir estruturas do tipo "almofada".

Já os siltitos apresentam colorações diversas, em função da sua maior ou menor alteração e de sua cor primária. Os termos esverdeados ou cinza-esverdeados, normalmente assumem tonalidades mais claras dessas mesmas cores, tornando-se por vezes amarelados. Aqueles de cor marrom-avermelhado passam a fortemente avermelhados ou róseos. Os membros tufíticos exibem cores arroxeadas (pouco alterados) ou esverdeadas (intensamente alterados). Com a alteração, o fino acamamento de alguns estratos torna-se ainda mais acentuado, conferindo um aspecto foliáceo aos siltitos argilosos, embora estreitos níveis de verdadeiros folhelhos (com 5 cm a 10 cm de espessura) tenham sido assinalados raramente.

9.3.3.3.3 - Seqüência vulcano-sedimentar do *graben* de Corupá

9.3.3.3.3.1 - Introdução

A sul da cidade de Corupá (SC) ocorrem rochas de natureza vulcano-sedimentar, que exibem uma quase total identidade litológica e estratigráfica com os termos correspondentes presentes na bacia de Campo Alegre, envolvendo conglomerados, arcósios, siltitos, vulcanitos ácidos e básicos, tu

fos e tufitos. Sua faixa de exposição restringe-se a uma fossa tectônica de direção geral NE-SW, com cerca de 20 km de extensão e 2,5 km de largura máxima, que se individualiza do corpo principal de rochas eopaleozóicas (aflorantes poucos quilômetros a norte), pela presença, entre as duas seqüências, do maciço granítico de Corupá.

Essa ocorrência foi inicialmente assinalada por Albuquerque *et alii* (1971) que correlacionou os siltitos e folhelhos (com raros arcósios) ali existentes à Formação Garcia, unidade basal do Grupo Itajaí. Ebert & Brochini (1971) e Ebert (1971a) traçaram um paralelo entre os litotipos dessa área e aqueles da bacia de Campo Alegre e, baseados em aspectos litológicos e tectônicos, concluíram serem os primeiros de idade mais antiga. Posteriormente, Trainini (1974) redescreve essa seqüência como sendo composta por quartzitos, arcósios, siltitos e conglomerados, com predomínio dos sedimentos grosseiros sobre a fração síltica, relacionando-a igualmente à Formação Garcia.

Grande parte da fossa tectônica de Corupá acha-se realçada topograficamente em relação aos gnaisses e migmatitos pré-cambrianos encaixantes (numa disposição geomorfológica que se supõe ser inversa à original), mercê da maior resistência aos processos erosivos apresentada pelos vulcanitos ácidos, que sustentam longas cristas alinhadas segundo NE-SW, delimitando parcialmente o *graben*, tanto a sudeste do rio Itapocu, como a sul do ribeirão Grande (constituindo a chamada serra do Funil). Já a norte do ribeirão Grande, junto ao flanco sudeste do morro do Boi, dada a inexistência de vulcanitos ácidos, são os siltitos e arcósios que jazem em contato, ora com o maciço granítico de Corupá, ora com os migmatitos do Complexo Taboleiro. A definição dos limites da fossa tectônica nessa área torna-se sobremaneira difícil, não só devido à maior alteração dos estratos sedimentares, como principalmente pela presença de uma extensa cobertura coluvionar oriunda do corpo granítico, que recobre indistintamente

as formações eopaleozóicas e os migmatitos do embasamento, fato mais marcante a nordeste de Bela Vista. No entanto, na região de Caimon registrou-se a existência de contatos por falha entre os sedimentos e o corpo granítico, ao mesmo tempo que relações aparentemente intrusivas entre esse corpo e o embasamento cristalino, representado por metamorfitos de natureza básico-ultrabásica, foram assinaladas próximo à escola municipal de Bela Vista.

No interior dessa estrutura tectônica preservou-se um conjunto rochoso que revela flagrantes semelhanças com aquele exposto na bacia de Campo Alegre, quer pela notável similaridade petrográfica entre os principais litotipos que os compõem, quer pela equivalente ordenação dos eventos sedimentares e magmáticos ocorridos em ambas as áreas. No âmbito do *graben* há um ligeiro predomínio das unidades sedimentares sobre as vulcânicas, ocorrendo entre as primeiras tanto litotipos puramente epiclásticos (conglomerados, arcósios e a maior parte dos siltitos), quanto mistos, envolvendo esses a deposição de material epi- e piroclástico, constituindo os tufitos. Já entre os vulcanitos nota-se um domínio amplo dos membros ácidos, com reduzida participação de rochas de natureza básico-intermediária, associando-se intimamente a ambos litotipos piroclásticos variados, incluindo desde tufos muito finos até brechas.

O condicionamento tectono-estrutural dessa seqüência, no entanto, apresenta características bastante distintas daquelas da área de Campo Alegre, cujos estratos mostram geralmente mergulhos suaves em direção ao centro da bacia, com perturbações apenas de caráter local. Já no contexto do *graben* de Corupá as camadas sedimentares e os derrames vulcânicos exibem normalmente mergulhos com valores entre 20^{o} e 40^{o}, podendo tornar-se até subverticalizados, especialmente nas adjacências de falhamentos. Os caimentos são de diversas direções, embora exista uma tendência geral no contexto de uma determinada região, normalmente para sudeste ou sudoeste.

Essa disposição estrutural do pacote vulcano-sedimentar reflete claramente a intensa atividade tectônica atuante na região a sul de Corupá, a qual provocou não só a formação do próprio *graben*, como causou o basculamento das unidades nele inseridas, em nítido contraste com a área de Campo Alegre que "representaria um caso de estabilidade excepcional" na porção catarinense da serra do Mar (Ebert, 1971a).

Acreditamos, desse modo, que as similaridades litoestratigráficas entre as formações vulcano-sedimentares contidas nas duas áreas sejam mais importantes geologicamente do que a dessemelhança de seus padrões estruturais, representando a ocorrência do *graben* de Corupá apenas uma "fatia" da bacia de Campo Alegre, dela individualizada por falhamentos posteriores e que se preservou da erosão devido à presença de uma capa de vulcanitos ácidos recobrindo os sedimentos. Discorda-se, portanto, no presente trabalho, tanto da proposição de Ebert & Brochini (1971) e Ebert (1971a) de que tais rochas sejam mais antigas do que seus equivalentes no corpo principal, como do seu enquadramento na Formação Garcia (Grupo Itajaí), realizado por Albuquerque *et alii* (1971) e Trainini (1974), visto que essa unidade estratigráfica, no sentido em que foi redefinida por Schulz Jr. *et alii* (1969), apresenta significativas diferenças na composição litológica em relação aos tipos aflorantes na fossa tectônica de Corupá, conforme a descrição que se segue.

9.3.3.3.3.2 - Seqüência sedimentar inferior (areno-conglomerática)

Nos extremos opostos da faixa de exposição de rochas eopaleozóicas ocorrem conglomerados polimícticos e arcósios, que mostram forte analogia com a Formação Bateias da bacia de Campo Alegre (Ebert, 1971a), quer por representarem igualmente a base da seqüência vulcano-sedimentar, quer pelas inúmeras semelhanças litológicas entre essas unidades.

Os principais afloramentos dos ruditos estão situa

dos na porção sudoeste do *graben*, próximo ao contato com os sedimentos arenosos do Grupo Itararé. Ali, formam a serra da Pedra Branca, uma pequena elevação mesiforme, com leve inclinação para norte, que apresenta quase uma centena de metros de desnível em relação ao plano local, acreditando-se ser ela integralmente sustentada por rochas conglomeráticas. Junto à base desse alto topográfico e em suas adjacências ocorrem conglomerados polimícticos, contendo seixos em geral subarredondados, de dimensões muito variadas, dominando os de diâmetro inferior a 10 cm, embora, esporadicamente, tenham sido encontrados pequenos matacões com diâmetro superior a 30 cm. A maioria dos fenoclastos apresenta composição quartzo-feldspática (gnaisses diversos, granitos e granitóides), com menor participação de rochas silicosas (quartzitos e quartzo leitoso), sendo raros os seixos de granitos e granodioritos pórfiros e de vulcanitos básicos. Aparecem ainda seixos de rochas do embasamento cristalino (gnaisses cataclásticos) que denunciam a atuação de esforços tectônicos, num quadro idêntico ao exibido pelos conglomerados basais da bacia de Campo Alegre.

Rochas bastante semelhantes ocorrem na extremidade nordeste do *graben*, a oeste da localidade de São João. Embora as características gerais do conglomerado (tamanho e forma dos seixos, natureza da matriz, posicionamento estratigráfico) sejam praticamente as mesmas, há aqui uma maior participação de seixos de rochas metamórficas de baixo grau, geralmente quartzosas (epiquartzitos, meta-arenitos feldspáticos, epignaisses), bem como a presença ocasional de fenoclastos de ortoquartzitos. Estes últimos mostram-se compostos por grãos bem arredondados de quartzo, além de raros quartzitos e filitos, cimentados por sílica e óxido de ferro. Seixos de litotipos graníticos e de gnaisses quartzo-feldspáticos são ainda muito freqüentes, embora em menor escala que no flanco sudoeste.

Em ambas as exposições os fenoclastos dos ruditos são cimentados por uma matriz arenosa contendo grãos de quartzo, feldspatos e rochas quartzosas ou quartzo-feldspáticas,

que pode localmente equivaler ou mesmo predominar sobre os seixos, conferindo à rocha um nítido acamamento, caracterizado pela alternância de níveis decimétricos de conglomerado e arcósio conglomerático (foto 19). Tal feição é mais freqüente na zona de passagem para os arcósios superiores, revelando o caráter gradativo desse contato.

Os arcósios que se sobrepõem aos conglomerados mostram uma grande homogeneidade granulométrica, dominando largamente os termos de grã média, com variações locais a membros grosseiros. Sua coloração varia entre o marrom e o cinza, assumindo tonalidades castanho-avermelhadas, quando alterados. O acamamento nem sempre é visível, podendo ser tanto do tipo cruzado (baixo ângulo) como paralelo irregular. Linhas de minerais pesados realçam por vezes a estratificação do conjunto. Em direção ao topo do pacote a granulometria dessas rochas diminui, passando a arcósios muito finos, aos quais sobrepõem-se siltitos laminados. Intercalações de camadas síltico-argilosas são muito raras, o que permite distingui-los dos estratos arcosianos associados à seqüência sedimentar síltico-arenosa. Por exibirem feições muito similares às desse conjunto, foram aqui agrupados os arcósios aflorantes a nordeste do morro do Garrafão, embora nesta região eles não estejam associados aos conglomerados. Ao microscópio mostram serem formados por grãos sub-angulosos a angulosos de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, aparecendo ainda esporádicas palhetas de muscovita e grãos de opacos. Grãos policristalinos, normalmente de epimetamorfitos (epi-quartzitos, filitos) ocorrem com alguma freqüência.

9.3.3.3.3.3 - Seqüência sedimentar intermediária (síltico-arenosa)

O pacote sedimentar aflorante na fossa tectônica de Corupá é constituído, em sua maior parte, por um conjunto de rochas de grã fina à média, representada predominantemente por estratos síltico-argilosos, contendo intercalações de

arcósios, conglomerados finos e raras grauvacas, podendo a participação dos termos arenosos ser, em alguns locais, equivalente à dos membros pelíticos. Essa unidade litológica ocupa uma posição estratigráfica intermediária entre a seqüência sedimentar inferior, à qual se sobrepõe em contato direto, concordante e algo gradual, e a seqüência vulcânica ácida, que a recobre de modo geralmente concordante, ora direta, ora indiretamente (nesse caso com a interposição de vulcanitos básicos). Há, no entanto, fortes evidências de que atividades vulcânicas de natureza ácida já ocorriam antes ou durante a deposição desses sedimentos, o que é revelado pela presença entre os siltitos, tanto de espessas lentes de conglomerados contendo seixos de riolito e traquito, quando de passagens tufíticas jazendo diretamente sobre brechas vulcanoclásticas e quartzo-pórfiros, fato esse evidenciado pela perfuração CA-15 junto à borda noroeste do *graben*.

Os membros síltico-argilosos representam mais de 70% das rochas que compõem a seqüência sedimentar intermediária, dominando amplamente ao longo de toda a faixa norte do *graben*, ao passo que os termos grosseiros são mais freqüentes junto à borda sul dessa estrutura, tanto entre Pedra de Amolar e do rio Itapocu, quanto a nordeste da serra do Funil. Os siltitos e argilitos apresentam laminação plano-paralela submilimétrica, melhormente visualizada quando se intercalam níveis de siltito arenoso ou arenito muito fino, na ausência dos quais assumem aspecto maciço. Exibem cores variando em tons de verde e cinza, com passagens castanho-arroxeadas ou avermelhadas (cores primárias verificadas em testemunhos de sondagens). Quando alterados, mostram tonalidade róseo-avermelhadas, amareladas ou cinza-acastanhado. Ocasionalmente contêm quantidades variáveis de grãos e seixos de rochas, tomando feições conglomeráticas ou mesmo de grauvacas. Quando nas proximidades de zonas de falhamentos, essas rochas fraturam-se intensamente, dificultando o reconhecimento de suas características intrínsecas e denunciando, por vezes, terem sofrido um leve metamorfismo, causando uma recristalização

incipiente de sua matriz pelítica.

Os arcósios formam estratos com dimensões bastante variadas, de um modo geral relacionadas diretamente ao seu grau de participação no pacote sedimentar, ora subordinados, ora dominantes em relação aos siltitos. No primeiro caso os estratos arenosos mostram comumente espessuras entre 3 cm e 40 cm, raramente atingindo um metro, e representam, então, no máximo, 20% do conjunto litológico. A feição inversa, isto é, com os arcósios dominando sobre os siltitos, é pouco freqüente e restringe-se a bancos cíclicos com possança da ordem de 5 m*, onde as camadas arenosas alcançam normalmente espessuras ao redor de um metro, estando separadas entre si por finos níveis (10 cm a 15 cm) de siltitos. Nesse último caso podem aparecer, esporadicamente, intercalações de arenitos conglomeráticos ou de conglomerados finos, quer em camadas individuais, quer como estreitas passagens junto à base dos bancos arcosianos, caracterizando a presença de estratificação gradativa em determinadas porções do pacote sedimentar. No entanto, quando os estratos arenosos são freqüentes, o processo de deposição mais comum é de natureza cíclica, dada pela alternância de bancos em que ora dominam os siltitos, ora os arcósios, o que pode ser visto nos cortes da nova estrada ligando Corupá a Jaraguá do Sul, que expõe magnificamente a seqüência sedimentar intermediária (foto 20).

Os arcósios apresentam-se normalmente compactos,

---

* Bancos de arcósios com espessuras da ordem de algumas dezenas de metros foram assinalados a nordeste da serra do Funil, mas restam ainda algumas dúvidas quanto ao seu correto posicionamento estratigráfico (se na seqüência sedimentar inferior ou na intermediária). Tal fato se deve não só às dificuldades de acesso à essa região, que apresenta uma extensa cobertura vegetal, como também pela presença de blocos basculados por falhamentos, exigindo para sua solução um grau de detalhamento não compatível com os objetivos do presente trabalho.

Foto 19: Acamamento no conglomerado polimíctico da seqüência sedimentar inferior, dado pela alternância de níveis rudáceos e de arcósio conglomerático, na zona de passagem para os arcósios superiores. Local: Pedra de Amolar Alto, Corupá (SC).

Foto 20: Intercalações de siltitos e arcósios típicos da seqüência sedimentar intermediária. Local: estrada Corupá - Jaraguá do Sul, a cerca de 3,5 km da primeira cidade.

sem estruturação interna muito clara, e com cores variando de róseo-avermelhada a cinza-amarronzada, dependendo da granulometria e do estado de alteração dessas rochas. Sua grã é comumente fina à média, com raras passagens grosseiras ou mesmo conglomeráticas. Revelam, ao microscópio, uma origem a partir de rochas granito-gnáissicas, sobre as quais atuaram principalmente os processos físicos, assumindo, por vezes, o aspecto de brechas residuais. Seus principais componentes mineralógicos (quartzo, feldspato potássico e plagioclásio) constituem grãos geralmente sub-angulosos nos termos grosseiros (melhormente classificadas como brechas arcosianas), exibindo um maior arredondamento e uma melhor seleção nos termos mais finos. Opacos, muscovita, biotita, clorita, sericita, carbonato, apatita, zircão e epidoto-zoisita são os demais minerais presentes nas rochas.

Sedimentos grosseiros são pouco comuns nessa seqüência, fazendo-se representar por arcósios conglomeráticos e ruditos finos, que ocorrem, quer junto aos bancos arenosos, constituindo camadas individuais ou simples passagens dos termos arenosos, quer como lentes decamétricas intercaladas no pacote síltico-argiloso. No primeiro caso os estratos alcançam até 1m de espessura e mostram sinais de uma deposição gradativa, com os conglomerados finos ocupando a base da camada, passando a arcósios conglomeráticos ou não em direção ao topo. Os fenoclastos apresentam-se sub-arredondados a arredondados, com diâmetros normalmente entre 1 cm e 3 cm, embora ocasionalmente ocorram seixos maiores que 10 cm. São cimentados por uma matriz arcosiana média à grosseira, cuja participação na rocha, subordinada ou dominante em relação aos fenoclastos, define o caráter psefítico ou psamítico dos estratos. A composição dos seixos revela a presença de vulcanitos ácidos (traquitos, riolitos, granófiros), rochas quartzo-feldspáticas (granitos, gnaisses diversos), por vezes cataclásticas, sílica e quartzitos. A principal ocorrência desses litotipos situa-se em corte da estrada Corupá - Jaraguá do Sul, a aproximadamente 400 m a oeste do santuário de San-

to Antônio, no âmbito de uma faixa com 10 m a 15 m de largura, que mostra camadas de siltitos, arcósios e conglomerados em posição vertical a sub-vertical, caracterizando uma zona de falha.

Corpos lenticulares de ruditos e arenitos conglomeráticos, com espessura decamétrica e extensão da ordem de algumas centenas de metros, foram detectadas na margem setentrional da estrada que liga Corupá a Santa Luzia (estrada do Itapocu), a cerca de 4,5 km a leste da primeira localidade. Trata-se de pelo menos duas camadas supostamente lentiformes, ambas individualizadas aproximadamente no mapa geológico, das quais a meridional apresenta ótimos afloramentos sob a forma de matacões, passíveis de serem confundidos à distância com os inúmeros *boulders* graníticos que formam uma capa coluvionar sobre a região. Distinguem-se desses, no entanto, quer por seu aspecto rugoso (a matriz arcosiana se altera mais facilmente, salientando os seixos), quer por exibir algumas superfícies planares (reflexo do acamamento), como ainda por suas enormes dimensões, podendo atingir, às vezes 5 m de diâmetro, embora a maioria alcance 1 m a 2 m. Um desses blocos, disposto à margem esquerda da estrada, foi dinamitado recentemente e fornece uma excelente idéia a respeito das características gerais desse conjunto litológico, que mostra ser formado por estreitos níveis (entre 15 cm e 40 cm de espessura) de conglomerados médio e fino e arcósio conglomerático, dispostos por vezes de maneira cíclica e com estratificação gradativa (foto 21). O acamamento do pacote é dado não só pela alternância de estratos granulometricamente distintos, como também pela disposição planar dos seixos achatados ou alongados. O tamanho médio dos seixos varia ente 1 cm e 3 cm, podendo, excepcionalmente, ocorrer fenoclastos com até 10 cm. Há porém, uma razoável seleção granulométrica no pacote, dominando em alguns níveis os seixos com diâmetro superior a 2 cm (conglomerado médio), em outros aqueles abaixo de 2 cm (conglomerado fino), sendo esse último litotipo, ao lado dos arcósios conglomeráticos, as rochas mais freqüente-

Foto 21: Corte em matacão de conglomerado, mostrando a alternância de níveis rudáceos, ricos em seixos de vulcanitos ácidos, rochas quartzo-feldspáticas e sílica, e níveis de arcósio conglomerático, com nítida estratificação gradativa. Local: estrada do Itapocu, a cerca de 4,5 km a leste de Corupá.

mente encontradas no corpo rudáceo. Os seixos são quase sempre sub-arredondados e estão cimentados por uma matriz arenosa arcosiana, ora de grã fina à media (com cor cinza), ora grosseira (marrom), compondo-se essa última de grãos de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico (com grande participação de microclínio) e opacos, além de fragmentos menores dos mesmos litotipos presentes nos fenoclastos: riolitos, traquitos, gnaisses quartzo-feldspáticos, quartzitos, sílica e feldspato rôseo.

Ainda dentro da seqüência sedimentar intermediária, no âmbito das formações síltico-argilosas, encontram-se rochas que revelam um caráter deposicional misto, dado pela presença de material epi- e vulcanoclástico, sendo classificadas como tufitos. Tais litotipos só foram identificados, até o momento, em testemunhos de sondagens, quer devido à sua pouca representatividade no conjunto, quer em razão da natural dificuldade de seu reconhecimento nos afloramentos, especialmente quando alterados. As ocorrências conhecidas pertencem a um pacote com cerca de 2 m de espessura, intercalado em siltitos laminados aos quais grada superiormente (furo CA-16), e a uma camada com possança aproximada de 1,5 m, capeada por siltitos epiclásticos, e que passa inferiormente a brechas vulcanoclásticas sobrepostas a vulcanitos ácidos (furo CA-15). Os tufitos da primeira ocorrência mostram cor cinza e granulometria média, sendo constituídos por abundantes fragmentos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, imersos em uma matriz desvitrificada criptocristalina. As rochas congêneres do outro furo são um pouco diferentes, apresentando fragmentos líticos (vulcanitos ácidos) e de minerais (plagioclásio, feldspato potássico e quartzo), inseridos numa massa pelítica tufácea.

9.3.3.3.3.4 - Seqüência vulcânica/vulcanoclástica básica

Rochas vulcânicas de composição básica têm pouca

expressão no contexto do *graben* de Corupá, restringindo-se as exposições conhecidas às adjacências do morro do Garrafão, onde basaltos e meláfiros constituem pequenos derrames que contêm intercalações de possíveis tufos básicos. A espessura desse pacote é inferior a uma centena de metros e seu posicionamento se dá junto ao topo da seqüência sedimentar intermediária. Não são, no entanto, recobertos diretamente pelos vulcanitos ácidos, revelando a presença de uma estreita passagem de tufos ácidos e tufitos sílticos entre as duas formações. Os basaltos e meláfiros mostram cor cinza (cinza arroxeada, quando alterados) e uma textura porfirítica, onde se destacam fenocristais milimétricos ripiformes de plagioclásio. Localmente podem ser ricos em amígdalas. A eles se associam intimamente rochas clásticas acamadas, igualmente acinzentadas e sempre semi-alteradas, que apresentam uma típica esfoliação em escamas, muito semelhante a de alguns tufos da bacia de Campo Alegre. Seu alto conteúdo em fragmentos de rochas vulcânicas, especialmente de basaltos, levou-nos a classificá-las genericamente como tufos básicos.

Um outro pequeno corpo de rochas básicas foi assinalado no flanco oriental da serra da Pedra Branca, junto à extremidade sudoeste do *graben*. Constitui-se de litotipos dioríticos de grã média, cinza-esverdeados, apresentando cristais de plagioclásio, piroxênio e opacos. Afloram em blocos alongados que atingem por vezes 1 m ao longo de seu maior diâmetro. A distribuição desses blocos no terreno é bastante irregular, sugerindo tratar-se de um corpo intrusivo (*sill* ou lacólito?) nos conglomerados polimícticos da sequência sedimentar inferior, o qual poderia tanto estar relacionado aos vulcanitos básicos eopaleozóicos, como aos derrames básicos juro-cretácicos da bacia do Paraná. Sua semelhança com os dioritos da região do rio Fumaça, na bacia de Campo Alegre, fez com que os considerássemos, provisoriamente, como de idade eopaleozóica.

9.3.3.3.3.5 - Seqüência vulcânica/vulcanoclástica ácida

A presença de rochas vulcânicas e piroclásticas de natureza ácida na fossa tectônica de Corupá, bem como as conseqüentes implicações estratigráficas advindas de tal fato, passaram desapercebidas à maioria dos autores que estudaram a região. Apenas Albuquerque *et alii* (1971) fizeram ligeira referência à associação de quartzo-pórfiros com os membros litológicos da Formação Garcia, assinalada entre Corupá e Schroeder. Esses litotipos, no entanto, foram atravessados em grande extensão pelas perfurações CA-15 e CA-17, tendo sido confundidos ou com ortoquartzitos (quartzo-pórfiros na realidade) ou com conglomerados (brechas vulcanoclásticas), quando da descrição dos testemunhos (Valiati, 1974).

A disposição estratiforme do pacote vulcânico, exibindo mergulhos baixos ou moderados, bem como sua estreita afinidade litológica e espacial com termos comprovadamente supracrustais (brechas e tufos ácidos), não deixa dúvidas quanto ao caráter extrusivo de grande parte das ocorrências conhecidas. Apenas aquelas situadas junto à borda sul do *graben*, entre o rio Itapocu e Pedra de Amolar, representariam, eventualmente, corpos diquiformes, dado o seu posicionamento subverticalizado, o qual, por ser igualmente comum aos sedimentos adjacentes, poderia ter sido causado por falhamentos posteriores.

Devido à elevada resistência ao intemperismo, os vulcanitos ácidos sustentam as maiores elevações dentro do *graben*, as quais apresentam-se normalmente sob a forma de "cabeço de estrato", bem tipificados a nordeste do morro do Garrafão e na serra do Funil. Em quase toda a área analisada, os vulcanitos ácidos recobrem a seqüência sedimentar intermediária, ora concordantemente (a sudoeste do rio Itapocu), ora de modo aparentemente discordante (a leste do ribeirão Grande), embora nessa última região o arranjo estrutural dos dois conjuntos não seja ainda bem compreendido, podendo a possível

discordância angular ter resultado de falhamentos com basculamento de blocos. Uma exceção a esse quadro geral é a pequena ocorrência de quartzo-pórfiros e brechas vulcanoclásticas situada junto ao flanco noroeste do *graben*, poucos quilômetros a sul de Corupá, e que foi cortada pelos furos CA-15 e CA-17. Tanto os dados da primeira perfuração, com os de campo, mostram a presença de siltitos da seqüência sedimentar intermediária sobrepostos aos membros vulcânicos, na seguinte disposição: siltitos, tufitos, brechas vulcanoclásticas e quartzo-pórfiros, o que coloca essas últimas rochas numa posição interna àquele conjunto. Tal fato revela a existência de atividades magmáticas de caráter ácido durante a deposição dos siltitos, já suspeitada anteriormente a partir dos conglomerados contendo seixos de vulcanitos ácidos intercalados naquela seqüência.

A distribuição espacial dos litotipos vulcânicos revela que os termos efusivos dominam nas áreas a sudoeste do rio Itapocu, e se equivalem ou se subordinam aos membros piroclásticos na faixa ao longo da serra do Funil. As rochas de derrames apresentam normalmente cores avermelhadas ou amarronzadas, assumindo tonalidades claras (róseo, alaranjado) ao se alterarem. São comumente afaníticas, algumas vezes fluidais ou porfiríticas (nesse último caso contém fenocristais de quartzo e feldspato alcalino). O caráter fluidal é dado pela alternância de planos paralelos submilimétricos escuros e claros, conferindo a essas rochas um aspecto muito semelhante ao dos litotipos presentes na região de Floresta, em Campo Alegre. Estudos microscópicos revelam que as bandas escuras são contínuas, com grã muito fina, compondo-se quase exclusivamente de esferulitos; já as bandas claras, mostram-se descontínuas, mais grosseiras que as anteriores e apresentam-se formadas por cristais de quartzo e algum feldspato. Opacos, clorita e epidoto são os demais minerais presentes. Três outras amostras, procedentes de testemunhos de sondagens, foram analisadas ao microscópio e receberam a classificação de quart-

zo-pórfiros. Elas mostram texturas afanítica ou porfirítica, com quartzo, feldspato potássico e plagioclásio ácido imersos numa matriz microcristalina fina, que exibe, às vezes, feições esferulíticas.

Os depósitos piroclásticos apresentam-se intimamente associados aos membros efusivos ácidos e compõem-se de tipos petrográficos muito variados no que diz respeito à sua granulometria e aspectos texturais, podendo, do ponto de vista composicional, serem genericamente agrupados como tufos e brechas vulcanoclásticas ácidas. Sua principal área de exposição abrange a serra do Funil, embora ocorrências de menor porte tenham sido assinaladas nas áreas próximas ao morro do Garrafão e nos testemunhos dos furos CA-15 e CA-17. Fazem parte do pacote piroclástico desde tufos finos até brechas, sendo dominantes os termos entre tufos grosseiros e brechas finas, cujos fragmentos de rochas e de minerais mostram dimensões entre 1 mm e 1 cm. Litotipos mais grosseiros ou mais finos são menos comuns, destacando-se as brechas que afloram na extremidade sudoeste da porção mais elevada da serra do Funil, que são constituídas por fragmentos de rochas vulcânicas ácidas com tamanhos entre 5 cm e 10 cm. A grande maioria dos fragmentos líticos apresenta a composição de vulcanitos ácidos, embora vulcanitos básicos possam também estar presentes. A matriz desse material, igualmente fragmentária, é composta por grãos de rochas e de minerais (especialmente de quartzo e feldspatos), e se encontra por vezes silicificada, conferindo enorme coesão ao conjunto. A coloração dos tipos grosseiros é cinza ou cinza-avermelhada (inalterados), passando a rosada ou esverdeada, quando alterados. Já os termos mais finos mostram cor cinza clara e aspecto maciço. Ao microscópio revelam a presença de fragmentos líticos (felsitos, riolitos, basaltos, melafiros e rochas do embasamento) e de minerais (quartzo, feldspato potássico e plagioclásio), distribuídos irregularmente numa massa vítrea parcialmente desvitrificada.

Ainda no contexto da seqüência vulcânica-vulcano

clástica ácida, ocorrem, esporadicamente, intercalações pouco espessas de rochas síltico-arenosas, que mostram uma fina laminação plano-paralela, indicando terem sido depositadas em meio aquoso. São de um modo geral siltitos laminados e arenitos finos, que, por conterem fragmentos piroclásticos, são melhormente classificados como tufitos, o que é também sugerido a partir de sua associação com tufos e brechas. Litossomas com essas características constituem pacotes com espessuras da ordem de poucas dezenas de metros (portanto, sem expressividade para representação no mapa geológico), que se inter-estratificam aos vulcanitos ácidos, nas áreas a sul e sudoeste do morro do Garrafão.

9.3.3.3.3.6 - Seqüência sedimentar superior (epi-vulcanoclástica)

A única exposição de litotipos dessa unidade encontra-se no topo da serra do Funil, em sua extremidade nordeste. Trata-se de um pacote bem estratificado, com possança ao redor de meia centena de metros, que se dispõe subhorizontalmente (mergulho máximo de 15°), capeando os membros vulcanoclásticos e vulcânicos que ocupam a maior parte daquela elevação. Tufos grosseiros e brechas ácidas formam a base desse conjunto e passam superiormente a tufos maciços muito finos (com cor cinza), tufitos arenosos finamente acamados (amarronzados) e tufitos sílticos com laminação plano-paralela submilimétrica (marrom-avermelhados). Fragmentos de vulcanitos ácidos, com dimensões desde alguns milímetros até vários centímetros, são freqüentemente encontrados nesses dois últimos tipos litológicos. Acamamento gradativo é uma feição bastante comum em certas porções do pacote e é representada por estratos mili- ou centimétricos e que apresentam tufos grosseiros na base, tufos finos nas porções intermediárias e material argiloso esverdeado (cinzas vulcânicas?) no topo, confirmando sua deposição sub-aquosa.

As feições gerais dessas rochas lembram bastante

aquelas da seqüência sedimentar superior (Formação Rio Turvo de Ebert, 1971a), presente na bacia de Campo Alegre, embora faltem os sedimentos síltico-argilosos epiclásticos que representam o fecho da sedimentação eopaleozóica naquela região. Também o igual posicionamento estratigráfico concorre para a sua possível correlação (ou pelo menos para a sua equivalência em termos de processo deposicional nessas áreas), já que ambas se sobrepõem a tufos e brechas piroclásticas ácidas, para as quais gradam inferiormente.

O caráter deposicional misto dessas rochas é claramente evidenciado ao microscópio, dada a presença de finos leitos contendo grãos de minerais de procedência vulcânica (quartzo bipiramidado, quartzo com figuras de corrosão, fenocristais euédricos de plagioclásio), além de fragmentos de traquitos, riolitos, vidro vulcânico desvitrificado e tufos, associados a outros níveis nos quais predominam ou são exclusivos grãos epiclásticos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio e palhetas de micas. Opacos ocorrem em pequena proporção.

9.3.3.3.4 - Diques ácidos

Corpos diquiformes de vulcanitos ácidos, geralmente referidos como microgranitos, ocorrem com alguma freqüência no embasamento cristalino e são bastante comuns junto às bordas das bacias vulcano-sedimentares eopaleozóicas. A maioria deles não pôde ser representada nos mapas geológicos, dada a sua pequena espessura ou por apresentarem limites imprecisos com as unidades encaixantes.

Seu posicionamento estratigráfico é algo controverso, admitindo alguns autores (Fuck *et alii*, 1967a e 1967d; Ebert, 1971b) que eles constituam os representantes hipoabissais das seqüências vulcânicas ácidas eopaleozóicas, enquanto outros (Muratori *et alii*, 1969a e 1969b; Girardi, 1976) associam parte desses corpos aos maciços graníticos intrusivos. As observações geológicas favoráveis às hipóteses ante-

riores, são, respectivamente, as seguintes:

a) diques de vulcanitos ácidos cortam freqüentemente as seqüências sedimentares basais e intermediárias, e a sequência vulcânica básico-intermediária das bacias eopaleozóicas; são, no entanto, mais antigos que os estratos superiores da seqüência sedimentar que se sobrepõem aos vulcanitos ácidos na bacia de Campo Alegre (não afetados por atividades vulcânicas) e claramente anteriores aos sedimentos do Grupo Tubarão, que os recobrem discordantemente a sul de São Bento do Sul. Assim, é lógico considerar-se que pelo menos uma parcela desses diques esteja relacionada aos mesmos eventos tectono-magmáticos que originaram as rochas vulcânicas ácidas integrantes desses depósitos molássicos;

b) seixos de vulcanitos ácidos são muito raros ou inexistentes nos conglomerados basais das seqüências vulcano-sedimentares de Campo Alegre e Corupá, embora pareçam estar presentes nos ruditos correspondentes da área do rio Guaratubinha (Fuck *et alii*, 1967d); entretanto, fenoclastos de granitos pórfiros são bastante comuns nos primeiros membros psefíticos, mormente na porção setentrional da bacia de Campo Alegre. A idade desses granitos pórfiros seria, então, intermediária entre a dos granitos intrusivos, aos quais localmente cortam (a norte de Agudos do Sul; Marini *et alii*, 1970) e a do conglomerado basal dessa bacia vulcano-sedimentar, em concordância total com a coluna estratigráfica das folhas Serra da Igreja e Pedra Branca de Araraquara, de autoria de Muratori *et alii* (1969a e 1969b, respectivamente).

Embora se acredite que ocorram na área corpos de ambos os tipos, parecendo-nos predominarem amplamente os primeiros, sua distinção torna-se bastante difícil em termos práticos, o que nos obrigou a englobá-los genericamente, ora como diques ácidos (região de Campo Alegre), ora como microgranitos (quando em território paranaense, em respeito à terminologia original lá adotada), atribuindo-lhes, conjuntamente, idades equivalentes às do vulcanismo ácido principal.

Dezenas desses corpos foram assinalados na região em estudo, apresentando uma ampla variação em sua distribuição geográfica (freqüência por área), direcionamento estrutural, possança e composição mineralógico-textural. Os diques são muito freqüentes junto ao flanco noroeste da ocorrência do rio Guaratubinha e nas áreas a sudoeste da bacia de Campo Alegre; pouco comuns na borda oriental de ambas e raros ou ausentes nas zonas marginais às porções nordeste e norte da última.

O direcionamento estrutural dos corpos acompanha, via de regra, o de antigas linhas tectônicas do embasamento pré-cambriano, podendo haver a preferência local por determinadas direções. As mais comuns e com presença generalizada em quase todas as áreas são aquelas entre N40°-60°E, embora diques assim alinhados sejam mais freqüentes a sul da estação Serra Alta. Direções entre N10°-40°E são exclusivos a leste-sudeste de São José dos Pinhais (Fuck *et alii*, 1967a e 1967d) e bastante comuns na margem oriental da bacia de Campo Alegre, enquanto que aquelas ao redor de E-W (N80°E a N80°W) dominam claramente a sul da estação Rio Vermelho, com uma freqüência de corpos superior a dois por quilômetro. Diques posicionados entre N50°-70°W são raros e de um modo geral concordam com a estruturação dos gnaisses encaixantes, fato observado em alguns locais a sul da estação Serra Alta.

Os diques descritos por Fuck *et alii* (1967d) mostram pequena espessura (de 5 m a 30 m), que são, no entanto, superiores àquelas comumente exibidas pelos corpos da região de Campo Alegre: entre 1 m e 5 m, raramente atingindo 10 m, exceto ao longo da estrada São Bento do Sul - Corupá, quando ultrapassam esses valores. Os primeiros alcançam extensões quilométricas, não existindo dados a esse respeito acerca dos últimos. Os corpos mais espessos apresentam uma certa diferenciação granulométrico-textural, com rochas de grã fina, por vezes fluidais ou esferulíticas e normalmente mais escuras junto às bordas, passando a termos granulares ou pórfi-

ros, com coloração mais clara, nas porções centrais dos diques.

Diversos litotipos têm sido assinalados nesses corpos, incluindo microgranitos, riolitos, traquitos, felsitos e quartzo-pórfiros, variando sua coloração de vermelho-carne a cinza avermelhado. Embora dominem as texturas pórfiro-porfiríticas, são também comuns as microgranulares, granofíricas e esferulíticas. Nas rochas com textura do primeiro tipo, ocorrem comumente fenocristais milimétricos de feldspato alcalino (ortoclásio micropertítico) e, por vezes, quartzo, sendo mais raros os de plagioclásio (oligoclásio) e mafitos (esses dificilmente preservados), dispostos numa matriz afanítica ou de grã fina, constituída pelos mesmos minerais.

9.3.3.3.5 - Outras ocorrências

Afloramentos de vulcanitos ácidos são bastante freqüentes ao longo da estrada São Bento do Sul - Corupá, especialmente ao trecho entre os quilômetros 5,7 e 9,5 a partir da estação Serra Alta. A presença dessas rochas já havia sido registrada por Ebert (1971), que lá encontrou uma gama diversificada de tipos petrográficos (riolitos, traquitos, andesitos, tufos polimícticos e raros arcósios conglomeráticos), num posicionamento geológico não muito claro.

Os estudos ora efetuados na região não chegaram a resolver definitivamente o problema, embora novos dados geológicos tenham sido observados. Os vulcanitos ácidos começam a aflorar junto à entrada para a fazenda Busche-Hause. Cerca de uma centena de metros a norte são recobertos discordantemente pelos sedimentos do Grupo Itararé, enquanto que seu limite meridional é marcado, poucas dezenas de metros a sul, pela presença de blocos de gnaisses do embasamento cristalino, num contato obscuro ao longo da estrada. Entretanto, em uma pequena cachoeira à margem esquerda da estrada, nota-se o contato direto entre as duas seqüências litológicas, evidenciando-se a natureza diquiforme do corpo de vulcanitos, com

posicionamento ao redor de N45°E/vertical, em flagrante contraste com a orientação N50°W/30° a subvertical NE assumida pelos hornblenda-gnaisses do embasamento cristalino. A ausência de feições cataclásticas na faixa de contato e a granulometria mais fina dos vulcanitos junto às bordas do dique, não deixam dúvidas quanto ao caráter intrusivo do corpo.

Os litotipos do embasamento dominam, ao longo da estrada, por cerca de 500 m a sudeste do ponto citado, tendo-se a partir daí apenas afloramentos de vulcanitos, que assumem feições ora de derrames, ora de diques, sem qualquer contato geológico nítido. Essa situação mantêm-se até as proximidades de uma pequena escola (a aproximadamente 9,5 km a sul de Serra Alta), quando voltam a aflorar os gnaisses précambrianos, geralmente milonitizados, e nos quais se encaixam diques de vulcanitos, que se tornam gradativamente menos freqüentes à medida que a estrada desce para Corupá.

As observações feitas nas áreas a leste da estrada principal mostram igualmente a presença de corpos diquiformes de vulcanitos ácidos, encaixados no embasamento gnáissico, invariavelmente cataclasado. Não há quaisquer indícios de possíveis derrames de rochas dessa natureza. Já na borda ocidental, a existência de uma cobertura sedimentar permo-carbonífera sobre as vulcânicas impede que se façam considerações sobre o seu comportamento estrutural nessa região.

Assim, restam dúvidas apenas quanto à natureza extrusiva ou intrusiva dos vulcanitos aflorantes entre os quilômetros 6,2 e 9,5 da estrada São Bento do Sul - Corupá, já que nos demais casos tratam-se claramente de corpos diquiformes. A favor do caráter efusivo dessas rochas fala a sua ampla extensão lateral, vinculada a um determinado nível topográfico*; a semelhança de alguns tipos petrográficos com aque

* Os corpos diquiformes afloram geralmente em zonas mais arrasadas (topograficamente inferiores) que as do trecho citado, podendo ser os representantes hipoabissais dos derrames.

les que formam os derrames na bacia de Campo Alegre; a presença local de planos de fluxo subhorizontalizados e a sua associação, pelo menos espacial, com litotipos de origem comprovadamente supracrustal (arcósios conglomeráticos e tufos polimícticos). Essa questão, no entanto, carece de estudos mais profundos para a sua solução, bem como da possível interrelação entre esses vulcanitos e o granito alcalino Serra Alta, aflorante na mesma área, que apresenta uma composição mineralógica similar à de algumas lavas.

Finalmente, é importante ressaltar o caráter fortemente alcalino de parte dessas rochas vulcânicas, fato comprovado por Ebert (1971a), que observou a presença de barkevicita, riebckita e aegirina em algumas amostras de traquitos e riolitos, que são os tipos petrográficos mais freqüentes. Entre as texturas dominam as pórfiro-porfiríticas e as esferulíticas, embora tipos microgranulares e granofíricos também tenham sido encontrados na área. Fragmentos de rochas do embasamento cristalino e mesmo de outras lavas não são raros nos vulcanitos.

9.3.3.4 - Idade das seqüências molássicas

O volume de informações geológicas e geocronológicas atualmente disponíveis não permite ainda estabelecer claramente o posicionamento cronoestratigráfico dos depósitos molássicos presentes nos estados do Paraná e Santa Catarina, dificultando sobremaneira a sua correlação. Baseando-se em relações estratigráficas locais, extrapoladas para as ocorrências de seqüências vulcano-sedimentares semelhantes, atribui-se-lhes geralmente uma idade genérica eopaleozóica, com base nos seguintes dados:

1º) as unidades litológicas que integram o Grupo Castro e a Formação Camarinha são recobertas discordantemente pela Formação Furnas, tida como de idade mais antiga que o Devoniano inferior (Schneider *et alii*, 1974). Dada as semelhanças litológicas e tectônicas entre o Grupo Castro e as seqüên

cias molássicas do rio Guaratubinha, de Campo Alegre, de Corupá e do rio Itajaí, sua contemporaneidade tem sido aceita pelos diversos autores que os estudaram, o que implicaria numa idade pré-devoniana para todos esses depósitos. No entanto, deve-se assinalar que o Grupo Itajaí, os conglomerados basais da seqüência de Corupá e os vulcanitos ácidos aflorantes a sul de São Bento do Sul, são, na verdade, recobertos pelos estratos do Grupo Itararé (Carbonífero superior), o que permite afirmar com segurança apenas que sua idade é anterior a desses sedimentos;

2º) a idade máxima para a formação das seqüências molássicas é inferida com base em análises globais sobre a evolução geotectônica regional, admitindo-se que essas bacias estejam relacionadas à fase pós-tectônica do cinturão Ribeira (Cordani, 1974) ou Região de Dobramentos Sudeste (Wernick *et alii*, 1978), no decorrer do chamado "período de transição" para uma plataforma cratonizada. Os corpos graníticos relacionados a essa etapa apresentam idades radiométricas ao redor de 540 m.a. (Cordani & Kawashita, 1971), o que os coloca no Cambriano médio a inferior, que passaria então a ser o limite cronológico inferior dos conjuntos vulcano-sedimentares molássicos; e

3º) embora em número muito reduzido, os resultados de determinações radiométricas em vulcanitos ácidos de alguns desses depósitos permitem posicionar mais precisamente sua época de formação. Duas amostras de traquitos procedentes da bacia de Campo Alegre, datadas pelo método K/Ar em rocha total, apresentaram valores de 460 $\pm$ 20 m.a. e 430 $\pm$ 20 m.a., correspondendo, respectivamente, a derrames ácidos inseridos nas seqüências vulcânicas inferior e superior daquele depósito molássico. Os valores acima, referíveis ao Ordoviciano, devem ser admitidos como as idades mínimas para a formação dessas rochas, considerando-se tanto a natureza do método radiométrico empregado, como do material utilizado, que mostrava fortes indícios de modificação diagenética (Ebert, 1971a).

Resultados semelhantes foram obtidos por meio de isócrona Rb/Sr (rocha total) em três amostras de quartzo-pórfiros do Grupo Castro, que apresentou valor de 425 ± 15 m.a., posicionando-as no Siluriano.

Esses diversos dados levam à conclusão de que os eventos sedimentares e vulcânicos atuaram nas bacias molássicas durante um período de tempo ainda desconhecido, mas limitado ao intervalo Cambriano - Siluriano, ou genericamente ao eopaleozóico. Considerando-se que a seqüência vulcânica ácida praticamente encerra o ciclo vulcânico na bacia de Campo Alegre, poder-se-ia restringir o intervalo de formação desse depósito ao Cambro-Ordoviciano.

9.3.3.5 - Correlação entre os depósitos molássicos

A correlação estratigráfica entre os depósitos molássicos sul-brasileiros (Grupos Castro, Guaratubinha, Itajaí e Camaquã e Formação Camarinha) apresenta-se pouco viável ao nível dos conhecimentos geológicos que se dispõe no momento. Como tal tarefa foge aos objetivos do presente trabalho, admitiremos em princípio a sua provável equivalência, ou mesmo contemporaneidade, já sugerida, aliás, pela maioria dos autores que os estudaram. Salienta-se, no entanto, que é lógico esperar-se que cada um desses conjuntos apresente determinadas características litológicas e tectônicas peculiares, distinguindo-os entre si (um fato bem exemplificado pelas seqüências de Campo Alegre e Corupá), mostrando ser um tanto simplistas as correlações que se baseiam tão-somente em semelhanças litológicas, desvinculadas de um esquema evolutivo ou estratigráfico.

Para ilustrar essa problemática, esboçamos um quadro comparativo entre as unidades litológicas individualizadas em Campo Alegre e Corupá (figura 3), que são ocorrências bastante próximas entre si e litologicamente muito semelhantes, embora apresentem diferentes condicionamentos estruturais, o que levou alguns autores a atribuirem-lhes idades

UNIDADES LITOLÓGICAS	BACIA DE CAMPO ALEGRE		GRABEN DE CORUPÁ
	PORÇÃO SETENTRIONAL	PORÇÃO MERIDIONAL	
SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR SUPERIOR	Siltitos, tufos e tufitos sobrepostos a rochas piroclásticas ácidas, restritos à porção central da bacia. Espessura: 140 m.	Ausente	Siltitos e arenitos tufíticos sobrepostos a rochas piroclásticas ácidas (topo da serra do Funil). Espessura: > 50 m.
SEQÜÊNCIA VULCÂNICA SUPERIOR	Rochas efusivas ácidas e membros piroclásticos associados. Raras intercalações de sedimentos finos. Espessura: > 300 m.	Rochas efusivas ácidas, mormente derrames riolíticos; tufos e brechas piroclásticas. Espessura: > 300 m.	Rochas efusivas ácidas e membros piroclásticos associados. Raras intercalações de sedimentos finos. Espessura: <200 m.
SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR INTERMEDIÁRIA	Derrames básicos no topo. — — — — — — — — Siltitos, tufos e tufitos com raras passagens de arcósios. Espesura: ±250 m.	Derrames básicos? — ? — ? — ? — ? — Ausente ou representada somente pelos termos piroclásticos. Espessura: 0 - 100 m.	Derrames básicos no topo. — — — — — — — — Siltitos, arcósios e conglomerados com seixos de vulcanitos ácidos. Espessura: > 400 m.
SEQÜÊNCIA VULCÂNICA INFERIOR	Derrames básico-intermediários (dominantes) e ácidos (subordinados). Raros corpos hipoabissais. Espessura: < 200 m.	Corpos hipoabissais (dioritos) e derrames de melafiros e andesitos. Espessura: 0 - 150 m.	Ausente
SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR INFERIOR	Camadas de arcósios (0 a 200 m de espessura) sobrepostas a conglomerados polimícticos (< 200 m).	Camadas de arcósios (0 a 200 m de espessura) sobrepostas a conglomerados polimícticos (0 a 150 metros de espessura).	Camadas de arcósios (espessura inferior a 100 m) sobrepostas ou não a conglomerado polimíctico (espessura < 100 m).

Figura 3: Correlação entre as unidades litológicas que compõem as seqüências vulcano-sedimentares presentes na bacia de Campo Alegre e no *graben* de Corupá.

CPRM

distintas (Albuquerque *et alii*, 1971; Ebert & Brochini, 1971; e Ebert, 1971a). Admitindo-se que as diferentes disposições estruturais tenham resultado da atuação de esforços tectônicos posteriormente à formação desses conjuntos e mais intensos na área de Corupá do que em Campo Alegre, elaboraram-se diversas considerações a respeito da evolução geológica de ambos os depósitos, com base nos seguintes fatos:

1º) As seqüências sedimentares basais dos dois conjuntos apresentam idênticas características litológicas e espessuras bastante aproximadas. A presença de conglomerados polimícticos unicamente nas extremidades opostas do *graben* de Corupá sugere que seu posicionamento geológico é equivalente aos dos ruditos aflorantes na borda da bacia de Campo Alegre, representando essas ocorrências os limites mínimos de uma antiga bacia deposicional, que se supõe fase comum a ambas as unidades;

2º) A seqüência vulcânica inferior, predominantemente representada por extrusão e intrusão de lavas básico-intermediárias, com ampla distribuição nas porções oeste, norte e nordeste da bacia de Campo Alegre, não encontra correspondência no *graben* de Corupá. Aqui estão presentes somente vulcanitos básicos posteriores à deposição da seqüência sedimentar intermediária, equivalendo aproximadamente aos derrames similares na faixa centro-norte da bacia de Campo Alegre, que apresentam idêntico posicionamento estratigráfico. Já os dioritos e andesitos que ocorrem na porção meridional do depósito de Campo Alegre, podem ser tanto anteriores como posteriores à seqüência sedimentar intermediária, o que não pôde ser determinado devido à ausência desta unidade naquela região;

3º) Os sedimentos epiclásticos, que constituem a maior parte dos litotipos presentes nas seqüências sedimentares intermediárias de ambos os depósitos, só foram encontrados no *graben* de Corupá e nas faixas mediana e setentrional da bacia de Campo Alegre, estando completamente ausentes em sua porção meridional. Isto leva a crer que, se ambas as seqüên

cias são contemporâneas, a porção sul da bacia de Campo Alegre deveria constituir-se nessa época numa região elevada, talvez até individualizando duas pequenas bacias, já que existem algumas diferenças litológicas significativas entre esses dois conjuntos, a saber:

a) maior participação de estratos arcosianos nos sedimentos que representam essa unidade no *graben* de Corupá, em relação a seus correspondentes na bacia de Campo Alegre;

b) uma relação inversa no que diz respeito aos tufos, freqüentes em Campo Alegre e raros em Corupá;

c) presença, no *graben* de Corupá, de lentes e camadas de conglomerados ricos em seixos de vulcanitos ácidos, até o momento desconhecidas em Campo Alegre; e

d) a maior espessura dessa seqüência no *graben* de Corupá, onde alcança praticamente o dobro daquela estimada na bacia de Campo Alegre;

4º) As seqüências vulcânicas ácidas, compostas por rochas efusivas e piroclásticas, apresentam uma enorme semelhança litológica nas duas ocorrências, ressalvando-se que as intercalações de sedimentos finos estão presentes apenas no *graben* de Corupá e nas porções centrais e setentrionais da bacia de Campo Alegre, não ocorrendo em sua faixa meridional; e

5º) Os sedimentos epivulcanoclásticos, que constituem as seqüências sedimentares superiores dessas duas áreas, sobrepõem-se a rochas piroclásticas ácidas e apresentam-se igualmente sub-horizontalizadas. No pacote tufítico da serra do Funil faltam os típicos siltitos epiclásticos que constituem o topo dessa seqüência na bacia de Campo Alegre. Sua possível contemporaneidade é, no entanto, encarada com muitas reservas, admitindo-se que elas tenham-se gerado sob condições similares, mas não necessariamente à uma mesma época e quase certamente não numa única bacia.

Em função das considerações anteriormente expostas,

infere-se a seguinte evolução geológica para os depósitos molássicos de Campo Alegre e Corupá:

a) uma fase inicial comum a ambas as ocorrências, resultando na deposição da seqüência areno-conglomerática basal, em uma bacia com dimensões bastante superiores à faixa atual de exposição dessas rochas;

b) uma fase evolutiva mais ou menos independente, em que ocorreu a extrusão de lavas básicas na porção norte da bacia, continuando a deposição de sedimentos (agora pelítico-arenosos) na região de Corupá, seguida pela deposição concomitante de sedimentos pelíticos em ambas as áreas, acompanhadas da extrusão de lavas básico-intermediárias em seus estágios tardios; nessa época a porção sul da atual bacia de Campo Alegre estaria supostamente elevada, impedindo a sedimentação nessa faixa;

c) uma fase final praticamente idêntica em toda a área, com a extrusão de lavas ácidas e rochas piroclásticas associadas, interrompida com períodos calmos, quando houve a deposição de sedimentos finos em bacias restritas, que representaram também o episódio final de sedimentação eopaleozóica em toda a região;

d) intensas atividades tectônicas na área de Corupá levaram à formação de *horsts* e *grabens*, com o conseqüente basculamento dos estratos; e

e) os processos erosivos posteriores acabaram por individualizar a seqüência vulcano-sedimentar confinada no *graben* de Corupá, separando-a do corpo principal, hoje representado pela bacia de Campo Alegre.

Um esquema evolutivo como o anterior, em grande parte especulativo e, desse modo, sujeito a futuras revisões, não pode ainda, infelizmente, ser delineado para o depósito molássico do rio Guaratubinha, onde a inexistência de estudos detalhados permite somente a comparação de suas feições mais gerais com aquelas dos conjuntos vulcano-sedimentares das

áreas de Campo Alegre e Corupá (figura 4).

Do ponto de vista estritamente litológico, as rochas que integram a seqüência vulcano-sedimentar do rio Guaratubinha são praticamente as mesmas que ocorrem nas outras duas áreas. O desconhecimento de sua ordenação estratigráfica, contudo, impede que elas sejam correlacionadas diretamente entre si, embora nos pareça provável que, à exceção talvez da seqüência sedimentar superior, todas as demais unidades litológicas individualizadas nas áreas de Campo Alegre e Corupá estejam também representadas no depósito do rio Guaratubinha, num arranjo estratigráfico não muito distinto daquele exibido em Campo Alegre. Sugere-se, então, em concordância com as idéias de Fuck *et alii* (1967d) e Ebert (1971a) que as seqüências vulcano-sedimentares de Campo Alegre e rio Guaratubinha sejam correlatas e até mesmo contemporâneas, discordando-se totalmente da proposição de Mônaco *et alii* (1974), que lhes atribuiu idades distintas (com a Formação Guaratubinha sendo mais jovem que a Formação Campo Alegre), e citou a existência de uma discordância entre esses dois conjuntos molássicos.

Na prática, o reconhecimento do esquema estratigráfico e evolutivo do depósito vulcano-sedimentar do rio Guaratubinha é bastante prejudicado pelo forte tectonismo que o afetou, uma característica que o diferencia da bacia de Campo Alegre, mas o aproxima do *graben* de Corupá, embora na primeira área esses processos tectônicos tenham atuado com maior intensidade. Admite-se, no entanto, que também naquela região tenha ocorrido a deposição de uma seqüência sedimentar basal composta por conglomerados polimícticos e arcósios (bem representada nos flancos sul e sudoeste daquele depósito), seguida pela extrusão de lavas predominantemente intermediárias, às quais se intercalaram e sobrepuseram sedimentos em grande parte síltico-arenosos (exemplificados pelos estratos sedimentares aflorantes no leito do rio Guaratubinha). A extrusão em grande escala de lavas ácidas e rochas piroclásti-

	BACIA DE CAMPO ALEGRE	GRABEN DE CORUPÁ	ÁREA DO RIO GUARATUBINHA FUCK *et alii* (1967b)
Espessura total da seqüência	Pouco acima de 1.000 metros	Pouco abaixo de 1.000 metros	Desconhecida
Condicionamento tectônico e estrutural	Estratos pouco inclinados ou subhorizontalizados, exceto nas proximidades de falhamentos (pouco freqüentes), onde se tornam subverticalizados e até dobrados.	Estratos com mergulhos normalmente entre 20° e 40°, exceto junto a falhamentos (freqüentes), onde se tornam subverticalizados e até dobrados. Raros mergulhos menores.	Estratos com mergulhos normalmente entre 20° e 40°, exceto junto a falhamentos (muito frequentes), onde se tornam subverticalizados. Possível estrutura em sinclinal.
Metamorfismo	Incipiente: matriz sericítica de arcósios, clivagem ardosiana e orientação da massa pelítica dos sedimentos muito finos.	Incipiente: recristalização de níveis margosos à biotita-mármore em zonas cataclásticas e natureza epimetamórfica dos pelitos.	Incipiente: cataclase dos grãos, neoformação de pistacita e clorita e caráter ardosiano ou filitoso dos sedimentos muito finos.
Manifestações hidrotermais	Pouco comum: calcita, pirita, sílica e fluorita em fraturas e cavidades. Intensa argilização de alguns derrames ácidos.	Algo freqüente: sílica, calcita, pirita, barita, fluorita, especularita e calcopirita em fraturas e zonas brechadas.	Pouco comum: pirita, fluorita, sílica e calcita em fraturas e cavidades.
Ordenação estratigráfica das unidades litológicas mapeadas	SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR SUPERIOR Siltitos, tufos e tufitos / Siltitos e arenitos tufíticos		SEQÜÊNCIA VULCÂNICA ANDESÍTICA Derrames andesíticos e dacíticos. Corpos hipoabissais de composição semelhante.
	SEQÜÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA Rochas efusivas e piroclásticas ácidas. Raros sedimentos finos. Diques de vulcanitos ácidos		SEQÜÊNCIA VULCÂNICA RIOLÍTICA Riolitos, brechas riolíticas e tufos. Diques de microgranitos.
	SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR INTERMEDIÁRIA Intrusão e extrusão de lavas básico-intermediárias Siltitos, tufos e tufitos. Raros arcósios e folhelhos. / Siltitos, arcósios e conglomerados com seixos de vulcanitos ácidos.		SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR: Arcósios, siltitos, argilitos e conglomerados.
	SEQÜÊNCIA VULCÂNICA INFERIOR Derrames e corpos intrusivos básico-intermediários. Raros derrames ácidos e sedimentos finos.		
	SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR INFERIOR Fácies arenítica: arcósios Fácies conglomerática: ortoconglomerados polimícticos		

Figura 4: Quadro comparativo entre as seqüências vulcano-sedimentares eopaleozóicas de Campo Alegre, Corupá e rio Guaratubinha.

CPRM

cas associadas teria encerrado o ciclo vulcânico-sedimentar naquela região.

9.3.4 - Bacia do Paraná

Das unidades sedimentares que compõem a bacia do Paraná estão representadas na área em foco apenas a Formação Furnas (Grupo Paraná) e parte do Grupo Itararé (Supergrupo Tubarão), denominações essas de acordo com a coluna estratigráfica proposta por Schneider *et alii* (1974), que adotaremos nesse estudo. Essas seqüências distribuem-se numa área com aproximadamente 480 km^2, situada na porção ocidental da folha Jaraguá do Sul (em escala 1:100.000), onde formam parte da borda oriental do chamado "planalto sedimentar" de Santa Catarina (Almeida, 1953), cujo topo apresenta altitudes niveladas ao redor de 950 m - 1.050 m.

Como o estudo dessas unidades sedimentares não se incluía entre os objetivos do presente trabalho, limitamos nossas observações a uma pequena área a sul e sudoeste da estação Serra Alta, onde litotipos relacionados ao Grupo Itararé recobrem discordantemente diques e derrames (?) de vulcanitos ácidos. As informações sobre a Formação Furnas ou referentes às demais regiões não visitadas foram retiradas integralmente da bibliografia a esse respeito.

9.3.4.1 - Grupo Paraná - Formação Furnas

A Formação Furnas ocorre a oeste e noroeste de Pien (PR), ocupando uma pequena área (aproximadamente 30 km^2) junto à escarpa do planalto sedimentar (Trein *et alii*, 1969b; Albuquerque *et alii*, 1971). Dispõe-se discordantamente sobre os migmatitos do embasamento cristalino, e possivelmente também sobre parte do Granito Agudos. Ela é representada por arenitos esbranquiçados, groseiros, mostrando estratificação cruzada, e sua espessura situa-se ao redor de uma centena de metros. A idade dessa unidade é estabelecida com base em suas relações estratigráficas com a Formação Ponta Grossa, admi-

tindo-se que ela seja anterior ao Devoniano inferior, época da deposição da parte inferior da Formação Ponta Grossa (Schneider *et alii*, 1974).

9.3.4.2 - Supergrupo Tubarão - Grupo Itararé

Segundo Schneider *et alii* (1974), o Grupo Itararé caracteriza-se por estratos sedimentares depositados sob influências glaciais, durante o permo-carbonífero. Esses autores dividiram-no nas Formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, das quais as duas primeiras estão representadas na folha Jaraguá do Sul, onde cobrem uma área de 450 km^2, desde a região a oeste de Pien até o limite meridional dessa quadrícula.

A Formação Campo do Tenente reúne os depósitos argilosos basais do Grupo Itararé, englobando folhelhos, varvitos e arenitos síltico-conglomeráticos descritos por Trein *et alii* (1969b) na folha geológica Pien. Ela assenta-se em discordância, quer sobre a Formação Furnas, quer diretamente sobre as rochas do embasamento pré-devoniano. Suas principais exposições estendem-se desde a localidade de Poço Frio até a sul do rio dos Banhados, edificando-se em seus domínios boa parte da cidade de São Bento do Sul. A sul e sudoeste da estação Serra Alta essa unidade é composta por varvitos, diamictitos, arenitos grosseiros quartzosos e folhelhos, cuja deposição ajustou-se ao paleo-relevo original da bacia. Nos diamictitos há seixos e matacões de rochas do embasamento cristalino, de arcósios, siltitos e aparentemente também de vulcanitos ácidos. Ebert (1971b) descreve a presença de tilitos e tilóides nas regiões vizinhas a São Bento do Sul, que certamente devem fazer parte dessa unidade.

Na Formação Mafra incluem-se os arenitos da "Formação Itararé", mapeados por Trein *et alii* (1969b) no folha geológica Pien, sendo dessa natureza os estratos predominantes nesse conjunto, que, embora presente na porção norte da área, apresenta sua maior distribuição nas regiões a sul do rio dos Banhados. Nos afloramentos visitados esses arenitos mostram-

se bastante homogêneos, friáveis, altamente quartzosos, com cores avermelhadas e esbranquiçadas, e apresentando granulometria variando de fina à média, ocasionalmente grosseira.

9.3.5 - Intrusivas básicas juro-cretácicas

Durante a chamada "reativação Wealdeniana" da plataforma Brasileira (Almeida, 1967), instalaram-se na região ora focalizada numerosos corpos de rochas básicas, representados principalmente por diques de diabásio, correlacionáveis aos derrames basálticos da Formação Serra Geral da bacia do Paraná.

Embora as características gerais desses corpos se mantenham constantes por toda a área estudada, a freqüência com que eles ocorrem varia claramente em termos regionais, tornando-se gradativamente maior à medida que nos aproximamos do eixo principal do arco de Ponta Grossa (Marini *et alii*, 1967), posicionado poucos quilômetros a norte da extremidade setentrional do depósito molássico do rio Guaratubinha. Assim, examinando-se apenas o território paranaense, mapeado com algum detalhe pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, verificamos que ao longo de uma linha NE-SW (normal à direção das intrusões), a freqüência de corpos varia de mais de 2 diques/km (formando um verdadeiro enxame de diques) no flanco noroeste da serra da Igreja, para 1 dique/km na região de Tijucas do Sul e, finalmente a um dique a cada 2 km nas porções a noroeste do rio Negro. Isso se deve ao fato de que, embora já estivesse aparentemente ativo desde o Carbonífero, o arco de Ponta Grossa teve seu clímax de epirogênese positiva no período Jurássico superior - Cretáceo inferior, quando condicionou fortemente a ascensão de magmas básicos através de fraturamentos e falhamentos, mais intensos na região de máximo arqueamento, explicando-se assim a concentração atual de diques junto ao seu eixo (Marini *et alii*, *op.cit.*; Fuck *et alii*, 1969).

Esses corpos diquiformes apresentam-se de um modo

geral ressaltados topograficamente em relação às unidades encaixantes, originando cristas estreitas alinhadas subparalelamente, possibilitando o seu acompanhamento e delimitaçãoem fotos aéreas. Não existindo esse realce geomorfológico, torna-se bastante difícel individualizá-los no terreno, o que impede muitas vezes o seu registro nos mapas geológicos, resultando, conseqüentemente, numa freqüência de corpos aquém da real.

As direções desses diques acompanham normalmente as do chamado "sistema catarinense" (Putzer, 1953), assumindo a maioria dos corpos orientações entre N50°-70°W, embora possam existir variações locais à esse padrão. O exemplo mais claro é dado pela disposição NNW-SSE (com mudanças para N-S e mesmo NNE-SSW, mais raras) apresentada pela maioria dos diques mapeados na bacia de Campo Alegre, aparentemente ajustados às linhas tectônicas com forte influência local, posto que modelam parte de formato desse depósito. Ainda nessa região registrou-se a presença de um espesso dique com cerca de 10 km de extensão, que se encontra direcionado segundo N60°E, numa situação totalmente anômala ao padrão regional, só encontrando paralelo nos corpos de diabásio da porção litorânea catarinense, semelhantemente posicionados (Albuquerque *et alii*,1971). Um outro fato interessante, assinalado também no âmbito da bacia de Campo Alegre, diz respeito às medidas diretas do posicionamento de diques estreitos, nesse caso variando entre 0,2 m e 4,5 m. De quinze leituras efetuadas em excelentes afloramentos dessas rochas, onze apresentaram resultados entre N45°-60°W (ausentes nos corpos mais espessos) e quatro confirmaram a existência de diques de diabásio orientados entre N45°-65°E. Na maioria dos casos são corpos verticalizados, raros deles subverticalizados (mergulhos acima de 60°).

A espessura média dos diques mapeados situa-se entre 20 m e 50 m, sendo raros os que alcançam ou excedem a uma centena de metros. Apresentam extensões muito variáveis, que no caso dos corpos espessos podem superar uma dezena de qui-

lômetros, bem exemplificado pela intrusão básica presente na porção nordeste da bacia de Campo Alegre, que se estende desde a noroeste do rio Negro até a sul de Laranjeiras, numa distância superior a 16 km. É possível ainda que tal corpo tenha continuidade mais a sul num outro espesso dique que aflora por cerca de 14 km, entre Rio do Júlio e Piraí, o que lhe daria uma extensão total superior a 40 km.

Os litotipos que compõem os corpos hipoabissais mesozóicos são quase sempre diabásios, com pequena participação de dioritos pórfiros, normalmente restritos à porção central dos diques mais espessos. Essas rochas afloram tipicamente sob a forma de pequenos blocos arredondados ou ovóides, mostrando esfoliação esferoidal, e imersos numa massa argilosa, geralmente avermelhada, mas por vezes cinza.

Os diabásios apresentam comumente grã fina à média e cores cinza escura ou cinza esverdeada. Ao microscópio mostram texturas ofítica ou diabásica, sendo invariavelmente formados por labradorita, augita (em alguns casos também por pigeonita) e opacos. Em proporções muito variadas, mas sempre subordinadas, aparecem ainda apatita, biotita, hornblenda e quartzo (na matriz). Dependendo do seu grau de alteração pode ocorrer também clorita, sericita e carbonato. Olivina é muito rara e quase sempre está transformada em clorita e serpentina.

Os dioritos pórfiros exibem cores mais claras e mostram frequentes fenocristais de andesina, além de augita, pigeonita e opacos. Na matriz holocristalina alotriomórfica aparecem plagioclásio, augita, hornblenda, biotita, opacos, clorita e intercrescimentos micrográficos de quartzo e feldspato (Fuck, inédito; Trein, inédito; Marini *et alii*, 1969).

Deve-se assinalar, finalmente, a presença de um provável *sill* de diabásio na porção centro-norte da bacia de Campo Alegre, a noroeste de Lageado. Ali, encontram-se blocos de diabásio espalhados por uma grande área (cerca de 2,5 km^2) e, embora os afloramentos não permitam chegar-se à qualquer con

clusão sobre o formato dessa intrusão, sua ampla expressão lateral e a textura grosseira do diabásio sugere que possa tratar-se de um *sill* de rochas básicas mesozóicas, que se intercalou em vulcanitos ácidos e cuja capa foi em grande parte removida. O diabásio apresenta cor cinza escura, e uma composição mineralógica à base de labradorita, augita, opacos e olivina, esse último mineral agora em grande parte transformado em clorita.

No contexto da área em estudo dispõe-se, até o momento, de uma única datação radiométrica em rochas básicas mesozóicas. A amostra analisada procede da rodovia Mafra-Joinvile e foi coletada a aproximadamente 9 km a leste de Oxford, onde um dique de diabásio, com direção aproximada N-S, corta derrames ácidos integrantes da sequência vulcânica superior da bacia de Campo Alegre. Datada pelo método K/Ar, essa rocha apresentou um resultado de 124 $\pm$ 5 m.a. (Ebert & Brochini, 1971; Cordani, 1974), o que a situa no intervalo principal de vulcanismo básico na bacia do Paraná, admitido como tendo ocorrido entre 120 m.a. e 130 m.a. (Amaral *et alii*, 1966; Cordani & Vandoros, 1967), portanto já no Cretáceo Superior.

9.3.6 - Depósitos quaternários

Coberturas sedimentares pleistocênicas e holocênicas, constituídas por depósitos pouco consolidados ou inconsolidados, apresentam uma razoável expressividade na área em foco, distribuindo-se principalmente nas porções aplainadas do planalto cristalino (ou primeiro planalto paranaense) e ao longo dos vales dos rios que se dirigem ao litoral, em seus cursos médio e inferior.

9.3.6.1 - Coberturas pleistocênicas

Os depósitos pleistocênicos estão representados quase que exclusivamente pelos sedimentos da Formação Guabirotuba (Bigarella & Salamuni, 1962), com uma inexpressiva parti-

cipação da Formação Alexandra (Bigarella *et alii*, 1959), restrita à porção setentrional da folha geológica Serra da Igreja (Muratori *et alii*, 1969a), não representável na escala do presente trabalho.

As ocorrências da Formação Guabirotuba distribuem-se de modo descontínuo entre as cidades de São José dos Pinhais, onde constituem o flanco sudeste da bacia de Curitiba, e Tijucas do Sul, tendo suas exposições sido delimitadas por Fuck *et alii* (1967a) e Trein *et alii* (1969a). Segundo esses autores, no âmbito das folhas geológicas São José dos Pinhais e Tijucas do Sul, a Formação Guabirotuba é composta predominantemente por argilitos (cinza ou cinza-esverdeados), arcósios e conglomerados, esses últimos litotipos ocorrendo com menor freqüência. Os sedimentos não apresentam uma estratificação muito nítida e repousam discordantemente sobre rochas migmatíticas do embasamento cristalino. Formam normalmente colinas suavemente onduladas, que a norte de Tijucas do Sul podem exibir formatos assimétricos, dados pela suave inclinação em uma das vertentes e pela presença de pequenas *cuestas* sucessivas no reverso dos vales. A espessura dessas camadas situa-se por volta de 40 m, e seu ambiente de deposição é admitido como sendo do tipo *playa*, em condições climáticas semi-áridas (Bigarella & Salamuni, 1962).

9.3.6.2 - Coberturas holocênicas

Sob essa denominação foram reunidos no mapa geológico diversos tipos de depósitos sedimentares recentes, inconsolidados, incluindo aluviões fluviais, coluviões, tálus e sedimentos de baías (areno-síltico-argilosos) e marinhos (arenosos), que se distribuem por toda a região em discussão, com amplo predomínio dos três primeiros materiais.

Os depósitos aluvionares alcançam representatividade apenas nos vales dos maiores rios ou de seus principais afluentes, quer estejam eles situados no domínio do planalto cristalino (rios Negro e Iguaçu) ou na baixada litorânea

(rios Itapocu, São João e Marumbi). Nos aluviões dos primeiros há uma maior seleção dos sedimentos (normalmente arenosos), devido à reduzida participação de material coluvionar, que, por outro lado, torna-se bastante freqüente nos depósitos dos rios litorâneos, especialmente em suas porções mais interiorizadas.

A formação de terraços aluvionares nos rios da baixada litorânea, contendo aluviões antigos e recentes, é um fenômeno bastante comum e tem sido costumeiramente creditada às oscilações do nível do mar durante o Quaternário (Almeida, 1953).

Devido ao marcante contraste topográfico entre as zonas baixas da planície litorânea e os altos terrenos da serra do Mar e do planalto cristalino, mostrando desníveis por vezes superiores a 1.000 metros, é muito comum a presença de depósitos de talude, cones de dejeção e coluviões junto às encostas ou próximo ao sopé das principais elevações. De um modo geral, torna-se muito difícil distinguí-los no terreno, dada a interdigitação lateral dessas fácies, caracterizando-se os dois primeiros tipos por uma maior quantidade de blocos e matacões em relação à massa síltico-argilosa que os engloba, a qual torna-se predominante no caso dos coluviões. Esses, por sua vez, misturam-se ou interdigitam-se com os aluviões fluviais na porção terminal dos vales (Fuck *et alii*, 1969).

No flanco meridional do morro do Boi ocorrem depósitos coluvionares cobrindo uma ampla região e mascarando totalmente as relações geológicas entre as três unidades litológicas ali presentes: granito alcalino de Corupá, sedimentos eopaleozóicos e migmatitos do embasamento cristalino. O material coluvionar é composto por blocos e matacões do granito alcalino, imersos numa massa areno-argilosa, geralmente avermelhada, que se espraiam a partir das porções elevadas do morro do Boi em direção ao nível base local, dado pelo rio Itapocu e seu afluente da margem esquerda, o ribeirão Grande. De um modo geral, o material arenoso predomina no topo

das pequenas elevações locais, formadas pelos siltitos e arenitos, onde são raros os matacões, que vão se concentrar em grande número junto às drenagens.

Sedimentos areno-síltico-argilosos, provavelmente depositados em ambientes de águas calmas, do tipo laguna ou baía (Fuck *et alii*, 1969), ocorrem nos trechos finais dos rios Marumbi (próximo à baía de Paranaguá) e São João (junto à baía de Guaratuba), nesse último associando-se a sedimentos arenosos marinhos (Muratori *et alii*, 1969a e 1969b).

9.4 - Aspectos tectônicos e estruturais

9.4.1 - Introdução

Numa visão global da área ora enfocada, podemos individualizar três grandes domínios tectono-estruturais, vinculados estreitamente às maiores unidades geológicas descritas anteriormente:

a) o embasamento cristalino, representado pelas seqüências pré-cambrianas e corpos graníticos nelas intrusivos;

b) os depósitos molássicos eopaleozóicos; e

c) as coberturas sedimentares plataformais da bacia do Paraná. Esses domínios terão suas principais feições comentadas a seguir, lembrando-se que apenas parte das bacias molássicas foram efetivamente trabalhadas durante o presente projeto, baseando-se as considerações sobre as demais unidades quer em compilações bibliográficas, que em análise de mapas geológicos, fotografias aéreas, imagens de radar e de satélite.

9.4.2 - Domínio do embasamento cristalino

A principal característica desse domínio é a profunda complexidade estrutural apresentada pelas seqüências pré-cambrianas, resultante da atuação de fenômenos policíclicos e das intensas deformações tectônicas que as afetaram.

Embora existam ainda poucos dados acerca da evolução geológica desse conjunto, sabe-se que pelo menos parte dele (exemplificado pelo complexo máfico-ultramáfico de Pien) foi afetado pelo ciclo Transamazônico (1800 - 2100 m.a.), embora a maior parcela das rochas que o compõem tenha sido gerada ou rejuvenescida durante o ciclo Brasiliano (700 - 500 m.a.), a exemplo do que ocorre em diversas outras regiões adjacentes à área em discussão.

Assim, a superposição de ciclos tectono-orogenéticos, seguidos de intensas deformações rígidas, e o alto grau de metamorfismo das unidades envolvidas (fácies anfibolito a granulito), associado muitas vezes a fenômenos de remobilização e granitização, tendem a formar um quadro muito confuso, que somente estudos detalhados podem vir a esclarecer, o que ainda não foi feito nessa porção da plataforma sul-americana. Os trabalhos já realizados apontam, ao contrário, no sentido de uma certa "monotonia" estrutural, dada pelo direcionamento mais ou menos constante de algumas unidades geológicas (complexo de Pien, corpos graníticos intrusivos) e das rochas bandadas (migmatitos e gnaisses), quase sempre alinhados no sentido nordeste, exibindo mergulhos verticalizados ou subverticalizados, com caimento predominante para sudeste.

As variações no posicionamento dos planos de xistosidade dos migmatitos e gnaisses associados são usualmente pequenas, indo de N20°-30°E junto à escarpa da serra do Mar (folhas geológicas Serra da Igreja e Pedra Branca de Araraquara), a N40°-70°E, nas porções ocupadas pelo planalto cristalino, inclusive as bordas noroeste e leste da bacia de Campo Alegre. Em flagrante contraste, as unidades pré-cambrianas presentes a sudoeste e sul dessa bacia exibem direcionamentos entre N30°W e N70°W, predominantemente com mergulhos subverticalizados dirigidos para sudoeste, num arranjo estrutural que está a merecer maiores atenções em estudos futuros, já que, aparentemente os litotipos aflorantes em ambas as bordas daquele depósito molássico são equivalentes (gnaisses com

alto grau metamórfico, geralmente contendo hornblenda e por vezes clinopiroxênios).

Se, por um lado, torna-se bastante difícil o reconhecimento do tectonismo plástico, devido à intensa transposição das estruturas pré-brasilianas, por outro, é perfeitamente caracterizável a atuação das deformações rígidas, materializadas em extensas faixas cataclásticas, com ampla distribuição por todo o embasamento cristalino. Entre elas dominam marcantemente as com direções entre N40°E e N60°E, responsáveis pela formação do *graben* de Corupá e pela delimitação parcial de diversos corpos graníticos. Embora pareça ser o mais antigo sistema presente na região, sua reativação em tempos posteriores é um fato evidente, devido à igual orientação pelos diques de vulcanitos ácidos (eopaleozóicos) e de diabásio (juro-cretácicos), estendendo-se suas atividades até possivelmente o Terciário, à época de formação da serra do Mar, em grande parte modelada por falhamentos com essa direção.

Os falhamentos ao redor de N60°-70°W, freqüentes a sudoeste da bacia de Campo Alegre, apresentam igualmente evidências de serem bastante antigos, pois alojam corpos pegmatíticos (à quartzo e feldspato), intensamente cisalhados, o que indica sua retomada tectônica em épocas posteriores, de outro modo também evidenciada pela existência de diques de diabásio com idêntica orientação e pelo basculamento das camadas permo-carboníferas junto a essas faixas tectonizadas. Muito mais importante que esse sistema, no entanto, parece ser aquele direcionado entre N20°W e N40°W, supostamente mais recente, que responde pela delimitação parcial de corpos graníticos, da porção central do complexo máfico-ultramáfico de Pien e da borda ocidental da bacia de Campo Alegre, além de separar os corpos graníticos do Morro Redondo (intrusivo) e Pedra Branca de Araraquara (anatéctico), ao longo de um impressionante alinhamento estrutural a norte de Garuva, o qual se encaixa o trecho superior do rio São João. Diques de diabásio mesozóicos alojaram-se segundo falhas e fraturas com

essa disposição, mormente junto à bacia de Campo Alegre.

9.4.3 - Domínio dos conjuntos molássicos

A formação dos depósitos molássicos tem sido associada, em termos geotectônicos regionais, ao estágio de transição entre as etapas finais do soerguimento das cadeias dobradas (incluídas, no caso, na Região de Dobramento Sudeste), e a cratonização da plataforma Sulamericana, num período em que eram ativos os falhamentos e mínima a deformação plástica (Wernick *et alii*, 1978). E é justamente esse predomínio do tectonismo rígido sobre o tectonismo plástico que vai constituir-se na principal característica tectono-estrutural dos depósitos molássicos de Campo Alegre, Corupá e rio Guaratubinha.

Acredita-se também que o próprio posicionamento das bacias que originaram esses conjuntos, dispostas internamente no maciço mediano Joinvile, sobre um embasamento granítico-gnáissico supostamente já estabilizado, tenha contribuído ainda mais para o típico tectonismo rígido, que se instalou em seus domínios, contrastando visivelmente com o comportamento exibido pelas seqüências inseridas no contexto da região orogênica, que se apresentam igualmente dobradas, bem exemplificado pela Formação Camarinha, no estado do Paraná (Muratori *et alii*, 1967).

A associação dos conjuntos molássicos de Campo Alegre, Corupá e rio Guaratubinha à fase pós-tectônica do ciclo evolutivo da Região de Dobramentos Sudeste, decorre tanto do seu caráter não dobrado, quanto da ausência ou presença de incipiente metamorfismo. Indícios de um metamorfismo incipiente foram observados nessas três áreas, caracterizando-se pela natureza epimetamórfica dos sedimentos mais finos (clivagem ardosiana, recristalização da massa pelítica, brilho lustroso) e pela neoformação de sericita, clorita e pistacita (Fuck *et alii*, 1967d). É provável, no entanto, que sua origem não esteja ligada a eventos regionais, mas tão-somente a

condições locais da própria bacia, quer devido ao soterramento do pacote vulcano-sedimentar, quer à influência dos derrames de lavas, ou ainda, à enérgica tectônica quebrável que afetou essas rochas.

As características tectono-estruturais das três regiões em análise (Campo Alegre, Corupá e rio Guaratubinha) revelam existir significativas afinidades dessa natureza entre as duas últimas áreas, que se diferenciam da primeira tanto pela maior inclinação dos estratos (normalmente com mergulhos entre 20^{o} e 40^{o}), como por terem sido submetidas a intensas deformações rígidas que resultaram no basculamento de blocos e na presença de falhamentos extensos, bem mais freqüentes no depósito do rio Guaratubinha do que no *graben* de Corupá. Nessas duas áreas as camadas apresentam direções predominantes nordeste-sudoeste, mas, enquanto na região do rio Guaratubinha o caimento se dá quase sempre para sudeste, na fossa de Corupá os mergulhos ora são para sudeste (a sudoeste do rio Itaopocu), ora para noroeste (a nordeste daquela drenagem), nessa última porção associada também a duas zonas com direcionamento dominantemente NW-SE e com mergulhos muito variados, originando um arranjo estrutural bastante complexo. Estratos subhorizontalizados ou pouco inclinados(até 15^{o} de mergulho), não descritas no depósito do rio Guaratubinha, foram assinalados nas serras do Funil de Pedra Branca, ambas na fossa tectônica de Corupá.

As evidências de deformações plásticas nas seqüências de Corupá e do rio Guaratubinha são mínimas e de caráter local, estando quase sempre vinculadas aos falhamentos que as afetam, junto aos quais os estratos apresentam-se fortemente inclinados e por vezes dobrados ou ondulados (foto22). Fuck *et alii* (1967d) assinalam a presença de uma provável sinclinal na região do rio Guaratubinha, mas não excluem a possibilidade de que essa estrutura tenha resultado de falhamentos, aliás bastante comuns naquele depósito, dos quais os mais extensos direcionam-se segundo N-S a $N10^{o}E$, um sistema que no

graben de Corupá mostra-se amplamente subordinado àquele entre N50°E e N60°E, responsável pela formação desta fossa tectônica.

O comportamento tectono-estrutural da seqüência vulcano-sedimentar presente na área de Campo Alegre é bem mais simples do que a dos outros dois conjuntos correlatos, devido à excepcional estabilidade dessa região desde os tempos eopaleozóicos. Fruto disso os falhamentos são pouco comuns e de pequena envergadura, fazendo com que os estratos mantenham baixos valores de mergulho, indo de 30° (mergulho máximo) nos estratos basais, devido à contínua subsidência da região, até se tornarem subhorizontalizados ou horizontalizados no contexto da seqüência sedimentar superior, que encerra o ciclo deposicional eopaleozóico. Os estratos mergulham predominantemente para o interior do depósito, o que confere o caráter de uma típica bacia a essa estrutura (Ebert,1971a). As únicas exceções a esse padrão estrutural geral se dão junto às zonas tectonizadas, onde, numa curta extensão lateral, as camadas podem estar fortemente inclinadas, ou até mesmo dobradas (foto 23). São essas as únicas deformações plásticas conhecidas nessa bacia. O tectonismo rígido, por sua vez, teve ativa participação no período que se segue à deposição da seqüência sedimentar inferior, abrindo caminhos para a ascenção de magmas básico-intermediários e ácidos, afetuado aparentemente ao longo de antigas linhas tectônicas (N40°-60°E e aproximadamente E-W), reativadas à essa época, conforme se pode deduzir a partir do direcionamento dos diques de rochas vulcânicas associadas. Após o encerramento das atividades deposicionais e vulcânicas, houve ainda uma retomada desses sistemas, aliado a dois outros, alinhados entre N-S e N20°E, e ao redor de N30°W, ao longo dos quais ocorreram fraturamentos e falhamentos (afetando inclusive a seqüência sedimentar superior), que permitiram o alojamento de diques básicos mesozóicos.

Foto 22: Camadas de siltito e arcósio fino, dobradas e verticalizadas junto à zona de falha. Local: estrada Corupá - Santa Luzia cerca de 5,5 km a leste da primeira cidade.

Foto 23: Camadas de siltito da seqüência sedimentar intermediária, dobradas e fraturadas junto à zona de falha. Local: estrada secundária entre Bateias de Baixo e Saltinho.

9.4.4 - Domínio das coberturas plataformais

As sequências sedimentares da bacia do Paraná (Formação Furnas e Grupo Itararé), repousam discordantemente sobre o embasamento cristalino, previamente aplainado no decorrer de amplo ciclo erosivo que formou a superfície pré-devoniana. Embora mostrem-se normalmente subhorizontalizados ou horizontalizados, são visíveis as evidências de seu ajuste ao paleo-relevo original nas áreas próximas a São Bento do Sul, onde mergulhos com até 30^{o} podem ser encontrados com alguma freqüência. A sul da estação Serra Alta registrou-se a presença de estratos com mergulhos de 60^{o} a 70^{o} junto a falhamentos $N65^{o}$-$80^{o}W$, indicando reativações pós-carboníferas dessas linhas tectônicas. No entanto, as direções estruturais mais freqüentes nesse domínio são aquelas ao redor de $N30^{o}$-$45^{o}W$ (ligadas à reativação Wealdeniana), N-S a $N10^{o}E$, e $N60^{o}E$, essa última muito comum junto ao contato com o embasamento cristalino.

9.5 - Geologia histórica

A evolução geológica da área em estudo só pode ser razoavelmente compreendida, ao nível dos conhecimentos disponíveis, fazendo-se generalizações regionais e enquadrando-a em modelos geotectônicos já definidos, como, por exemplo, aquele descrito por Wernick *et alii* (1978) para a Região de Dobramento Sudeste. Segundo esse esquema, a área em questão representa uma pequena parcela do Maciço mediano Joinvile (Hasui *et alii*, 1975), que se constitui num "alto estrutural", separando os sistemas de dobramento Apiaí e Tijucas (Carneiro *et alii*, 1974). Nele incluem-se rochas de natureza e idade bastante variadas, reunindo núcleos arqueanos, exemplificado pelos litotipos ultramáficos de Barra Velha, SC (Minioli, 1972) e, principalmente, unidades geradas ou intensamente remobilizadas no decorrer do ciclo Brasiliano, representadas pela maior parte das rochas gnáissico-migmatíticas e diversos corpos graníticos.

No contexto da região enfocada, as rochas mais antigas conhecidas atualmente são aquelas do complexo máfico-ultramáfico de Pien, com granulitos e migmatitos associados, que foram afetadas pelo ciclo Transamazônico, como o revela uma isócrona Rb/Sr com cerca de 2 b.a., obtida nessa unidade (Girardi, 1974), o que lhe confere idades relativas ao Proterozóico inferior, ou talvez mesmo ao Arqueano (Kaul *et alii*, 1979). Ainda nessa região, o ciclo Transamazônico se caracterizou por condições metamórficas da fácies granulito, com temperatura da ordem de 750°C a 880°C (Girardi & Ulbrich, 1978).

Durante o ciclo Brasiliano ocorreram diversos fenômenos na área:

a) metamorfismo regional na fácies anfibolito;

b) intensa migmatitização regional por volta de 650 m.a.;

c) formação e intrusão de corpos graníticos tardi-tectônicos (Granito Agudos, 580 m.a.) e pós-tectônicos (Granito Marumbi, com cerca de 540 m.a.);

d) anfibolitização das rochas básicas granulíticas; e

e) intrusão de corpos básicos, como o diabásio de Palmito (Girardi, 1974 e 1976; Cordani & Kawashita, 1971; e Cordani, 1974). Admite-se, a princípio, que os maciços graníticos Serra da Igreja, Morro Redondo e Corupá (com composição alcalina), e Dona Francisca e Piraí (alasquíticos) tenham-se posicionado na fase pós-tectônica desse ciclo.

Nos períodos finais desse ciclo, durante o chamado estágio de transição entre a fase de soerguimento da cadeia dobrada e a cratonização da plataforma, houve a reativação de antigas linhas tectônicas, resultando na formação das bacias que alojaram os conjuntos molássicos de Campo Alegre, Corupá e rio Guaratubinha, cuja evolução será comentada com base nos estudos efetuados nos dois primeiros depósitos, que, supõe-se, tenham-se desenvolvido semelhantemente ao terceiro.

Os primeiros sedimentos que se depositaram nessas áreas foram conglomerados polimícticos, evidenciando a existência de uma forte energia de relevo, causado provavelmente pelos mesmos falhamentos que originaram as bacias. Pelo menos na região de Campo Alegre os estratos basais foram depositados diretamente sobre um embasamento cristalino formado por gnaisses de alto grau metamórfico (da fácies anfibolito e talvez até granulito), que já se encontrava bastante aplainado, o que indica ter havido um amplo período erosivo entre o soerguimento da cadeia dobrada e a formação dessa bacia.

Os conglomerados passam progressivamente aos arcósios sobrepostos, com diminuição sistemática da granulometria em toda a seqüência sedimentar inferior (tanto dos termos psefíticos, como dos psamíticos), sugerindo uma forte estabilidade tectônica na área-fonte e uma lenta subsidência da bacia de deposição. O ambiente era provavelmente continental, do tipo deltaico ou flúvio-piemôntico. Essa calma tectônica só foi perturbada localmente no final da deposição dessa seqüência, onde bancos conglomeráticos intercalam-se nos estratos arenosos. A extrusão de lavas ácidas durante esse período é ainda incerta, devendo ter sido muito rara ou inexistente em Campo Alegre e Corupá, e talvez presente na área do rio Guaratubinha, onde seixos de riolito estão presentes nos conglomerados (Fuck *et alii*, 1967d). Vulcanismo básico, por outro lado, ocorreu seguramente em períodos concomitantes ou mesmo anteriormente à deposição dos ruditos basais de Campo Alegre e Corupá, nos quais encontrou-se, com alguma freqüência, fenoclastos de meláfiros.

Após a deposição da sequência sedimentar inferior (areno-conglomerática), comum a todas as três áreas, parece ter havido a individualização de bacias menores, que passam a apresentar, temporariamente, evoluções distintas. Assim, enquanto na região de Corupá continua a deposição de sedimentos (agora com caráter síltico-arenoso), nas áreas de Campo Alegre e, supostamente também, do rio Guaratubinha, ocorreu

um amplo vulcanismo (intrusivo e extrusivo) de caráter predominante básico-intermediário, mas com lavas ácidas subordinadas, indicando uma maior atividade tectônica em seus domínios. Em períodos inter-vulcânicos relativamente calmos deu-se a deposição de sedimentos finos, associados a tufos, os quais, à medida que o tempo progride, passam a predominar sobre os eventos vulcânicos, formando então espessa seqüência epivulcanoclástica (siltitos, arcósios, tufos e tufitos), desenvolvida em paralelo com aquela do *graben* de Corupá, onde os processos deposicionais não foram interrompidos. A predominância dos sedimentos finos, a existência de estratos com deposição rítmica e gradativa, a presença de siltitos escuros, contendo leitos submilimétricos piritosos, indica que pelo menos parte desse conjunto depositou-se em ambiente muito calmo (lacustre?), sob condições possivelmente redutoras. As perturbações a essa estabilidade relativa eram provocadas por explosões vulcânicas, resultando na formação das rochas piroclásticas e mesmo na extrusão de lavas, o que em algumas regiões está bem caracterizado pela reincidência de vulcanismo na porção superior dos estratos sedimentares da seqüência intermediária, como na porção norte da bacia de Campo Alegre, próximo ao morro do Garrafão (no *graben* de Corupá) e possivelmente também na área do rio Guaratubinha. Nesse período o vulcanismo ácido (geralmente subordinado) está representado indiretamente pela presença de fragmentos nos tufos e fenoclastos nos conglomerados.

Segue-se um período caracterizado predominantemente pela extrusão de lavas ácidas e rochas piroclásticas associadas, cobrindo amplas áreas dos três depósitos em discussão. Diques de vulcanitos ácidos alojam-se ao longo de antigas linhas tectônicas (mormente naquelas entre N50°E e E-W) em diversas porções do embasamento cristalino e, com menor freqüência, nas bordas das bacias molássicas. Períodos calmos são marcados pela deposição de sedimentos finos e tufos estratificados em bacias muito localizadas, que vão representar autênticas "miniaturas" das bacias maiores que se

instalam no final dos eventos vulcânicos, levando à formação das seqüências sedimentares superiores. Essas unidades só são conhecidas em Campo Alegre e Corupá, estando bem representada na primeira área, onde os estratos que a compõe revelam nítidas evidências da progressiva estabilização da região, dada pela freqüência cada vez menor de material piroclástico em direção ao topo do pacote e, de um modo inverso, pelo aumento gradativo de sedimentos puramente epiclásticos com leitos calcíferos ou carbonáticos.

Finda a deposição das seqüências molássicas, a região volta a sofrer a atuação de um intenso tectonismo rígido, levando à formação do *graben* de Corupá, com o conseqüente basculamento do conjunto vulcano-sedimentar nele inserido, e de extensas zonas brechadas na área do rio Guaratubinha, afetando igualmente a disposição estrutural das camadas ali presentes, que passam a assumir altos valores de mergulho. A área de Campo Alegre foi pouco atingida por essas deformações, o que permitiu a preservação da estruturação original do conjunto vulcano-sedimentar, ao contrário das áreas anteriormente citadas. Deve ser creditada à essa fase de tectonismo rígido pelo menos parte da delimitação atual dos corpos graníticos intrusivos.

O encerramento dessas atividades tectônicas indica a cratonização da plataforma e a região passa por um longo período erosivo, que se traduz na formação da superfície pré-devoniana. Como resultado de uma lenta subsidência regional, inicia-se a implantação da sinéclise do Paraná, passando a depositar-se os arenitos continentais fluviais da Formação Furnas, em época anterior ao Devoniano inferior. Sobre eles assentam-se os sedimentos permo-carboníferos do Grupo Itararé, depositados em ambientes continentais e marinhos, sob fortes influências glaciais (Schneider *et alii*, 1974).

A reativação da plataforma Sulamericana durante o Jurássico superior - Cretáceo inferior levou à formação ou retomada de sistemas de fraturamento e falhamento, com dire-

ção predominantemente noroeste (N40°-70°W), por onde ascende ram magmas básicos toleíticos, vindo a formar os diques de diabásio e diorito pórfiro presentes na região.

A tectônica rígida continuou a desempenhar um papel preponderante nos períodos seguintes, conduzindo ao aparecimento da serra do Mar e condicionando o estabelecimento da bacia de Curitiba, onde, durante o Pleistoceno, depositaram-se argilitos, arcósios e conglomerados em condições de clima semi-árido (Bigarella & Salamuni, 1962). A deposição dos sedimentos holocênicos (aluviais, coluviais, marinhos, de baía e depósitos de talude) representa o último evento geológico na região.

9.6 - Geologia econômica

Na área em estudo apenas os bens minerais não-metálicos apresentam um razoável significado econômico, ao contrário das ocorrências de elementos metálicos, que são poucas e aparentemente destituídas de qualquer importância. Dentre os primeiros destacam-se as jazidas de caulim, argilas para cerâmica vermelha, materiais de construção e de conservação de estradas e pegmatitos. Os bens metálicos estão representados por camadas ou lentes de quartzitos à magnetita, algumas das quais já foram exploradas de maneira intermitente no início desse século.

9.6.1 - Ocorrências de elementos não-metálicos

9.6.1.1 - Caulim

Os depósitos de caulim constituem-se no principal recurso mineral da região e estão em ativa exploração há mais de uma dezena de anos. Todas as grandes jazidas conhecidas (em atividade, paralisadas ou abandonadas) situam-se no planalto de Campo Alegre, a sul daquela cidade, e resultaram predominantemente da alteração intempérica de lavas riolíticas extremamente fluidais e ricas em vidro vulcânico, embora oca

sionalmente outras rochas (tufos e brechas) possam também originar caulim, quase sempre de baixa qualidade. Em alguns depósitos é possível notar-se a caulinização progressiva da rocha ao longo de planos de fluxo preferenciais (foto 24), estendendo-se numa etapa seguinte a todo o material.

A existência de jazidas de caulim na porção sul da bacia de Campo Alegre é controlada não só pelo fator litológico (presença de lavas vítreas riolíticas facilmente intemperizáveis), como também pelas condições topográficas favoráveis, dadas pelo relevo suave que permite a percolação e um moderado escoamento das águas superficiais. O minério caulínico ocorre então à meia encosta, ao passo que nas baixadas onde o escoamento é mínimo e a alteração não progride, dominam os solos hidromórficos. No topo das colinas e no leito das drenagens, afloram as rochas vulcânicas, devido ao rápido transporte do material alterado ou desagregado. Tais condições não se fazem presentes na porção norte da bacia, a não ser localmente, o que torna pouco provável a descoberta de ocorrências expressivas nessa região, onde os litotipos vulcânicos são, em sua maioria, traquitos e o relevo é bem mais acentuado.

As maiores jazidas são exploradas por Incepa, Cerâmica Oxford, Porcelanas Industriais Germer e Mineração Franco, sendo o caulim utilizado como matéria-prima para a fabricação de louças, azulejos, isoladores, etc.. No domínio de um único decreto de lavra ou alvará de pesquisa existem várias frentes de lavra, cada uma delas explorada de modo intermitente. Apenas a jazida principal da Incepa apresenta um certo grau de mecanização da lavra, executada de maneira extremamente racional, através de bancadas sucessivas e com o auxílio de vagonetas para o carregamento dos basculantes. Nas demais a exploração é feita manualmente (foto 25), utilizando-se tratores apenas na fase de decapeamento do depósito (foto 26), com a retirada da camada de solo sobreposta ao minério. A espessura normal do solo orgânico situa-se ao redor

Foto 24: Formação de caulim a partir de rocha riolítica, mostrando que a alteração evolui preferencialmente ao longo de determinados planos de fluxo. Local: jazida da Incepa, a sul de Campo Alegre.

Foto 25: Depósito de caulim da Cerâmica Oxford, onde a exploração é feita manualmente, segundo pequenas bancadas. Local: fazenda Hansen, a sul de Campo Alegre.

de 1 m, sob o qual ocorre muitas vezes uma outra camada de argila cinza, altamente plástica, com ampla utilização industrial no preparo da massa cerâmica (foto 27).

As jazidas em exploração pela Incepa apresentamuma produção mensal média de 3.000 t, que são transportadas, via rodoviária, até sua fábrica localizada na cidade de Campo Largo, no estado do Paraná.

9.6.1.2 - Argilas para cerâmica vermelha

A exploração de argilas para a fabricação de tijolos e telhas restringe-se normalmente às áreas próximas aos maiores centros urbanos (São José dos Pinhais, São Bento do Sul, Jaraguá do Sul e Guaramirim), utilizando-se normalmente materiais provenientes da decomposição das rochas gnáissico-migmatíticas, depositados em baixadas e várzeas. A única exceção se dá a nordeste de Campo Alegre, junto à estrada que liga essa cidade a Bateias de Baixo, onde a Cerâmica Campo Alegre Ltda. fabrica tijolos utilizando como matéria-prima siltitos argilosos e tufitos bastante alterados, pertencentes à seqüência sedimentar superior eopaleozóica.

9.6.1.3 - Materiais de construção e de revestimento de estradas

Numerosas pedreiras e saibreiras, abandonadas ou em exploração, são encontradas por toda a área enfocada, sendo mais freqüentes junto às principais rodovias, devido à sua utilização temporária durante a pavimentação dessas estradas. Nos domínios do embasamento cristalino são explorados como material de macadame tanto migmatitos decompostos, como quartzitos, milonitos e até rochas ultrabásicas. Para a obtenção de paralelepípedos ou brita utilizam-se normalmente granitos e migmatitos.

No contexto das bacias molássicas há um amplo predomínio no uso dos vulcanitos ácidos como material de revestimento de estradas, localizando-se a quase totalidade das

Foto 26: Fase inicial de decapagem do minério caulínico, utilizando-se trator de esteira para a remoção da cobertura estéril. Local: depósito da Mineração Franco, a sul de Campo Alegre.

Foto 27: Jazida de caulim explorada por Porcelanas Industriais Germer, mostrando a presença de uma camada composta por argila plástica entre o caulim e o solo orgânico. Local: Bismarck, a sudeste de Campo Alegre.

saibreiras em zonas intensamente fraturadas, onde essas rochas se desagregam com facilidade. Para esse mesmo fim utilizam-se também os conglomerados polimícticos basais dessas bacias, especialmente quando semi-desagregados, como acontece a leste de São Bento do Sul, onde inúmeras pedreiras exploram esse material (foto 28). De modo mais raro, encontram ainda emprego como macadame tanto rochas básicas, como tufos (foto 29), ou ainda siltitos e tufitos. Esses últimos, quando bem estratificados, são empregados ocasionalmente na construção de casas e como calçamento. Os vulcanitos ácidos são igualmente utilizados para a produção de brita, existindo para esse fim pedreiras na porção sul do depósito do rio Guaratubinha e no flanco ocidental da bacia de Campo Alegre.

9.6.1.4 - Pegmatitos

Encaixados nos migmatitos regionais ocorrem inúmeros corpos pegmatíticos irregulares, com dimensões muito variadas, mas geralmente modestas, alguns dos quais mereceram pesquisa ou pequena lavra, visando sua utilização na indústria cerâmica. São compostos quase sempre por quartzo e feldspato, podendo esse último mineral estar alterado à caulim. Diversos desses filões foram assinalados por Trein *et alii* (1969a e 1969b) a sul de Tijucas do Sul, a leste de Ribeirão do Mel, em Campina do Morro Vermelho, a noroeste de Pien e nas adjacências de Trigolândia; por Muratori *et alii* (1969a e 1969b) nas imediações de Pilão de Pedra, a sul da serra do Marumbi e junto à Colônia Castelhanos; e por Albuquerque *et alii* (1971) nas proximidades de Ribeirão Vermelho e a sudoeste de Postema.

9.6.1.5 - Outros elementos

Trein *et alii* (1969b) citam a existência de talco na região de Campina dos Maias, associado ao Complexo máfico-ultramáfico de Pien, no qual ocorrem também, de modo esporádico, pequenos veios de amianto. Uma delgada camada de tal

Foto 28: Saibreira em atividade, onde é explorado o conglomerado basal da seqüência vulcano-sedimentar de Campo Alegre. Local: bairro Pedreira, a leste de São Bento do Sul.

Foto 29: Saibreira abandonada, onde foram explorados tufos grosseiros da seqüência sedimentar intermediária de Campo Alegre. Local: a norte do Rio Vermelho.

co-xisto, com 0,5 m de espessura, foi assinalada por Trein (inédito) junto à rodovia Curitiba-Joinvile, nas proximidades da barragem Vossoroca, estando ligada às rochas ultrabásicas cisalhadas. Fuck (inédito) revela a presença de vermiculita em diques de metabasito de pequena possança (1 m a 4 m), no âmbito da folha São José dos Pinhais. Fluorita ocorre preenchendo cavidades e zonas brechadas nos vulcanitos ácidos de Campo Alegre, enquanto que estreitos níveis de barita aparecem em fraturas no conglomerado basal da seqüência vulcano-sedimentar de Corupá, a oeste de Pedra de Amolar, sem apresentarem, *a priori*, maior significado econômico.

9.6.2 - Ocorrências de elementos ferrosos

9.6.2.1 - Ferro

As ocorrências de minério de ferro apresentam alguma importância, tanto por serem freqüentes no contexto do embasamento cristalino, quanto por terem algumas delas sido lavradas, de modo esporádico, em épocas passadas. De um modo geral, constituem-se de camadas e lentes de quartzitos à magnetita, com ocasionais bolsões de magnetita compacta, intercalados em migmatitos e anfibolitos, num quadro idêntico ao das ocorrências de Joinvile e da faixa Antonina-Morretes, estas bem mais expressivas do que as descritas a seguir.

As principais ocorrências de minério de ferro parecem ser as da região de Matulão (a leste da barragem de Vossoroca, junto à rodovia Curitiba-Joinvile) e aquelas próximas à Tijucas do Sul, descritas por Leonardos (1938) e assinaladas na folha geológica Tijucas do Sul por Trein *et alii* (1969a). No território catarinense, Albuquerque *et alii* (1971) referem-se à presença de seis ocorrências de minério de ferro, cinco das quais no município de Campo Alegre e uma no município de Jaraguá do Sul, próxima à localidade de Nereu Ramos. Em todas elas aparecem diversos níveis de quartzitos itabiríticos, com pequena possança (entre 1 m e 2 m), orien-

tados concordantemente com os gnaisses regionais.

9.6.2.2 - Outros elementos

Alguns dos quartzitos à magnetita apresentam também teores relativamente elevados de manganês, sem, no entanto, constituírem-se em minério desse elemento (Trein, inédito). Leonardos (1938) cita a existência de filões de quartzo aurífero na região de Matulão, havendo também notícias de que os aluviões provenientes dos conglomerados basais da bacia de Campo Alegre e do Granito Corupá foram garimpados no passado. Albuquerque *et alii* (1971) informa que a Cia. Morro do Níquel desenvolveu pesquisas para níquel no Complexo máfico-ultramáfico de Pien, sem contudo obter bons resultados.

10 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Dado o papel subordinado desempenhado pelas atividades de mapeamento e integração de dados geológicos no contexto global do Projeto Guaratubinha-Pien, serão feitos a seguir alguns comentários restritos a respeito desse tema, visando sua inclusão em capítulo semelhante do relatório final de Geoquímica.

Do ponto de vista geológico o mapeamento efetuado nas regiões de Campo Alegre e Corupá permitiu chegar-se às seguintes conclusões:

1) A coluna estratigráfica proposta por Ebert (1971a) para a seqüência vulcano-sedimentar de Campo Alegre é totalmente válida, merecendo apenas um reestudo a chamada Formação Campo Alegre, cuja divisão em duas unidades litoestratigráficas de igual categoria (a nível de formações) é perfeitamente viável;

2) As associações litológicas presentes no *graben* de Corupá são muito semelhantes àquelas de Campo Alegre, embora mostrem diferentes disposições estruturais, admitindo-se para ambas uma mesma idade, refutando-se, dessa maneira, os conceitos anteriormente emitidos, que colocavam a seqüência vulcano-sedimentar de Corupá como sendo mais antiga;

3) É bastante provável que essas duas seqüências vulcano-sedimentares tenham-se gerado em eventos sincrônicos, como parte de uma única bacia, posteriormente separada por deformações tectônicas rígidas;

4) A hipótese de que a bacia de deposição da seqüência molássica do rio Guaratubinha tivesse continuidade física com aquela de Campo Alegre não pôde ser melhor avaliada, devido à ausência de estudos mais detalhados na primeira área, motivo pelo qual ficou também impossibilitada uma melhor correlação entre as três seqüências vulcano-sedimentares estudadas, admitindo-se, em princípio, sua contemporaneidade;

5) Nas três regiões antes citadas (Campo Alegre, Corupá e rio Guaratubinha) houve uma deposição inicial de sedimentos continentais areno-conglomeráticos, diretamente sobre um embasamento gnáissico-migmatítico pré-cambriano;

6) Nas áreas de Campo Alegre e Corupá seguiu-se a formação de um conjunto vulcano-sedimentar representado por vulcanitos básico-intermediários (com raros derrames ácidos) e sedimentos síltico-arenosos, com tufos associados, dominando os litotipos vulcânicos na bacia de Campo Alegre e os termos sedimentares em Corupá;

7) O evento seguinte foi a extrusão de lavas ácidas e rochas piroclásticas de igual caráter, que hoje ocupam a maior parte da bacia de Campo Alegre e significativa parcela do *graben* de Corupá;

8) O encerramento do processo deposicional nas bacias molássicas está representado pelas seqüências sedimentares superiores, compostas por siltitos, tufitos e tufos, com predomínio dos membros epiclásticos no topo do pacote;

9) Nota-se, assim, que há uma mudança progressiva, da base para o topo das seqüências vulcano-sedimentares, tanto na granulometria dos sedimentos (conglomerados a siltitos argilosos), quanto no caráter do vulcanismo (do polo básico ao polo ácido), o primeiro indicando uma contínua estabilização da região e o segundo sugerindo uma nítida diferenciação do processo magmático;

10) Nos depósitos molássicos as evidências de deformações plásticas são mínimas e restritas às imediações dos falhamentos, ao contrário das deformações rígidas que são intensas nas áreas de Corupá e rio Guaratubinha e moderadas a fracas em Campo Alegre;

11) O ambiente deposicional aparentemente sempre continental, o caráter sub-aéreo da maior parte do vulcanismo e a ausência de atividades hidrotermais em larga escala, conferem um reduzido potencial metalogenético a essas seqüências, no

que diz respeito à presença de mineralizações metálicas, embora possam ocorrer (como realmente ocorrem) jazidas de intemperismo nos locais onde as condições (rocha-mãe, relevo e vegetação) sejam favoráveis.

Do ponto de vista geológico há poucas recomendações a fazer, devido ao limitado potencial metalogenético da região, restringindo-se aos terrenos não mapeados as possíveis sugestões aqui apresentadas:

1) O levantamento geológico, em escala igual ou superior a 1:50.000, da sequência vulcano-sedimentar do rio Guaratubinha, visando uma melhor definição e delimitação dos litotipos que a compõe, possibilitando então sua possível correlação com os depósitos semelhantes de Campo Alegre e Corupá;

2) O mapeamento geológico, em escala não inferior a 1:100.000 das porções pré-cambrianas, mormente aquelas do território catarinense, buscando caracterizar sua evolução em função dos conceitos atuais sobre os terrenos proterozóicos, delimitar outros corpos básicos que se sabe ocorrerem intercalados nos migmatitos regionais, avaliar o significado econômico ou estratigráfico das camadas de quartzitos itabiríticos e definir os principais lineamentos tectônicos dessas áreas, ainda muito mal conhecidos; e

3) Avaliar o potencial metalogenético dos corpos graníticos intrusivos, quer os alcalinos ou sub-alcalinos (Morro Redondo, Marumbi, Serra da Igreja, Corupá e Serra Alta), quer os alasquíticos (Dona Francisca e Piraí), através de mapeamento de detalhe desses maciços, voltados para a definição de seu posicionamento tectono-estrutural, características petrogenéticas e feições geoquímicas.

11 - BIBLIOGRAFIA

ADDAS, W. e Sá, C.C. de - Estudo de Viabilidade Econômica das Áreas de Castro, Guaratubinha e Campo Alegre (Reconhecimento Geoquímico Preliminar). DNPM/CPRM. São Paulo. Inédito.

ALBUQUERQUE, L.F.F. de; ARIOLI, E.E.; DIAS, A. de A. KIRCHNER, C.A. - Geologia das Quadrículas de Blumenau e Joinville, Santa Catarina. BRASIL. Conv. DNPM/CPRM. Porto Alegre, 1971, 101 p. (Relat. inéd.) il., mapa geol.

ALMEIDA, F.F.M. de - Novo campo de riolitos e tufos no Sul do Brasil. *Miner. Metal.*, 14 (82): 101-103, nov./dez. 1949. il.

ALMEIDA, F.F.M. de - Contribuição à geomorfologia da região oriental de Santa Catarina. *An. Assoc. Geogr. Bras.*, São Paulo, 3 (1): 10-37, 1953. il.

ALMEIDA, F.F.M. de - Origem e evolução da plataforma Brasileira. BRASIL. DNPM, DGM, B., Rio de Janeiro, n.241, 36 p., 1967. il.

AMARAL, G.: CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J. H. - Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Oxford, 30 (2): 159-189, 1966. il.

ARAÚJO, P.R. da R.; & MOESCH, T.C. - Mapeamento geológico da região de Campo Alegre - SC. Área nº 2. (trab. conclusão Curso Geol. Centro Tecnol. UNISINOS) São Leopoldo s. ed. jun. 1977. 97 p.; il., mapa geol.

BAECKER, M.L. & PIRES, J. de L. - Mapeamento geológico da região de Campo Alegre - SC. Área nº 5. (trab. conclusão Curso Geol., Centro Tecnol. UNISINOS) São Leopoldo s. ed. jun. 1977. 82 p., il., mapa geol.

BARBOSA, O. - Observações e comparações sobre algumas ocorrências vulcânicas no Peru, no México e no Brasil. BRASIL. DNPM. DGM, B., Rio de Janeiro, n. 167, 43 p., 1957. il.

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - Caracteres texturais dos sedimentos da bacia de Curitiba; contribuição à geologia geral. *B. Univ. Paraná*, Curitiba, *Geol.*, n. 7 (1ª parte), 164 p., set. 1962. il.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. & MARQUES Fº, P.L. - Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). Inst. Biol. Pesq. Tecnol., Not. prel. est., Curitiba, n. 1, 7 p., 1959.

CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M.; THOMAZ Fº, A. - Esboço da diferenciação tectônica do Precambriano Superior no sul-sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., *Res. Comun.*, B. n. 1, p. 698-700, 1974.

CARVALHO, P.F. de & PINTO, E.A. - Reconhecimento geológico no Estado de Santa Catarina. BRASIL. DNPM. SGM, B., Rio de Janeiro, n. 92, 30 p., 1938. il., mapa geol.

COELHO, H.M. & WESKA, R.K. - Mapeamento geológico da região de Campo Alegre - SC. Área nº 4. (Trab. conclusão Curso Geol., Centro Tecnol. UNISINOS) São Leopoldo s. ed. jun. 1977. 78 p., il., mapa geol.

CORDANI, U.G. - Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas Asunción e Curitiba. In: MONACO, Oniro Augusto *et alii* - Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Asunción - SG. 21. Folha Curitiba SG.22. BRASIL. DNPM, Brasília, p. 58-67, 1974. il.

CORDANI, U.G. & GIRARDI, V.A.V. - Geologia da Folha de Morretes. *B. Univ. Fed. Paraná*, Curitiba, Geol., n. 26, 40 p.,

jul. 1967. il., mapa geol.

CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K. - Estudo geocronológico, pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, Soc. Bras. Geol., *Anais do ...*, v.1, p. 105-110, 1971. il.

CORDANI, U.G. & VANDOROS, P. - Basaltic rocks of the Paraná basm, In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. & PINTO, I.D.,ed. - Problems in Brazilian Gondwana Geology: Curitiba, p. 207-231, 1967. il.

DALL'IGNA, L.R. & MATTE, R.R. - Mapeamento geológico da região de Campo Alegre - SC. Área nº 3. (Trab. conclusão Curso Geol., Centro Tecnol. UNISINOS) São Leopoldo s.ed. jun. 1977. 55 p., il., mapa geol.

DUTRA, E.B. - Reconhecimento topographico e geológico do Estado de Santa Catharina. BRASIL. *Serv. Geol. Mineral. Brasil*, B., Rio de Janeiro, n. 21, p. 29-56, 1926.

EBERT, H. - O Grupo Guaratubinha no norte do Estado de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, Soc. Bras. Geol., *Anais do ...*, v. 1, p. 147-165, 1971. il. mapa geol.

EBERT, H. - Observações estruturais no contato basal dos sedimentos da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, Soc. Bras. Geol., *Anais do ...*, v. 2, p. 153-157, 1971. il.

EBERT, H. - Observações sobre a litologia e sub-divisão do "Grupo Setuva" no Estado do Paraná; com sugestões à tectônica geral do "Geossinclínio Açungui". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, Soc. Bras. Geol., *Anais do ...*, v. 1, p. 131-146, 1971. il.

EBERT, H. & BROCHINI, M. F. - A Formação Campo Alegre, Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, Soc. Bras. Geol., *Res. Comun.*, B. esp. n.1, p. 181-182, 1971.

FREITAS, R.O. de - O conglomerado do Baú (Sêrie Itajaí - Santa Catarina). Fac. Fil. Ci. Letr. Univ. São Paulo, B. São Paulo, n. 50 (Geol. n. 2), pp. 35-115, 1945. il.

FUCK, R.A. - Geologia da Folha de São José dos Pinhais. Com. Carta Geol. Paraná, Curitiba . (Relat.inéd.) s.d. 46 p.

FUCK, R. A.; LOPES, J. A.; MARINI, O.J.; TREIN, E.; MURATORI, A. - Folha Geológica de São José dos Pinhais. Com. Carta Geol. Paranã, Curitiba, 1967.

FUCK, R.A.; TREIN, E.; MARINI, O.J. - Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI,R.; PINTO, V.M., ed. - Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paranã. *B. Paran. Geoci.*, Curitiba, n. 23-25, p. 5-41, 1967. il.

FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. - Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paranã. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M.; ed. - Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paranã. B. *Paran. Geoci.*, Curitiba, n. 23-25, p. 183-219, 1967. il.

FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. - A Formação Guaratubinha. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M. ed. - Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paranã. B. *Paran. Geoci.*, Curitiba, n. 23-25, p. 237-255, 1967. il., mapa geol.

FUCK, R.A.; TREIN, E.; MURATORI, A.; RIVEREAU, J.C. - Mapa geológico preliminar do litoral, da serra do Mar e parte do

primeiro planalto no Estado do Paraná. *B. Paran. Geoci.*, Curitiba, n. 27. p. 123-152, 1969. il., mapa geol.

FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E.; MURATORI, A. - Geologia do leste paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, Soc. Bras. Geol., *Anais do ...*, v. 1, p.121-130, 1971. il., mapa geol.

GIRARDI, V.A.V. - Petrologia do Complexo Básico - Ultrabásico de Pien, PR. (Tese Livre-Docência Dep. Mineral. Petrol.Inst. Geoci. Univ. São Paulo) São Paulo s. ed. 1974. 146 p. il., mapa geol.

GIRARDI, V.A.V. - Geologia e Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Pien, PR. *Rev. Bras. Geoci*, 6 (2): 109-124, 1976. il. mapa geol.

GIRARDI, V.A.V.: CORDANI, U.G.; CANDIDO, A.; MELFI, A.J.; KAWASHITA, K. - Geocronologia do complexo básico-ultrabásico pré-Brasiliano de Pien, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., *Res. Comun.*, B. n. 1, p. 532-533, 1974.

GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH, H.H.G.J. - Origem e evolução do complexo máfico-ultramáfico de Pien, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, Soc. Bras. Geol., *Res. Comun.*, B. n. 1, p. 86, 1978.

HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. de; ORLANDI Fº., V. - Complexo granulítico de Santa Catarina - Descrição e implicações genéticas. (texto inédito), 15 p., 1979. il.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. - The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5 (4): 257-266, 1975. il.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICH, C.A. - Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos estados de

São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, Soc. Bras. Geol., *Anais do* ..., v. 6, p. 2594-2608, 1978. il.

HUGO, J.A. & HAHN, S. - Mapeamento geológico da região de Campo Alegre - SC. Área nº 1. (Trab. conclusão Curso Geol., Centro Tecnol. UNISINOS) São Leopoldo s. ed. jun. 1977, 76 p., il. mapa geol.

JUNG, J. & ROQUES, M. - Introduction à l'etude zonéographique des formations cristallophyllienes. *Bull. Serv. Carte Geõl. France*, 50 (235): 1-62, 1952.

KAUL, P.T.; ISSLER, R.S.; BONOW, C. de W. - Probabilidade de estrutura arqueana na região de Pien - Antonina - Serra Negra, Folha FG-22, Curitiba. In: SEMINÁRIO BRASILEIRO SOBRE TÉCNICAS EXPLORATÓRIAS EM GEOLOGIA, 2º. MME/DNPM, Gravatal, SC, 1979.

LEONARDOS, O.H. - Ferro no Paraná. BRASIL. DNPM.SFPM, B., Rio de Janeiro, n. 25, 65 p., 1938. il.

LEPSCH, I. F. - Solos - Formação e Conservação. São Paulo, Editora da Universidade de São Paulo 1976, 160 p. ilust.

LEVANTAMENTO DE RECONHECIMENTO DOS SOLOS DO LITORAL DO ESTADO DO PARANÁ (Área 11). Informe Preliminar. Paraná, Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Boletim técnico 54); Projeto Levantamento de Solos (Boletim técnico 9), 1977, 128 p. ilust. mapa na escala 1:300.000.

LOCZY, L. de - Evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia Gondwânica do Paraná e do seu embasamento. BRASIL.DNPM. DGM, B., Rio de Janeiro, n. 234, 71 p., 1966.il., mapa geol.

MAACK, R. - Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecnol.*, Curitiba,v.2,

p. 63-154, 1947. il.

MAACK, R. - Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do Paraná e sua posição dentro das fases orogenéticas algonquianas. B. *Univ. Paraná*, Curitiba, *Geol.*, n. 4, 52 p., 1961, il., mapa geol.

MARINI, O.J. - Geologia da Folha de Mandirituba. Com. Carta Geol. Paraná, Curitiba (Relat. inéd.) s.d., 21 p.

MARINI, O. J.; FUCK, R.A.; TREIN, E. - Intrusivas básicas jurássico-cretáceas do primeiro planalto do Paraná. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M., ed. - Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. B. *Paran. Geoci*, Curitiba, n. 23-25, p. 307-324, 1967. il., mapa geol.

MARINI, O. J.; TREIN, E.; FUCK, R. A. - Folha Geológica Mandirituba. Com. Carta Geol. Paraná, Curitiba, 1970.

MELFI, A.J. - Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Oxford, 31 (6): 1079-1089, 1967, il.

MINIOLI, B. - Aspectos geológicos da região litorânea Piçarras - Barra Velha, SC. (Tese Dout. Inst. Geoci. Univ. São Paulo) São Paulo s. ed. 1972, 104 p. il., mapa geol.

MINIOLI, B. - Dados geocronológicos de rochas do Grupo Taboleiro (SC). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Ouro Preto, Soc. Bras. Geol., *Res. Trab.*, p. 179, 1976.

MONACO, O.A.; ZIR FILHO, J.A.; VALENTINI, N. - Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Asunción - SG. 21. Folha Curitiba - SG. 22. BRASIL. DNPM, Brasília, 83 p.,1974. il., mapa geol.

MURATORI, A.; FUCK, R.A.; BIGARELLA, J.J. - Contribuição ao estudo da Formação Camarinha. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M., ed. - Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. *B. Paran. Geoci.*, Curitiba, n. 23-25, p. 221-235, 1967. il., mapa geol.

MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A. - Folha Geológica Serra da Igreja. Com. Carta Geol. Paraná, Curitiba, 1969.

MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A. - Folha Geológica Pedra Branca de Araraquara. Com. Carta Geol. Paraná, Curitiba, 1969.

OLIVEIRA, E.P. de - Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. BRASIL. Serv. Geol. Mineral. Brasil, Monografia, Rio de Janeiro, n. 6, 172 p., 1927. il., mapa.

OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H. - Geologia do Brasil. BRASIL. Min. Agric., Serv. Inf. Agric., Rio de Janeiro, *Série Didática*, n. 2, 813 p., 1943, 2º ed. il.

PUTZER, H. - Diastrofismo "germanótipo" e sua relação com o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. *B. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 2 (1): 27-74, maio 1953. il., mapa geol.

RÊGO, I.T.S.F. do & BORGES, S.F. - Mapeamento geológico da região de Campo Alegre - SC. Área nº 5. (Trab. conclusão Curso Geol., Centro Tecnol. UNISINOS) São Leopoldo s. ed. jun. 1977, 89 p., il., mapa geol.

SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J.J.; TAKEDA, F.K. - Considerações sobre estratigrafia e tectônica da Série Itajaí. *B. Paran. Geogr.*, Curitiba, n. 4-5, p. 188-201, nov. 1961. il.

SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.;

DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. - Revisão Estratigráfica da Bacia do Paranã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., *Anais do ...*, v. 1, p. 41-65, 1974. il.

SCHULZ JÚNIOR,A.; ALBUQUERQUE, L.F.F. de; GIFFONI, L.E. (colab.) - Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina. BRASIL. DNPM. Porto Alegre, 1969, 109 p. (Relat.inéd.) il., mapa geol.

SCHULZ JÚNIOR, A.; ALBUQUERQUE, L.F.F. de; GIFFONI, L.E. (colab.) - Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24. Brasília, Soc. Bras. Geol., *Res. Conf. Comun.*, B. esp. n.1, p.186-187, 1970.

SELBACH, H.S. & ZIMMERMANN, E.J. - Mapeamento geológico da região de Campo Alegre - SC. Área nº 1. (Trab. conclusão Curso Geol., Centro Tecnol. UNISINOS) São Leopoldo s.ed. jun. 1977, 48 p., il., mapa geol.

TRAININI, D.R. - Projeto Campo Alegre/74. BRASIL. Conv.CNEN-CPRM. Porto Alegre, 1974, 70 p. (Relat. inéd.) il., mapa geol.

TREIN, E. - Geologia da Folha de Tijucas do Sul. Com. Carta Geol. Paraná Curitiba (Relat. inéd.) s. d., 35 p.

TREIN, E. & FUCK, R.A. - O Grupo Castro. In: BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M., ed. - Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. *B. Paran. Geoci.*, Curitiba, n. 23-25, p.257-305, 1967. il., mapa geol.

TREIN, E.; FUCK, R.A.; MURATORI, A. - Folha Geológica Tijucas do Sul. Com. Carta Geol. Paraná, Curitiba, 1969.

TREIN, E.; MURATORI, A.; BASUMALLICK, S.; FUCK, R. A.; MARI-

NI, O. J. - Folha Geológica de Pien. Com. Carta Geol. Paraná, Curitiba, 1969.

VALIATI, D. - Projeto Sondagem Campo Alegre/74.BRASIL. Conv. CNE-CPRM. Porto Alegre, 1974, 2 v., 66 p. (Relat. inéd.) il., mapa geol.

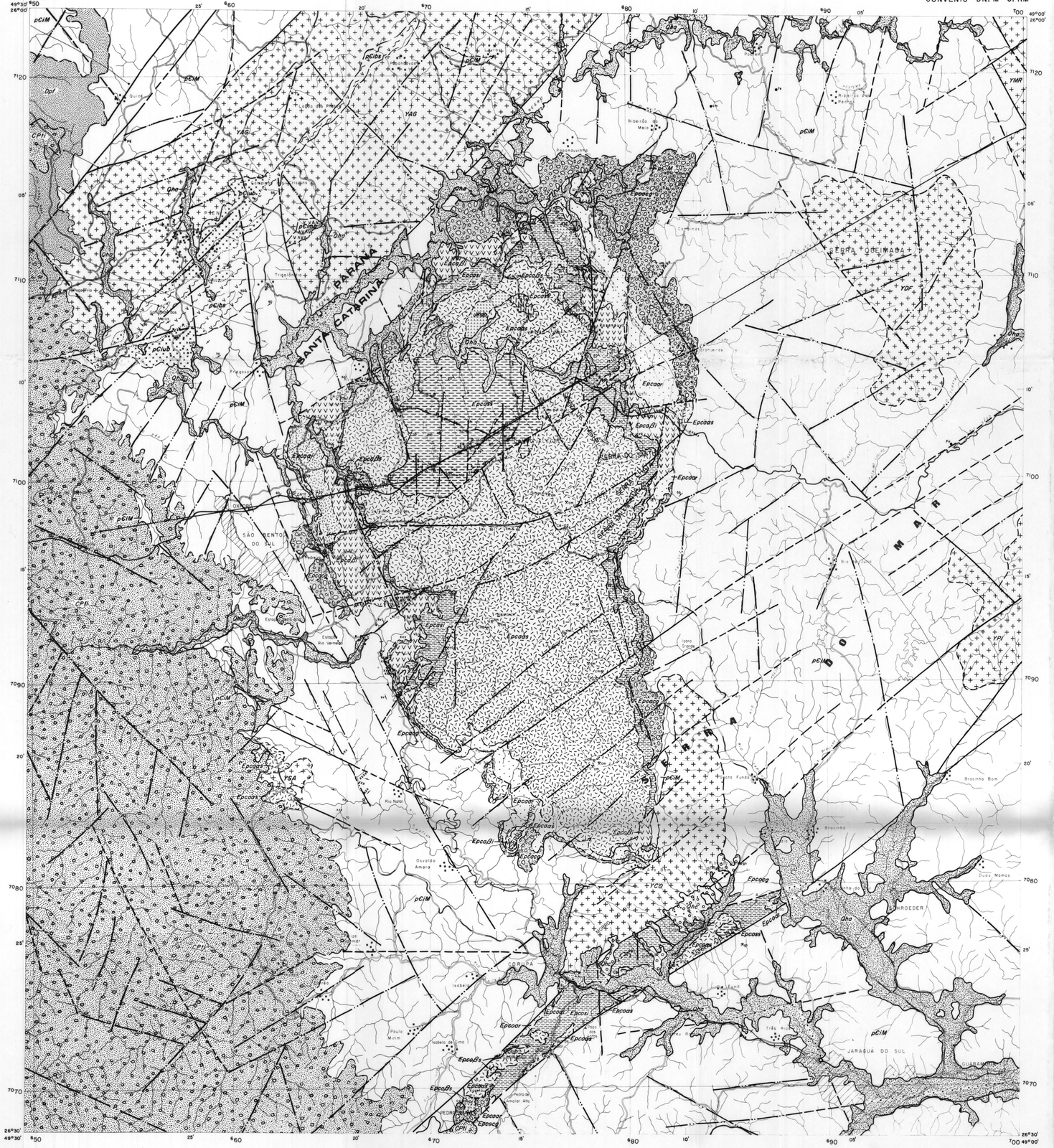
WERNICK, E.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. - As regiões de dobramentos nordeste e sudeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, Soc. Bras. Geol., *Anais do* ..., v.6, p. 2493-2507, 1978. il.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

JARAGUÁ DO SUL
SG-22-Z-B-I-

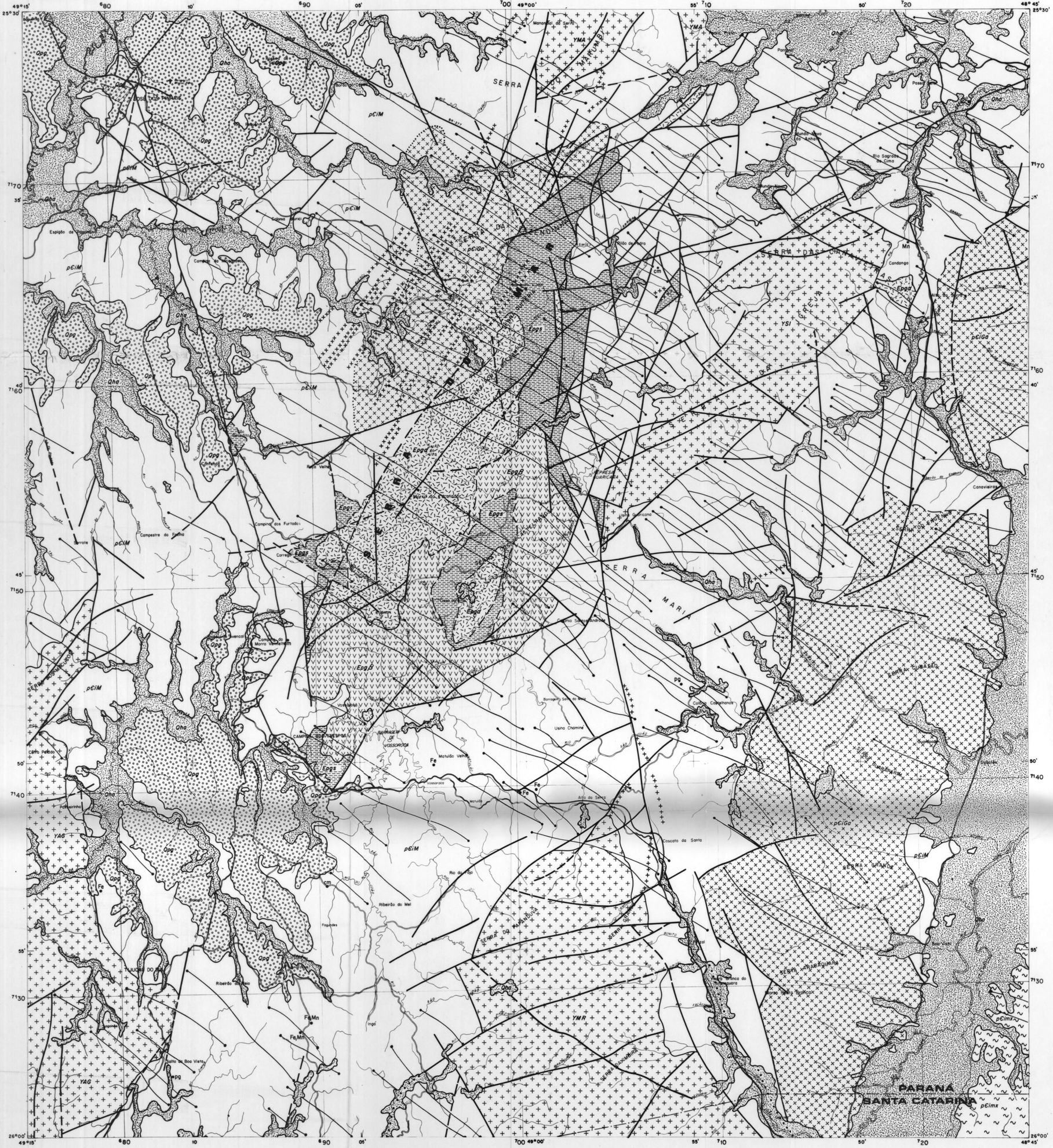
CONVÊNIO DNPM - CPRM


SERRA QUEIMADA
SERRA DO MAR
SANTA CATARINA
PARANÁ
SÃO BENTO DO SUL
JARAGUÁ DO SUL
Rio Natal
Rio Piraí
Rio Jaraguá
Rio Vermelho
Rio Itapocu
Rio Jaraguá Mirim
Rio Jaraguá Guaçu
Rio Jaraguá Pequeno
Rio Jaraguá Bonito
Rio Jaraguá Grande

FOLHAS PARCIAIS DE
SÃO JOSÉ DOS PINHAIS-SG-22-X-D-IV
PARANAGUÁ-SG-22-X-D-V

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

CONVÊNIO DNPM-CPRM


SERRA DA IGREJA
SERRA DA PANANDUVA
SERRA DAS CHAMINÉS
SERRA GRANDE
SERRA DO PARANHUNA
SERRA DO PARAQUINHA
SERRA DO PARANHUNA
SERRA DA PRATA
SERRA DO CUBATÃO
SERRA DO MARUMBI
SERRA DE MARIA
SERRA DO ITAPIROCA
SERRA DO PARANHUNA
SERRA DO PARANHUNA
SERRA DO PARANHUN