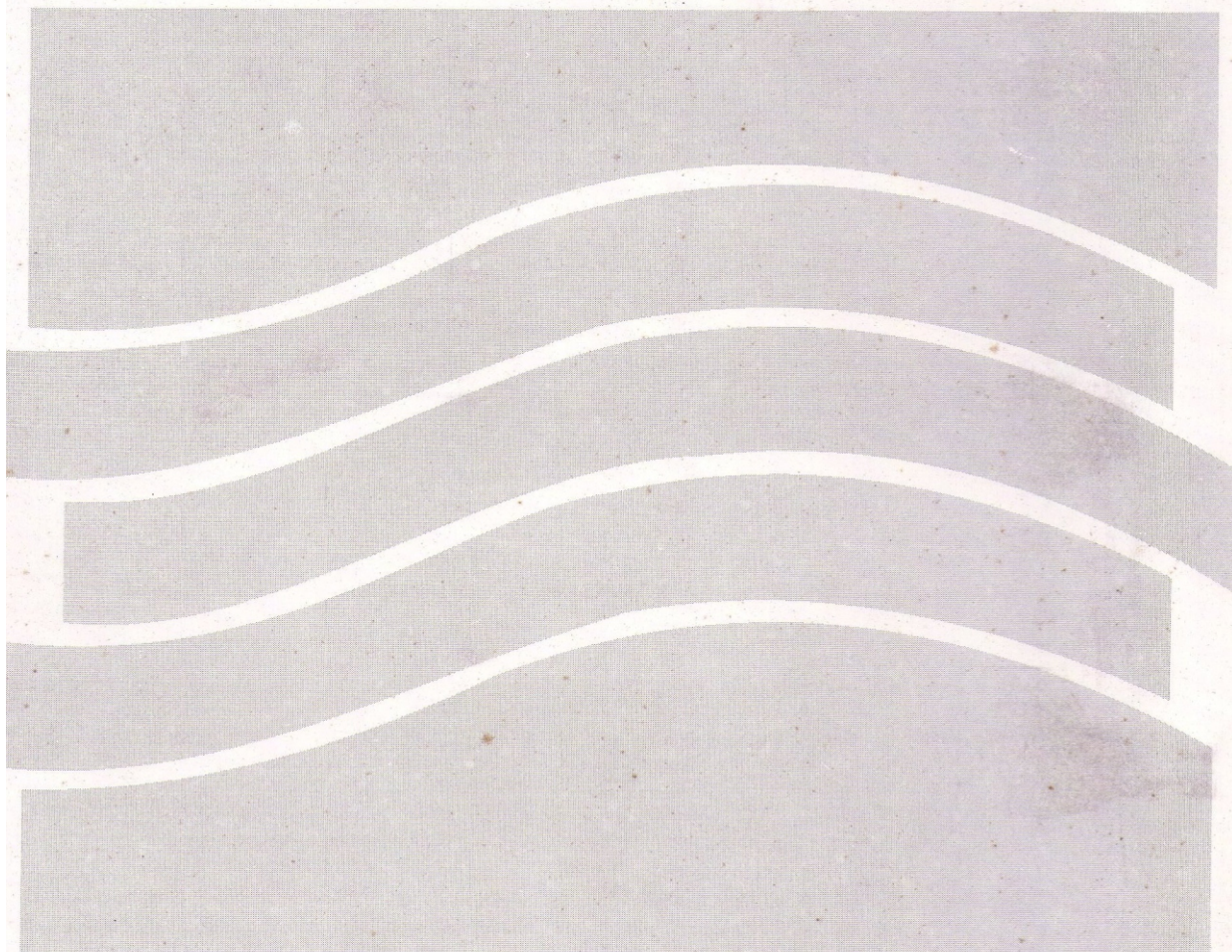


**unesp** 

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS



ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA REGIONAL

**TECTÔNICA DA BACIA  
SEDIMENTAR DE CURITIBA (PR)**

EDUARDO SALAMUNI

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

RIO CLARO

**1998**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**

**Instituto de Geociências e Ciências Exatas**

**Campus de Rio Claro**

***TECTÔNICA DA BACIA SEDIMENTAR DE CURITIBA (PR)***

***Eduardo Salamuni***

**Orientador: Prof. Dr. HANS DIRK EBERT**

**Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso  
de Pós Graduação em Geociências - Área de  
Concentração em Geologia Regional para  
obtenção do Título de Doutor em Geologia**

**Rio Claro (SP)**

**Dez/1998**

**Comissão Examinadora**

**HANS DIRK EBERT**

---

**YOCITERU HASUI**

---

**CLÁUDIO RICCOMINI**

---

**CLÁUDIO LIMEIRA MELLO**

---

**ALBERTO PIO FIORI**

---

**- aluno -**

---

**Rio Claro, \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_**

rPTX????????? r@ - . °K?? dY · c ^Y±M  
????????????????????? s ; ¼ °a c? Y c? a c a c? r ! Y a - ! ° c ' ? Y ; ? b · ^ a a £ c?  
????????????????????? G o q H? N? ? d Y · c ^ Y ± ? r @ - . ° a M? L L? P X X W M  
????????????????????? Q R R? § @ μ M? ? Y? ? V W? § a ° M K? ? T S? § ± ¶ ± μ k? ? P? - c ² c? c ° | ° ± M  
????????????????????? s ! μ ! ? G c ± · ¶ ± ^ c Y ± ? ! - ? f ! ± @ ± ° a c? q ! ° ± ° c @ H M  
????????????????????? q a ± ? b @ c ^ ± ? Y? h a f d ? L ? b ² ? Y ? ! ? q a ± ? b @ c ^ ± ? L ? t m d r o k  
????????????????????? P X X W M  
????????????????????? n ^ a ! ° c Y ± ^ Y? ? c M? g c ° μ? c a ^ - ? d £ ! ^ ¶ M  
  
????????????????????? P M a c a c? μ ! Y a - ! ° c ' ? L ? b · ^ a a £ c M? ? Q M f ! ± @ ± ° a c  
????????????????????? d μ ¶ ^ · ¶ · ^ c @ M? ? R M s ; ¼ ° a c M? ? S M? m ! ± ¶ ! ¼ ° a c ? L ?  
????????????????????? b · ^ a a £ c M? ? T M r ! Y a - ! ° c ' - ± M? ? U M I ± ^ § ± ¶ ! ¼ ° a c M  
  
????????????????????? b c c ? T T P M W ?  
?????????????????????

**A minha família**

**À maior parte do povo brasileiro, cujo direito  
a uma Educação de qualidade é sonogado**

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho, sem considerar as interrupções, levou pouco mais de quatro anos para ser concluído. Este tipo de tarefa não se faz totalmente sozinho, há o necessário apoio científico e técnico, bem como aquele apoio humano imponderável. Este último é tão importante quanto os outros.

Pode se compará-lo a uma longa jornada ou uma escalada. No caso da "minha jornada" muitas pessoas a acompanharam e foram importantes em algum momento ou durante todo o tempo. Muitas pessoas não só a engrandeceram, como também a tornaram menos cansativa e até divertida, por que não dizer?

Aqui expresso meus agradecimentos, deste modo, ao Prof. Dr. Hans Dirk Ebert, orientador deste trabalho, cuja proximidade me fez admirar-lhe seu profissionalismo e compreensão da realidade de um pesquisador, sempre com disposição de corrigir os rumos que fui trilhando. Muito me valeram suas opiniões, geralmente concisas e diretas, as quais sempre me puseram a refletir.

Quero, também, externar minha satisfação em pertencer ao Grupo de Neotectônica de Rio Claro. Ao seu coordenador, Prof. Dr. Yociteru Hasui, agradeço a confiança em mim depositada, bem como a orientação geral do trabalho e também pelas leituras críticas do texto. Aos pesquisadores Prof. Dr. João Batista Sena Costa e Prof. Dr. Maurício da Silva Borges sou grato pelo acompanhamento em campo e as sugestões que fizeram em importante fase do trabalho. Ao segundo, especialmente, pela valiosa leitura crítica do trabalho, em sua fase final.

Importante trabalho de crítica fez o Prof. Dr. Riad Salamuni, mestre de várias gerações de geólogos paranaenses, inclusive a minha, e do qual me orgulha a condição de filho e eterno aluno. Leitura esta que, como sempre, me faz lembrar que por mais que se estude sempre há algo a se aprender.

Agradeço as discussões, que muito me auxiliaram, levadas a cabo com os professores doutores Jairo Roberto Jimenez-Rueda, Mário Luiz Assine, Norberto Morales, Alberto Pio Fiori, Claudio Riccomini e Armando Marcio Coimbra (*in memoriam*).

Agradeço aos geólogos, amigos e colegas de jornada, que desenvolvem trabalho semelhante, que propiciaram discussões vitais para manter a troca de informações sobre métodos de pesquisa, pequenas descobertas e de como suportar com ânimo o dia a dia, por vezes árido mas gratificante, da tarefa a que nos propusemos. São eles: Ambrosina Helena Ferreira Gontijo, Clauzionor Lima da Silva, Mirna A. Neves, Paulo Kops, Marcilene dos Santos, Maria Osvaldeide Lucena Sousa.

Em especial sou grato aos amigos Elton Luiz Dantas, Ticiano José Saraiva dos Santos e Marcelo Nivert Schlindwein. Nossa convivência sob o mesmo teto, fez com que eu os respeitasse não só pela capacidade profissional de cada um deles, mas principalmente pela capacidade da compreensão e do cultivo da palavra "amigo".

Às pessoas, próximas ou distantes, que como bem o disse Marguerite Yourcenar ao descrever o gráfico da vida de duas pessoas, comparando-os a duas retas que se aproximam ou se afastam conforme as circunstâncias da própria vida, eu só tenho a agradecer. Entre elas, as mais presentes neste período em que realizei o trabalho foram Adriana Sanches Garcia, Idalina Tereza Pereira Leite, Vera Karam Chueiri, Vera Cristina Scherer, Ana Rocha, Luiz Antonio Rocha, Teresa Urban, José de Araújo Nogueira Neto, Sérgio Guerra, Núbia, Diana, José Aristeu Pereira Neto, Katia, Suzana Volkmer, Leila Pardoncini, Luiz Mancini, Erica, Iramaia Furtado, Lucélia, Alessandra Corsi, Alexandra Andrade e Mara Cristina de Almeida.

Aos funcionários que me auxiliaram de uma ou outra forma, sou grato. Representando a UNESP Vânia, Nádia, Suzi, Carlinhos, Izabel e Júnior e a UFPR Oto Laurentino Rosa e Eliane Stroparo. Em especial a esta última, competente bibliotecária, que me auxiliou exaustivamente na correção das citações bibliográficas.

Agradeço aos bolsistas Luca Pallozi Lavorante e Sylvania A. Meyer, que desenvolvem um trabalho de qualidade ao penetrar nas infinitas possibilidades de *softwares* operacionalmente difíceis e me auxiliaram com sua presteza, boa vontade e gentileza.

Às instituições que propiciaram o suporte a este trabalho, UFPR, UNESP, CPRM, CNPQ, FAPESP e CAPES sou grato.

Agradeço, ainda, às pessoas que *fazem* o povo brasileiro: sem o suor e as lágrimas dessa gente, que na sua maioria não têm oportunidade de entrar numa escola superior e mal têm condições de terminar o nível médio, nós da universidade não existiríamos. Devemos a elas, não só a gratidão, mas o resgate de uma dívida histórica que precisamos fazê-lo o mais breve possível.

Finalmente sou extremamente grato à minha família: Hôda, Riad, Paulo, Rogério, Luciene, Maria Beatriz, Francisco, Gabriela e Izaura Zap. Sem o apoio e a compreensão de todos não haveria possibilidade de cumprir a jornada!

Finalmente agradeço a Deus, que eu possa servir-lhe de instrumento se assim o desejar. A todos eu digo que fiz o melhor que pude, dentro das minhas limitações!

**Este trabalho foi possível devido ao auxílio da UFPR, da UNESP e especialmente da FAPESP, através do Projeto “Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes”, Processo No. 95/04417-3, coordenado pelo Prof. Dr. Yociteru Hasui.**

# SUMÁRIO

ÍNDICE	i
RESUMO	iv
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE FOTOS	xii
LISTA DE ANEXOS	xv
1. INTRODUÇÃO	1
2. MATERIAIS E MÉTODOS	6
3. REVISÃO DOS CONCEITOS	9
4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	15
5. A BACIA DE CURITIBA	43
6. ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA E MORFOTECTÔNICA	85
7. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA	117
8. ANÁLISE DE PALEOTENSÕES	135
9. MODELOS TECTÔNICOS E NEOTECTÔNICOS PARA A BACIA DE CURITIBA	160
10. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E PALEOGEOGRÁFICA DA BACIA DE CURITIBA	175
11. CONCLUSÃO E DISCUSSÕES	189
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	196
ANEXOS	212



# ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Abordagem do problema e justificativas	1
1.2 Localização da área e os acessos aos afloramentos	2
1.3 Objetivos	5
2. MATERIAIS E MÉTODOS	6
2.1 Compilações bibliográficas e cartográficas	6
2.2 Fontes e tipos de dados pertinentes pré-existent	6
2.3 Análise fotogeológica	7
2.4 Levantamentos de campo	7
2.5 Métodos computacionais de análise e de desenho	7
3. REVISÃO DOS CONCEITOS	9
3.1 O problema da definição da neotectônica	9
3.2 Regime de tensão intraplaca e a tectônica de bacias intracratônicas	12
3.3 Estudo da paleotensão e a deformação neotectônica	13
4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	15
4.1 Neotectônica no Brasil e sismicidade nas regiões sul e sudeste	15
4.2 O “rifte Serra do Mar” ou “rifte continental do Sudeste brasileiro” e as características tectônicas regionais	19
4.3 As bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro	23
4.4 Feições e problemas geomorfológicos e morfoestruturais	27
4.5 Estratigrafia e geologia estrutural	29
4.5.1 Embasamento	29
4.5.2 Intrusivas básicas (diques)	32
4.5.3 Sedimentos cenozóicos: Formação Guabirota e outras	34
4.5.3.1 Generalidades	34
4.5.3.2 Formação Guabirota	35
4.5.3.3 Formação Tinguis e Formação Boqueirão	37
4.5.3.4 Formação Piraquara	38

4.5.3.5	Interpretações sobre a idade da Bacia	38
4.5.3.6	Paleoambiente e paleogeografia	38
4.5.3.7	Tectônica	39
4.5.4	Coberturas colúvio-aluvionares	40
4.5.5	Dados geofísicos da Bacia de Curitiba	41
<b>5.</b>	<b>A BACIA DE CURITIBA</b>	<b>43</b>
5.1	Generalidades	43
5.2	O embasamento	44
5.2.1	Geometria e o contorno estrutural	44
5.2.2	Tipos litológicos e principais estruturas do embasamento	54
5.3	Formação Guabirota	63
5.4	Outras formações/seqüências	71
5.5	Discussões sobre os processos sedimentares	76
5.6	Depósitos aluvionares holocênicos	78
<b>6.</b>	<b>ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA E MORFOTECTÔNICA</b>	<b>85</b>
6.1	Introdução	85
6.2	Geomorfologia	88
6.2.1	Aspectos morfológicos e hipsométricos	88
6.2.2	Domínios geomorfológicos (zonas homólogas)	94
6.2.3	Escarpamentos	96
6.3	Morfotectônica	98
6.3.1	Análise de drenagem	98
6.3.1.1	Alinhamentos de drenagem	98
6.3.1.2	Anomalias	99
6.3.2	As drenagens de primeira e segunda ordens	105
6.3.3	Sub-bacias de drenagem	110
6.3.4	Domínios morfotectônicos	114
<b>7.</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA</b>	<b>117</b>
7.1	Estruturas em megaescala na superfície e no embasamento da Bacia de Curitiba	117
7.2	Estruturas em mesoescala	120
7.2.1	Foliações e lineações no embasamento	120
7.2.2	Estruturas primárias e atectônicas	125
7.2.3	Estruturas de mesoescala e respectivas análises cinemáticas	127
<b>8.</b>	<b>ANÁLISE DE PALEOTENSÕES</b>	<b>135</b>

8.1	Introdução	135
8.2	Os campos de tensões através da análise de fraturas (falhas e juntas)	138
8.2.1	Análise das fraturas	139
8.2.2	Os campos de tensão do embasamento	143
8.2.3	Os campos de tensão da porção sedimentar da Bacia de Curitiba	148
9	MODELOS TECTÔNICOS E NEOTECTÔNICOS PARA A BACIA DE CURITIBA	160
9.1	Generalidades	160
9.2	Tectônica formadora da bacia de Curitiba e a articulação de blocos de falhas	162
9.3	Cronologia relativa dos eventos tectônicos	164
9.4	Mudanças na direção do elipsóide de tensão ( <i>stress</i> )	169
9.5	Neotectônica na Bacia de Curitiba	172
10.	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E PALEOGEOGRÁFICA DA BACIA DE CURITIBA	175
10.1	Os processos iniciais e a exposição do embasamento	175
10.2	A formação da Bacia de Curitiba	176
10.3	Gênese e evolução da bacia de Curitiba	178
11.	CONCLUSÃO E DISCUSSÕES	189
11.1	Discussões em torno de uma tese	189
11.2	Sobre a evolução da Bacia Sedimentar de Curitiba	191
11.3	Algumas reflexões sobre a aplicação do conhecimento	194
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	196
	ANEXOS	212

## RESUMO

A Bacia Sedimentar de Curitiba localiza-se no Primeiro Planalto Paranaense, entre as coordenadas oeste 49°00' e 49°35' e sul 25°20' e 25°46', abrangendo Curitiba (PR) e municípios vizinhos. O preenchimento sedimentar é raso, porém com área aproximada de 3.000 km<sup>2</sup>.

Sua estruturação e característica sedimentológica revelam evolução relacionada à tectônica cenozóica. A morfologia é marcada por amplas colinas, vales abertos e de fundo plano, tendo como drenagem principal o rio Iguaçu. Domínios morfotectônicos são individualizados tanto por sub-bacias de drenagem quanto por alinhamentos estruturais. A bacia compreende três unidades litoestratigráficas:

- a. metamorfitos de alto e médio grau, de idade arqueana a proterozóica no embasamento;
- b. sedimentos cenozóicos inconsolidados mio-pleistocênicos da Formação Guabirota, com diamictos, areias arcossianas e depósitos rudáceos e camadas de argilas maciças e laminadas;
- c. argilas e diamictos da Formação Tinguis provenientes do retrabalhamento da Formação Guabirota;
- d. depósitos alúvio-coluvionares holocênicos de fundo de vale.

O contorno estrutural do embasamento mostra que a bacia é formada por calha estrutural de pequena profundidade alongada para NE-SW. Sua altitude média é 870 m e as mais altas estão entre 890 e 900 m, chegando a 1140 m nas vertentes da Serra do Mar. Há pelo menos três núcleos mais profundos separados por altos estruturais do embasamento.

Falhas e juntas refletem episódios tectônicos superpostos. Rupturas pré-existentes permitem considerar a existência de duas gerações de descontinuidades: **a)** aquelas impressas no embasamento, anteriores ao Cenozóico orientadas para NE-SW e ENE-WSW, caracterizando lineamentos rúpteis-dúcteis pré-cambrianos; ou NW-SE caracterizando lineamentos rúpteis associados ao Arco de Ponta Grossa; **b)** aquelas formadas no Cenozóico que afetam o embasamento e também os sedimentos da Formação Guabirota, caracterizadas por falhas normais cuja direção é NE-SW. As soluções de campo de tensão para o embasamento mostram que a reativação de fraturas pré-existentes gerou planos de falhas estriados cuja movimentação oblíqua revela eixos de tensão

distensional, com tensão máxima ( $\sigma_1$ ) vertical; intermediária ( $\sigma_2$ ) horizontal, cuja direção é NE-SW e tensão mínima ( $\sigma_3$ ) horizontal, com direção WNW-ESSE.

Nos sedimentos há duas posições possíveis da tensão máxima ( $\sigma_1$ ): a primeira está horizontal ou em baixo ângulo orientada para ENE-WSW, e a segunda em médio ângulo orientada para N-S. A tensão intermediária ( $\sigma_2$ ) tem alto ângulo mas com direção NW-SE e a tensão mínima ( $\sigma_3$ ) está na horizontal para NNW-SSE até N-S. A partir dos dados estruturais foi reconhecida uma cronologia relativa dos eventos tectônicos na bacia:

- a) evento de deformação ( $D_1$ ): extensão generalizada ( $\sigma_1$ ) vertical e ( $\sigma_3$ ) horizontal, direção aproximada E-W ou ENE-WSW e alívios através de falhas normais, estriadas, direcionadas para NE-SW, com altos a médios mergulhos, blocos basculados e rotacionados gerando hemi-grábens. Esta tectônica afetou com maior intensidade o embasamento e tardiamente, os sedimentos sobrepostos, com restrita tectônica sin-sedimentar;
- b) evento de deformação ( $D_2$ ): compressão generalizada, com tensão máxima orientada para de E-W a NW-SE, com ( $\sigma_1$ ) horizontal e ( $\sigma_3$ ) vertical. Os alívios ocorreram através de falhas transcorrentes (transtensionais/transpressionais) com binário dextral NE-SW a NNE-SSW, desde o Mioceno até o fim do Pleistoceno, podendo haver falhas normais e transcorrentes de direção NW-SE. Estrias revelam reativação de planos mais antigos. A progressividade desta tectônica gera falhas predominantemente inversas que afetam com intensidade os sedimentos da bacia.

Há ciclos deposicionais ligados aos períodos de ativação ou calmaria tectônica. Os sedimentos se dispõem segundo uma arquitetura inicial de hemi-gráben e posteriormente segundo uma arquitetura romboédrica. O modelado da paisagem atual, sua estruturação, o controle da rede de drenagem e o atual processo de dissecação da mesma e a formação dos aluviões estão ligados a processos mais recentes de movimentações podendo ser de natureza neotectônica.

## ABSTRACT

The Curitiba Sedimentary Basin is situated on the First Paraná Plateau between 49°00' - 49°35'W and 25°20' - 25°46'S, taking in Curitiba (PR) and neighboring areas. Although the sedimentary fill is shallow, it covers approximately 3,000km<sup>2</sup>.

Its structure and sedimentation characteristics reveal a development process that is related to Cenozoic tectonics. Large hills, open valleys, and a deep plain, which is principally drained by the Iguaçu River, mark the morphology. The dominant morphotectonics are separated either by sub-drainage basins or by aligned structures. The basin comprises three lithostratigraphies:

- a. high and medium grade metamorphics in the base, ranging from Archean to Proterozoic;
- b. unconsolidated, mid-Pleistocene Cenozoic sediments of the Guabirota Formation, with diamictos, arcossian sands, and rudaceous and layers of compacted argilans.
- c. argillans and diamictos from the Tinguis Formation, coming from the reworking of the Guabirota Formation;
- d. Holocene alluvial and colluvial deposits from the valley floor.

The structural outline of the basement shows that the basin is formed by an elongated shallow trough running NE-SW. Its average height above sea level is 870m, reaching a maximum of 1140m on the slopes of the Serra do Mar range. High basement structures separate at least three deep cores.

Faults and joints reflect superimposed tectonic episodes. Pre-existing ruptures allow us to consider the existence of two generations of discontinuities: those pressed into the basement, pre-Cenozoic, running NE-SW and ENE-WSW, characterizing Pre-Cambrian brittle-ductile alignments; or NW-SE characterizing brittle alignments associated with the Ponta Grossa Arch; those formed in the Cenozoic that affect the base and also the sediments of the Guabirota Formation, characterized by normal faults whose direction is NE-SW. The solutions of the field of basement stress show that the reactivation of pre-existing fractures developed plains of striated faults whose oblique movements reveal axes of distensional stress –

with maximum vertical stress ( $\sigma_1$ ), intermediate horizontal ( $\sigma_2$ ), whose direction is NE-SW, and minimum horizontal stress ( $\sigma_3$ ), with a direction of WNW-ESSE.

In the sediments there are two possible positions of maximum stress ( $\sigma_1$ ): the first is horizontal or in a low angle running ENE-WSW, and the second is in a medium angle running N-S. The intermediate stress ( $\sigma_2$ ) has a high angle with a direction of NW-SE and the minimum stress ( $\sigma_3$ ) is in the horizontal going NNW-SSE to N-S. From the structural data the following chronology, relative to the tectonic events of the basin, was recognized.

- a. Deformation event ( $D_1$ ): generalized extension with ( $\sigma_1$ ) vertical and ( $\sigma_2$ ) horizontal, direction approximately E-W or ENE-WSW and released through the normal faults, striated, running NE-SW, with high to medium-inclined dips, and tilted blocks creating hemi-graben. This tectonic event affected the base with great intensity, somewhat later than expected, with restricted tectonics simultaneous with the superimposed sedimentation.
- b. Deformation event ( $D_2$ ): generalized compression, with maximum stress running E-W to NW-SE, with ( $\sigma_1$ ) horizontal and ( $\sigma_3$ ) vertical. The releases occurred through the strike-slip faults (transtensionals/transpressionals) with binary dextral NE-SW to NNE-SSW, from the Miocene until the end of the Pleistocene, possibly being normal strike-slip faults in a NW-SE direction. Striations reveal reactivation of older plains. The progress of this tectonic generates faults predominantly opposite to those that intensively affect the basin sediments.

There are depositional cycles connected to the activation periods or tectonic inactivity. The sediments are deposited according to an initial architecture of hemi-graben and later according to rhomboidal architecture. The shape of the landscape today, its structure, the control of the drainage network, and current process of dissection of the landscape and the formation of the alluvials are linked to the most recent neotectonic process movements.

## LISTA DE FIGURAS

**Figura 01:** Localização da área de estudo.

**Figura 02:** Estradas principais e vias de acesso à área de estudo.

**Figura 03a:** Zonas sismogênicas do Brasil.

**Figura 03b:** Mapa de isossistas do Sudeste Brasileiro.

**Figura 04:** Mapa de tensores da América do Sul mediados em campo.

**Figura 05:** Mapa de localização das principais bacias tafrogênicas do sudeste e sul do Brasil.

**Figura 06:** Resultados da aplicação dos métodos de Arthaud e dos diedros retos para as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda.

**Figura 07:** Superfícies de aplainamento na região da Bacia de Curitiba.

**Figura 08:** Mapa de localização da Bacia de Curitiba, inserida no contexto regional da Faixa Ribeira.

**Figura 09:** Mapa de anomalias Bouguer de Curitiba.

**Figura 10:** Mapa de localização de pontos visitados na região da Bacia de Curitiba.

**Figura 11:** Superfície de tendência polinomial de 3<sup>o</sup> grau.

**Figura 12:** Mapa de valores residuais, após o tratamento estatístico.

**Figura 13a:** Mapa de tendência da superfície do terreno da bacia hidrográfica do Rio Iguaçu.

**Figura 13b:** Modelo Digital do Terreno (MDT) mostrando a superfície topográfica atual da Bacia Sedimentar de Curitiba.

**Figura 14a:** Mapa morfoestrutural do embasamento da bacia de Curitiba.

**Figura 14b:** Modelo Digital de Terreno (MDT) do contorno estrutural do embasamento da Bacia de Curitiba.

**Figura 15a:** Mapa de isopropfundidades da Bacia Sedimentar de Curitiba.

**Figura 15b:** Modelo Digital de Terreno (MDT) do mapa de isopropfundidades.

**Figura 16:** Mapa do contorno estrutural do embasamento da Bacia Sedimentar de Curitiba com interpretação dos prováveis lineamentos estruturais.

**Figura 17:** Mapa Geológico Estrutural da Bacia Sedimentar de Curitiba e arredores.

**Figura 18:** Modelo digital do terreno (MDT), gerado no SURFER for Windows, com a sobreposição dos litotipos sedimentares da Bacia de Curitiba e do seu embasamento. Visada de SW para NE.



- Figuras 19a e 19b** Modelo digital do terreno (MDT), gerado no GEO3DView, com a sobreposição dos litotipos sedimentares da Bacia de Curitiba e do seu embasamento.
- Figura 20:** Zoneamento litofaciológico dos sedimentos da Bacia Sedimentar de Curitiba.
- Figura 21:** Seções geológicas na Bacia Sedimentar de Curitiba obtidos a partir do programa automático VIS5D (HIBBARD et al., 1995).
- Figura 22:** Simulação da distribuição de sedimentos da Bacia de Curitiba.
- Figura 23:** Razão argila/areia da parte principal da Bacia de Curitiba (Formação Guabirota)..
- Figura 24:** Croquis de afloramento mostrando associações sedimentares areníticas.
- Figura 25:** Croquis de afloramentos mostrando sedimentos pelíticos, diamictíticos e conglomeráticos.
- Figura 26:** Croquis de afloramentos mostrando sedimentos pelíticos, diamictíticos e conglomeráticos
- Figura 27:** Zonas orográficas do Estado do Paraná.
- Figura 28:** Padrão da drenagem maior do sudeste brasileiro controlado segundo COX (1989)
- Figura 29:** Imagens geradas a partir de dados planialtimétricos da Folha Curitiba (1:250.000).
- Figura 30:** Imagens geradas a partir de dados planialtimétricos da Folha Curitiba (1:250.000).
- Figura 31:** Imagens geradas a partir de dados planialtimétricos da Folha Curitiba (1:250.000).
- Figura 32:** Modelos digitais de terreno (MDT) a partir de dados planialtimétricos de folhas 1:50.000.
- Figura 33:** Domínios geomorfológicos interpretados a partir de imagem digital.
- Figura 34:** Mapa com delimitação dos escarpas mapeadas na Bacia Sedimentar de Curitiba.
- Figura 35:** Mapa de drenagens com delimitação de áreas com padrão de drenagens distintas.
- Figura 36:** Mapa de sub-bacias de drenagem do alto Rio Iguaçu.
- Figura 37:** Representação de testes de modelos reduzidos que demonstram o comportamento de drenagens meandranes.
- Figura 38:** Lineações de drenagem de primeira ordem e respectivas tendências de direção dadas pelos diagramas de rosetas.
- Figura 39:** Lineações de drenagem de segunda ordem e respectivas tendências de direção dadas pelos diagramas de rosetas.
- Figura 40:** Modelos físicos de fraturamento a) modelo de RIEDEL b) modelo de WILCOX.
- Figura 41:** Mapa de drenagem principal com delimitação das sub-bacias formadoras da bacia do alto Rio Iguaçu.
- Figura 42:** Fator de Assimetria de Drenagem (FABD).
- Figura 43:** Fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT).
- Figura 44:** Mapa de sub-bacias de drenagem tributárias do alto rio Iguaçu.
- Figura 45:** Mapa de sub-domínios morfotectônicos.

- Figura 46:** Mapa de lineamentos estruturais com rosetas definindo as tendências principais de áreas específicas.
- Figura 47:** Diagramas de rosetas com as tendências de direção dos lineamentos estruturais (a) e as tendências de direção dos comprimentos acumulados dos lineamentos (b).
- Figura 48:** Estereograma de Schmidt, mostrando a dispersão dos pólos de foliação dos litotipos do embasamento.
- Figura 49:** Mapa de linhas de forma obtidas a partir de atitudes de foliação do embasamento.
- Figura 50:** Representação do plano de falha e seu plano auxiliar no método dos diedros retos.
- Figura 51:** Exemplo de como se utiliza o método dos diedros retos para a obtenção dos campos de tensão.
- Figura 52:** Representação dos eixos de tensão ( $\sigma_1$ ), ( $\sigma_2$ ) e ( $\sigma_3$ ).
- Figura 53:** Mapa de tipos de estruturas do embasamento e da Bacia Sedimentar de Curitiba.
- Figura 54:** Roseta com as direções principais de fraturas indiferenciadas e falhas no embasamento.
- Figura 55:** Roseta com as direções de fraturas indiferenciadas e falhas nos sedimentos da Bacia de Curitiba.
- Figura 56:** Solução para os tensores no Domínio I E através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 57:** Solução para os tensores no Domínio II E através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 58:** Solução para os tensores no Domínio III E através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 59:** Solução para os tensores no Domínio VIII E através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 60:** Solução para os tensores no Ponto 17 através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 61:** Solução para os tensores no Ponto 18 através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 62:** Solução para os tensores no Ponto 22 através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 63:** Solução para os tensores no Ponto 24 através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 64:** Solução para os tensores no Ponto 28 através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 65:** Solução para os tensores no Domínio I B através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 66:** Solução para os tensores no Domínio II B através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.

- Figura 67:** Solução para os tensores no Domínio III B através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 68:** Solução para os tensores no Domínio IV B através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 69:** Solução para os tensores no Domínio VII B através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 70:** Solução para os tensores no Ponto 153 através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 71:** Solução para os tensores no Domínio IX B através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 72:** Solução para os tensores no Domínio X B através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 73:** Mapa com os eixos de tensão máxima ( $\sigma_1$ ) e mínima ( $\sigma_3$ ), obtidos pelo método dos diedros retos.
- Figura 74:** Solução para os tensores nas rochas do embasamento através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 75:** Solução para os tensores nas rochas sedimentares da Bacia de Curitiba através de (a) método dos diedros retos, (b) projeção ciclográfica e (c) método de Arthaud.
- Figura 76:** Bloco diagrama mostrando dispersão de sedimentos grossos e finos dentro da porção principal da Bacia de Curitiba.
- Figura 77:** Modelo mostrando a possível paleogeografia de parte da Bacia de Curitiba nas cercanias da Serra do Mar.
- Figura 78:** Modelo de evolução da Bacia Sedimentar de Curitiba com o posicionamento provável dos diversos tipos litológicos e falhas.

## LISTA DE FOTOS

### PRANCHA 1:

- Foto 01:** Aspecto de pedreira de rocha granitóide nas cercanias as Serra do Mar. Observa-se grandes planos de fratura.
- Foto 02:** Migmatitos do embasamento da Bacia de Curitiba com planos de fraturas em "x".  
Pedreira Paulo Leminski
- Foto 03:** Rocha granitóide da pedreira Andraus com intrusão de dique de diabásio fraturado à direita na foto.
- Fotos 04 e 05:** Detalhes de planos de falha com cataclasmamento em rochas do embasamento da Bacia de Curitiba.
- Foto 06:** Migmatito alterado do embasamento com planos oblíquos de falhas rúpteis.

### PRANCHA 2:

- Foto 07:** Depósitos de cascalhos (rudáceos) da base da Formação Guabirotuba.
- Foto 08:** Argilas da Formação Guabirotuba, sobrepostas por horizontes de *debris-flow* tardios supostamente da Formação Guabirotuba.
- Foto 09:** Camadas da Formação Guabirotuba: areias finas sobrepostas a argilas inconsolidadas através de contato normal.
- Foto 10:** Aspecto da Formação Guabirotuba dominada na sua porção basal, por bancos tabulares de espessura decimétrica de caliches e na sua porção superior por argilas inconsolidadas..
- Foto 11:** Intercalação de camadas tabulares de caliche e argilas com espessura variável de centímetros a metro (Formação Guabirotuba).
- Foto 12:** Camada métrica de argilas, sotoposta a horizonte decimétrico de *debris-flow*.

### PRANCHA 3:

- Foto 13:** Estratificação cruzada em areias finas e siltes da Formação Guabirotuba.
- Foto 14:** Lentes de lamas em meio a argilas e siltes da Formação Guabirotuba.
- Foto 15:** Estratos tabulares de arenito fino em meio a argilitos da Formação Guabirotuba.
- Foto 16:** Fraturas atectônicas sin-diagenéticas preenchidas por lamas dentro do horizonte argiloso da Formação Guabirotuba.
- Foto 17:** Estratificação acanalada em siltes da Formação Guabirotuba.
- Foto 18:** Estrutura de carga em argilas sotopostas a arcósios e areias finas da Formação Guabirotuba.

#### **PRANCHA 4:**

**Foto 19:** Bolsões de material orgânico que contém palinomorfos dentro das argilas da Fm. Guabiro tuba.

**Foto 20:** Material orgânico em meio a depósitos coluvionares sobrepostos à Formação Guabiro tuba.

**Foto 21 a 24:** Depósitos aluvionares com estratificação plano-paralela, horizontes de cascalheiras e depósitos orgânicos (turfeiras) correlacionados à sedimentação moderna do rio Iguaçu e seus tributários.

#### **PRANCHA 5:**

**Foto 25:** Padrão anastomosado da foliação Sn em migmatitos do embasamento da Bacia de Curitiba.

**Foto 26:** Depósitos de cascalhos com seixos pouco selecionados e pouco retrabalhados, provenientes de *debris-flow* das encostas da Serra do Mar.

**Fotos 27 e 28:** Seixos e matacos de natureza granítica, alterados, sustentados por matriz argilítica nas cercanias da Serra do Mar. Depósitos de *debris-flow* da Fm. Guabiro tuba.

**Foto 29:** Falha indeterminada colocando pacotes essencialmente argilíticos ao lado de argilas com caliches intercalados. Os caliches encontram-se perturbados no contato entre os dois pacotes.

**Foto 30:** Falha com rejeito normal centimétrico de camadas orgânicas milimétricas nas argilas da Formação Guabiro tuba.

#### **PRANCHA 6:**

**Foto 31:** Falha métrica com deslocamento de lente arenosa/arcosiana em meio aos argilitos da Formação Guabiro tuba.

**Foto 32:** Juntas atectônicas de alívio e ressecamento nas argilas da Formação Guabiro tuba.

**Foto 33:** Falhas centimétricas secionando conglomerados, inclusive com fraturas em seixos maiores.

**Foto 34:** Padrão de falhamento conjugado (em "x") de baixo ângulo em rochas do embasamento da Bacia de Curitiba.

**Fotos 35 e 36:** Detalhes do cataclasmamento devido a falhas localizadas em rochas do embasamento. É comum haver percolação de água nestes planos.

#### **PRANCHA 7:**

**Foto 37:** Junta cortando camada argilosa (sotoposta) e arenosa fina (sobreposta) da Formação Guabiro tuba.

**Foto 38:** Falha normal decimétrica na Formação Guabiro tuba secionando lentes arcossianas, colocando-a lado a lado com camada de diamictiton (conglomerado com seixos esparsos).

**Foto 39:** Falha normal decimétrica na Formação Guabiro tuba secionando argilas sotoposta e pequena lente arcossiana sotoposta.

**Foto 40:**Falha com pequeno rejeito inverso, de baixo ângulo seccionando camadas areno-arcosianas da Formação Guabirota.

**Foto 41:** Linhas de seixos perturbados e interrompidos em horizontes sedimentares provavelmente da Formação Tinguis

**Foto 42:** Falha em argilito gerando brechas cataclásticas nos sedimentos em estado de pré-litificação

#### **PRANCHA 8:**

**Foto 43:** Falhas de baixo ângulo conjugadas, afetando pacotes sedimentares da Formação Tinguis.

**Foto 44:** Falha inversa de pequeno rejeito seccionando argilas e camadas de areias finas na Formação Guabirota.

**Foto 45:**Juntas na porção superior geradas por falhamentos na porção inferior. Argilas da Formação Guabirota.

**Foto 46:**Horizontes de paleosolo e colúvios perturbados tectonicamente através de fraturas (falhas?) não definidas.

**Foto 47:** Silcretos gerados em pequenas falhas devido ao fluxo e recristalização de sílica em planos de falhas transcorrentes. Argilas da Formação Guabirota em contato com embasamento.

**Foto 48:** Planos de falhas verticais gerando cataclase grosseira. Possível estruturação em flor.

#### **PRANCHA 9:**

**Foto 49:** Falha decimétrica em argila da Formação Guabirota sotoposto ao paleosolo (colúvio?) característico da região.

**Foto 50:** Falha normal (hemi-graben métrico) de paleosolo (colúvio).

**Foto 51:**Planos de falha com possível rejeito inverso, gerando cataclase centimétrica em argilas da Formação Guabirota.

**Foto 52:**Plano de falha quase decamétrico de natureza inversa em argilas intercalados com horizontes de caliches da Formação Guabirota.

**Foto 53:** Falhas normais centimétricas afetando argilitos e caliches da Formação Guabirota, detalhando porção do canto inferior direito da foto anterior.

**Foto 54:**Caliche perturbado da Formação Guabirota, intercalados a argilas. Observa-se ondulações e rompimentos nos ápices destas ondulações. Possível sismo

## **LISTA DE ANEXOS**

Encarte com o Mapa Geológico da Bacia Sedimentar de Curitiba e arredores

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Abordagem do problema e justificativas

A Região Metropolitana de Curitiba (RMC) apresenta um grau satisfatório de planejamento urbano e portanto uma organização espacial relativamente boa. O conhecimento do meio físico é uma das bases deste planejamento e a geologia uma ferramenta poderosa de auxílio neste processo. Em função disto é crescente o interesse na obtenção de dados que viabilizem a aplicação da geologia nesta área.

As pesquisas mais aprofundadas existentes na Bacia de Curitiba, que engloba a porção mais urbanizada da RMC, são voltadas apenas para as características descritivas das entidades geológicas estudadas, necessitando portanto de investigações alicerçadas nas correntes modernas da tectônica extensional, geomorfologia estrutural e neotectônica

Há, porém, uma lacuna no estudo da geologia local, no que se refere à caracterização da sua evolução tectônica. Isto inclui sua relação com a evolução da Serra do Mar, e dos movimentos naturais recentes (tectônica ressurgente e neotectônica). Também não são muito claras as relações que esta bacia apresenta com as demais bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro, referidas como "rifte Continental do Sudeste Brasileiro" (RICCOMINI, 1989) ou "rift Serra do Mar" (ALMEIDA, 1976 e).

O conhecimento dos aspectos tectônicos forneceria subsídios para reconstituir a evolução desta bacia sedimentar, inserindo-a no quadro evolutivo regional.

Este estudo, à primeira vista, é complexo não tanto no que se refere ao seu aspecto teórico mas sim à dificuldade de obtenção de dados. Porém, o emprego de métodos adequados faculta a abordagem sistêmica de problemas em princípio complexos.

O estudo global da Bacia de Curitiba e seu embasamento apresenta duas vertentes de aplicação: a primeira refere-se ao desenvolvimento do conhecimento básico, refletido em última instância na sua adequação a modelos tectônicos; a segunda, no conhecimento da geologia aplicada a trabalhos de planejamento no uso e ocupação do solo bem como aqueles hidrogeológicos e ambientais.



## 1.2 Localização da área e os acessos aos afloramentos

A Bacia Sedimentar de Curitiba está localizada na porção centro sul do Primeiro Planalto Paranaense, abrangendo a totalidade do município de Curitiba (PR) e parte dos municípios circunvizinhos de Colombo, Almirante Tamandaré, Pinhais, São José dos Pinhais, Campina Grande do Sul, Quatro Barras, Araucária e Fazenda Rio Grande. Situa-se entre as coordenadas oeste de 49°00' e 49°35' e as coordenadas sul de 25°20' e 25°46'; ou entre as UTM W (em km) 650 e 700 e UTM S (em km) 7.200 e 7.150 (figura 1).

Como a maior parte dos sedimentos da Bacia está subjacente ao sítio urbano de Curitiba, ocorre uma grande descaracterização dos afloramentos devido às pavimentações e ao calçamento, principalmente nas áreas centrais da cidade. Já nas áreas periféricas e nos municípios vizinhos por estarem em processo de urbanização e, freqüentemente, serem focos de obras de engenharia, há boas exposições, para fins de estudos geológicos.

As principais vias de acesso aos afloramentos (figura 2), são as estradas federais e estaduais que cortam a área em vários sentidos. Dessa maneira é possível mencionar a BR-116 (tanto no sentido nordeste, para São Paulo quanto no sentido sul para Porto Alegre), a BR-277 (tanto no sentido leste, para o litoral, quanto no sentido oeste para Ponta Grossa), a BR-376 (no sentido sul-sudeste para Joinville); a BR-476 (no sentido sudoeste para Mafra e no sentido norte para Ribeira); a PR-092 (no sentido noroeste para Almirante Tamandaré). Além destas rodovias há grandes vias municipais, salientando-se os contornos estruturais sul, sudeste e norte, em fase de conclusão, que favorecem a exposição das rochas sedimentares bem como o seu contato com o embasamento.

Exposições interessantes também foram observadas próximo a locais que estão passando por processos de loteamento. Igualmente, boas exposições foram observadas nas margens de rios e drenagens proeminentes.



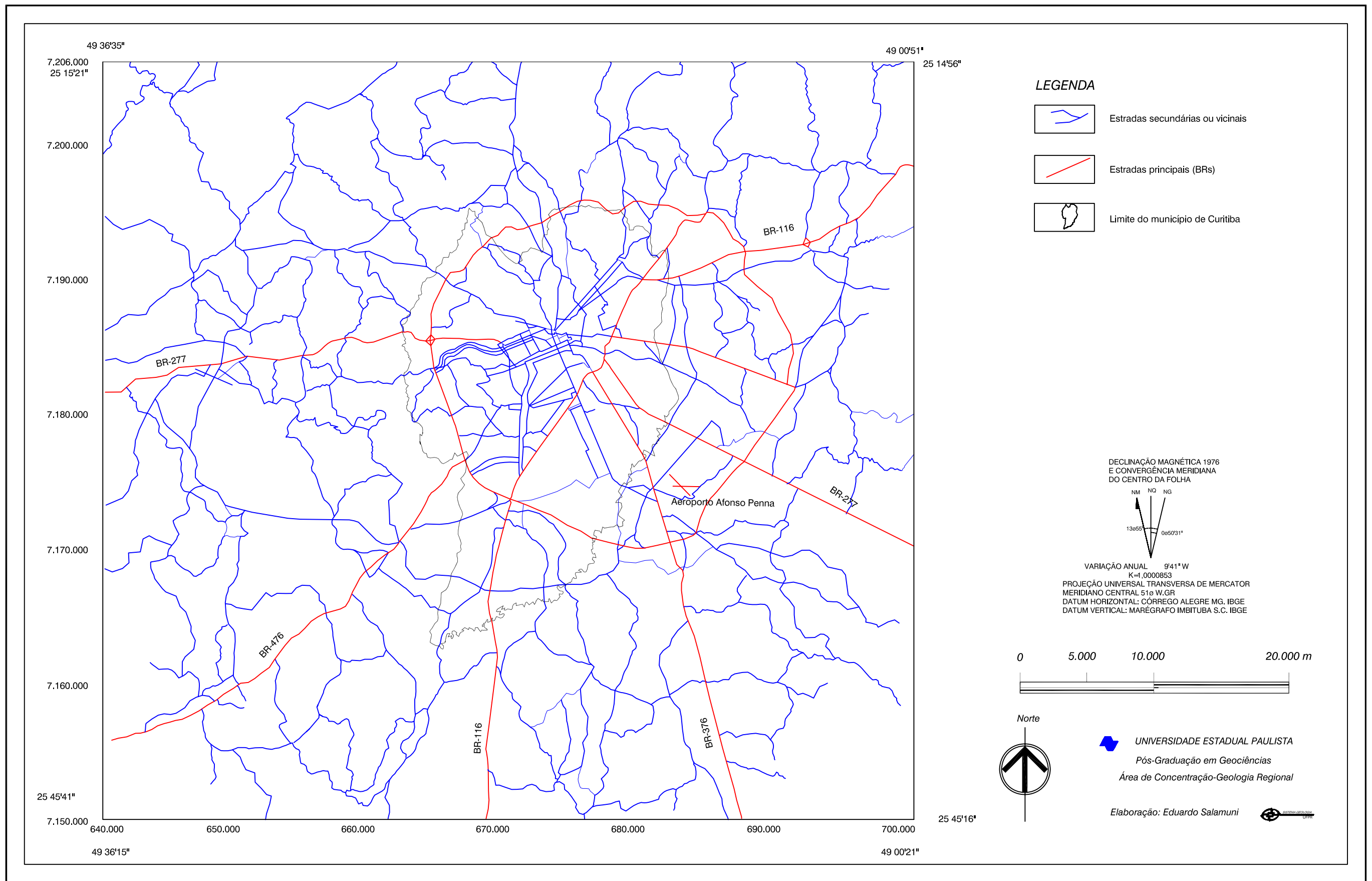


Fig. 02: Estradas principais da região e vias de acesso secundárias

### **1.3 Objetivos**

Os principais objetivos pretendidos com a realização do presente trabalho são listados abaixo:

- a.** Definição do controle estrutural e dos regimes tectônicos que atuaram na Bacia de Curitiba e seu embasamento, durante e após a implantação da calha da bacia. Neste sentido pretende-se determinar as relações entre as deformações verificadas no substrato, anteriores ao Cenozóico, com a cobertura sedimentar mais jovem.
- b.** Análise morfoestrutural e tectônica local com identificação de planos de descontinuidades, com o objetivo da caracterização de movimentos ressurgente e/ou neotectônicos.
- c.** Possibilitar a obtenção de dados que permitam a posterior comparação da evolução tectono-sedimentar da Bacia de Curitiba com as bacias de Três Barras/Pariquera-Açu, São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda; e também de sua cronocorrelação com a evolução da Serra do Mar.
- d.** Determinar se os processos morfotectônicos que modelaram a paisagem atual são neotectônicos e quais são as características de orientação espacial da tensão e da conseqüente deformação, relacionadas a este processo.
- e.** Compreensão e estudo da evolução dos processos geológicos da Bacia de Curitiba através do seu contexto tectônico.

## **2. MATERIAIS E MÉTODOS**

Durante o período dedicado à execução do presente trabalho foram desenvolvidas várias atividades, mencionadas a seguir, juntamente com a metodologia empregada.

### **2.1 Compilações bibliográficas e cartográficas**

- Levantamento bibliográfico, compreendendo a revisão dos principais trabalhos de cunho geológico regional e local;
- Levantamentos de trabalhos específicos sobre os temas neotectônica, neotectônica no Brasil, morfotectônica, geomorfologia, regimes de tensão intraplaca na América do Sul e análise estrutural de fraturas;
- Levantamento da literatura brasileira existente sobre o controle estrutural de bacias sedimentares cenozóicas do sudeste;
- Levantamento de mapas geológicos, geomorfológicos, pedológicos e planialtimétricos do leste paranaense e da região da Bacia de Curitiba;

### **2.2 Fontes e tipos de dados pertinentes pré-existent**

- Reunião de descrições de perfis de sondagens para água subterrânea, de dados geofísicos (gravimetria), de dados lito-estruturais e geoambientais disponíveis;

Os dados de sondagem para água subterrânea foram selecionados a partir de um universo de 770 poços tubulares profundos perfurados entre os anos de 1950 e 1990, no município de Curitiba e suas circunvizinhanças, por diversas companhias sondadoras, principalmente pela companhia T.Janér. Para análise destes dados foi empregado método geoestatístico com objetivo de aproveitar a maior quantidade dos mesmos.

### **2.3 Análise fotogeológica**

- Determinação de lineamentos fotolitológicos através do método de SOARES & FIORI (1976), em fotos aéreas nas escalas 1:70.000 e 1:25.000 e em imagens de satélite, inclusive digitais, para a determinação dos diferentes conjuntos e famílias de fraturas e de zonas com alta concentração de fraturas;
- Identificação da morfoestrutura e da rede de drenagem da Bacia de Curitiba e arredores;
- Identificação de zonas homólogas e delimitação de diferentes conjuntos litológicos.

### **2.4 Levantamentos de campo**

- Levantamento geológico de campo e coleta de dados através dos seguintes procedimentos:
  - a. Observação das pedreiras e afloramentos da região metropolitana, com análise das estruturas que caracterizam os diversos conjuntos de fraturas, os tipos litológicos afetados e outras características texturais e estruturais da rocha. Foram utilizadas para tanto bússolas do tipo Brunton;
  - b. Estudo em mapa e fotografias aéreas de drenagens para definição de seu comportamento geomorfológico atual;
  - c. Estudo litológico e estrutural de áreas de exposição e do embasamento e dos sedimentos da bacia;
  - d. Estudo de áreas escavadas (fundações de edifícios, perfis de estradas e outras obras civis);
  - e. Análise macroscópica de tectonitos para caracterização petrográfica das rochas do embasamento através de lupa binocular com aumento máximo de 30 vezes.
  - f. Fotografias de afloramentos e paisagens.
  - g. Localização de pontos de observação de afloramentos, de poços tubulares profundos e outros locais de interesse através de GPS de mão, com erro de resolução de 50 a 100 m.

### **2.5 Métodos computacionais de análise e de desenho**

- Compilação e digitalização de cartas topográficas na escala de 1:50.000 e 1:25.000 a partir do programa MESADIG (MUTUO & EBERT, 1990), possibilitando a geração de arquivos do tipo XYZ

- Manipulação de dados e geração de *layers* no programa AUTOCAD R.14 (AUTODESK, 1998) através de digitalização de mapas temáticos em forma vetorial.
- Tratamento dos dados estruturais coletados no campo a partir dos seguintes programas automáticos: TRADE v.2.0 (IPT, 1994), STERONET v.3.0 (GEOLOGICAL SOFTWARE, 1995) e STERONETT v.2.1 (DUYSTER, 1998) que determinam a orientação dos eixos de tensão (*stress*) através dos métodos de ARTHAUD (1969) e/ou dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER, 1977).
- Elaboração de Modelos Digitais de Terreno, bidimensionais e tridimensionais, através do SURFER v.6.0 (GOLDEN SOFTWARE, 1995), além de modelagens regionais em 3D processadas em estação gráfica RISC-UNIX (Silicon Graphics - Personal IRIS 4D/35) realizadas em Freiburg (Alemanha), através do programa GEO3VIEW (LINDENBECK & ULMER, 1995), e também no *software* VIS5D v.4.3 (HIBBARD *et al.*, 1995).
- Digitalização de fotografias, desenhos e esquemas através de *scanner* de mesa modelo HP – Scanjet IIC e digitalização de diapositivos através de digitalizador específico.
- Manipulação e melhoria de imagens (fotografias e diapositivos) através dos programas automáticos CORELDRAW v.7.0 e COREL PHOTO-PAINT v.7.0 (COREL CORPORATION, 1997).
- A plataforma (*hardware*) utilizada para a maior parte do tratamento dados, compatível com o funcionamento dos programas acima mencionados, foi um computador pessoal tipo IBM-PC com processador PENTIUM – com velocidade de processamento de 133 mHz, 64 megabytes de memória RAM, 2 megabytes de memória de vídeo e 4 gigabytes de memória de disco.

## 3.REVISÃO DOS CONCEITOS

### 3.1 O problema da definição da neotectônica

Como anteriormente exposto, existe um vazio quanto à caracterização da tectônica do início do Cenozóico e da neotectônica da região de estudo. Para que se possa dar maior precisão ao que constitui a estruturação neotectônica na área estudada, é necessária uma apreciação conceitual do termo **neotectônica**, bem como uma abordagem acerca da evolução deste no decorrer dos últimos anos e de seus limites temporais, ou seja, de seu período de ocorrência.

**Neotectônica** foi um termo introduzido pela primeira vez por OBRUCHEV (1948). O autor, pretendendo definir os movimentos da crosta que se instalaram durante o Terciário Superior e o Quaternário com papel decisivo na formação da topografia contemporânea, sugeriu a seguinte classificação:

- a) Movimentos Alpinos: Cretáceo até hoje;
- b) Movimentos Recentes: Plioceno até hoje, movimentos neotectônicos propriamente ditos;
- c) Movimentos Modernos: desenvolvidos atualmente.

WEGMAN (1955) sugeriu a adoção do termo “tectônica viva” (*lebendige tektonik*), para a definição dos movimentos muito recentes e/ou sismotectônicos.

De acordo com NIKOLAEV, (1962 *apud* NIKOLAEV, 1974) os estudos neotectônicos constituiriam um ramo da ciência geológica em áreas de reativação de antigas estruturas e/ou a formação de novas estruturas no Quaternário. JAIN (1980), considerou **movimentos contemporâneos** aqueles ocorridos na crosta terrestre nos últimos seis mil anos, com evidentes conotações históricas. Este autor classificou estes movimentos em jovens (ocorridos no Holoceno) e em novíssimos (atuais).

Os termos neotectônica, tectônica ativa e paleo-sismicidade apresentam ampla superposição e são com frequência usados aproximadamente como sinônimos (MÖRNER 1989), mas sua principal distinção com relação à tectônica ativa é que esta



enfocaria as atividades que podem ser reiniciadas no futuro, inclusive afetando comunidades humanas (WALACE *et al.*, 1986).

Algumas outras classificações foram sugeridas, sendo as mais aceitas aquelas que ligam a Neotectônica à Tectônica de Placas. A Comissão Internacional do Quaternário (INQUA), buscando uma síntese, definiu a Neotectônica utilizando um conceito de MÖRNER, 1978 (*apud* MÖRNER, 1989), da seguinte forma:

*"Quaisquer movimentos ou deformações ao nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, suas implicações para vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras. Os movimentos neotectônicos englobam o acervo de deformações rúptil ou dúctil de um período Neotectônico".*

O **período neotectônico**, ou a idade de início dos movimentos tectônicos, constituiu o segundo ponto de controvérsia neste campo de conhecimento. Em razão do conceito de tectônica ativa MÖRNER (1989) argumentou que a neotectônica deveria tratar dos movimentos e deformações passados ou anteriores ao tempo presente. Os possíveis limites inferiores sugeridos para o período neotectônico seriam os seguintes:

- os últimos 2,5 Ma (provável reorganização geral do regime tectônico);
- os últimos 6 Ma (período posterior à crise Messiniana);
- os últimos 23 Ma (Neógeno Inferior);
- os últimos 38 Ma (Oligoceno Inferior, reorganização da tectônica global).

Para SENGÖR *et al.*, 1982 o objeto de estudo da neotectônica é relacionado aos movimentos tectônicos mais novos da história geológica, isto é, os movimentos relativos ao campo de tensão (*stress*) ou regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica principal de escala regional.

Outras idéias foram propostas, tais como a de BLENKINSOP (1986), que sugeriu que a fase **neotectônica** tenha começado no momento em que o campo de *stress* contemporâneo tenha sido estabelecido. PAVLIDES (1989), corroborando SENGÖR (*op. cit.*) engloba no conceito o tempo da ocorrência, definindo **neotectônica** como o "estudo dos eventos tectônicos novos, que ocorreram ou estão ocorrendo numa região após a orogênese final, ou após sua reorganização tectônica mais significativa".

A INQUA postulou a não fixação de limites temporais, podendo-se incluir como neotectônicos desde movimentos "instantâneos" ou sísmicos até aqueles superiores a 10 milhões de anos.

No entanto, a maioria dos autores coloca o limite inferior do período **neotectônico** no início do Neógeno (Mioceno) há 20 milhões de anos. É consenso que

a idade do início dos movimentos neotectônicos varia dependendo da região estudada, bem como de sua posição em relação à borda da placa na qual se insere, variando de lugar para lugar, mas correspondendo geralmente ao tempo compreendido entre o Holoceno e Mioceno.

STEWART & HANCOCK (1.994), em revisão ao conceito, consideram que a neotectônica corresponderia ao estudo dos movimentos que ocorreram no passado e continuam ocorrendo no presente sem um limite inferior rígido. Os movimentos neotectônicos estariam relacionados ao regime tectônico atual, os quais poderiam reativar ou não estruturas, sempre dentro de um campo de esforços e de deformação que tem persistido, sem mudanças significativas de orientação ao longo do tempo.

A Neotectônica é um campo de conhecimento interdisciplinar dentro da Geologia, englobando dados e utilizando métodos da Geologia Estrutural, Sismologia, Geotectônica, Geofísica, Geomorfologia, Sedimentologia, Geotecnia, Geodésia, Estratigrafia e Arqueologia.

A contextualização da Neotectônica se faz em função de três premissas básicas:

- a) apenas 70% das anomalias tectônicas são antigas;
- b) as maiores falhas transcorrentes do mundo mostram evidências impressas de deslocamentos neotectônicos;
- c) lineamentos pré-Cambrianos, relacionados a depósitos hidrotermais ou de zonas de cisalhamento podem estar marcados por fluxo de calor e sismicidade.

Os principais métodos empregados no estudo **neotectônico** são relacionados a seguir:

- a) **estudo dos sismos atuais:** permite a determinação das tensões aplicadas atualmente nas áreas sismogênicas;
- b) **sensoriamento remoto:** delimitação de alinhamentos de relevo, traçado da rede de drenagem, mapeamento de aluviões falhados, mapeamento de falhas.
- c) **mapeamento morfotectônico:** a morfotectônica estuda processos e formas relacionadas a alguma atividade tectônica. Adota como linhas de atuação o reconhecimento de geoformas como indicadoras de movimentos recentes, estudo de deformações pediplanares e estudo dos caracteres geomorfológicos de terrenos atuais;
- d) **determinação dos campos de tensões:** métodos dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER, 1977) e ARTHAUD (1969);
- e) **estudos geocronológicos:** principalmente pelo método do Carbono-14, para datação de material orgânico, e traços de fissão em apatitas para a determinação da idade do último aquecimento pelo qual passou a rocha fraturada;

**f) evidências arqueológicas:** artefatos e/ou construções humanas podem indicar camadas geológicas perturbadas e/ou deslocadas devido à ocorrência de antigos terremotos.

PANIZZA (1987) sugeriu uma classificação de atividade para os lineamentos tectônicos:

**a)** elemento tectônico ativo, **b)** elemento tectônico pouco ativo, **c)** elemento tectônico pouco ativo a inativo, **d)** elemento tectônico inativo, **e)** lineamento qualificado e **f)** lineamento não-qualificado

### 3.2 Regime de Tensão intraplaca e a tectônica de bacias intracratônicas

Um mapa de tensões atuais na Placa Sulamericana foi apresentado por ZOBACK (1992). Os dados foram compilados de diversos trabalhos e foram obtidos através de observações geológicas diretas de *breakouts* de poços produtores de óleo; além de soluções de mecanismos focais de terremotos. Esta autora chegou às seguintes conclusões:

- a)** regimes compressivos (empurrões e transcorrências, com  $\sigma_1$  horizontal) dominam grande parte das porções interiores das placas;
- b)** regimes extensionais (falhas normais, com  $\sigma_1$  vertical) são comuns em áreas topograficamente elevadas,
- c)** há campos de tensão uniforme por todo o nível crustal superior (zona frágil),
- d)** amplas províncias regionais de esforços homogêneos são definidas através da consistência dos dados.

Segundo ZOBACK (*op. cit.*) os esforços de primeira ordem são aqueles localizados no interior das placas, mas originados através da tensão resultante entre as forças opostas entre a expansão do assoalho oceânico e o anteparo formado pela colisão continental no lado oposto da placa. Porções crustais mais espessas, tais como áreas de escudos, apresentam esforços médios de magnitude mais baixa, enquanto que em áreas crustais mais antigas pode haver uma dispersão das tensões ou então convergência. Esta heterogeneidade dos esforços de primeira ordem demonstra que os efeitos locais geralmente prevalecem. O fato de haver uma uniformidade regional, evidencia que o atual estado de esforços litosféricos depende de forças contemporâneas aplicadas ao longo do limite das placas (ZOBACK, 1992).

Os esforços de segunda ordem geralmente superimpostos aos de primeira são definidos pelas seguintes instabilidades litosféricas:

- a)** flexuras, ligadas ao empilhamento de sedimentos nas margens continentais;

- b) contrastes laterais de densidade e forças ascensionais, relacionados às anomalias de densidade sob a litosfera, à variação lateral da espessura da crosta e ao contraste crustal no limite oceano/continente;
- c) contrastes laterais de resistência.

### 3.3 Estudo da paleotensão e a deformação neotectônica

STEWART & HANCOCK (1994), fizeram um apanhado do tipo de estruturação mais comum dentro de um sistema de deformação neotectônico. Falhas e juntas, de caráter rúptil (frágil) seriam as estruturas mais comuns. Secundariamente podem ser observados suaves dobramentos, basculamentos e amplos arqueamentos. As falhas normalmente apresentam as seguintes características:

- a) segmentação geométrica, encontrada em várias escalas de observação. Corresponde à subdivisão de traços de falha em uma série de unidades geometricamente homogêneas;
- b) feições contrastantes, atribuídas a diferentes períodos cronológicos de movimentação da falha. Estrias de atrito, por exemplo, poderiam ser geradas em episódios contemporâneos aos sismos, enquanto que degraus assimétricos (cristalização de minerais) no plano de falha, poderiam ser formados em um período de movimentação contínua, em período inter-sísmico. Estudos realizados na Falha de San Andreas demonstram que a deformação sísmica responde somente por cerca 5% do deslizamento total anual.
- c) morfologia de escarpamentos são fortes evidências de falhamentos ativos. As escarpas variam com o estilo do falhamento e a tensão ali aplicada, além dos tipos litológicos atingidos. Escarpas associadas a falhas transcorrentes em geral são limitadas lateralmente, podendo alternar o lado do bloco alto ao longo da sua direção, além de se apresentarem melhor desenvolvidas em locais de topografia suave. Falhas normais, por seu turno, produzem escarpas mais proeminentes se houver resistência.
- d) deslocamento de feições geomorfológicas originalmente regulares e de distribuição ampla, tais como terraços fluviais e padrões de drenagem.

Para STEWART & HANCOCK (1994), as “juntas neotectônicas” sistemáticas podem representar um grupo único de fraturas de extensão, verticais ou oblíquas conjugadas e subverticais paralelas, dispostas simetricamente em relação às falhas extensionais (HANCOCK & ENGELDER, 1991). Elas formam-se, em geral, entre os primeiros 500 a 1000 m de profundidade, sob esforço  $\sigma_3$  distensivo, quando a diferença ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) é pequena. Elas são consideradas valiosas para delinear a orientação do maior esforço horizontal atual em regiões fracamente deformadas.

Por fim, dobramentos ativos, basculamentos e arqueamentos podem ser melhor detectados na morfologia fluvial, sensível a mudanças de gradiente hidráulico regional.

## 4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 4.1 Neotectônica no Brasil e sismicidade nas regiões sul e sudeste

Desde o século passado autores fazem menções a movimentações recentes na crosta brasileira (p. ex. MENDONÇA & POLINATI, 1941). A partir da metade deste século, vários trabalhos foram efetivados na tentativa de relacionar feições geomorfológicas e sedimentares a eventos tectônicos recentes (FREITAS, 1951a e 1951b; GUIMARÃES, 1951; BJORNBERG *et al.*, 1968; BJORNBERG 1969 entre outros).

ALMEIDA (1967) ao sintetizar a geologia da plataforma brasileira, correlacionou o início da ocorrência dos movimentos modernos à Reativação Wealdeniana, evento que marca a abertura do Atlântico e a separação entre a América do Sul e a África.

No fim da década passada e início da atual procurou-se uma sistematização das informações referentes à Neotectônica no Brasil (I *Workshop* sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica no Sudeste Brasileiro). Como resultado deste encontro alguns trabalhos como os de RICCOMINI *et al.* (1989) e COSTA (1993) abordam aspectos da neotectônica em diversas regiões do país - sudeste, nordeste e Amazônia - ou ainda tentam explicar a conformação estrutural da plataforma à luz dos movimentos tectônicos cenozóicos (HASUI, 1990 e SAADI, 1993). HASUI (*op. cit.*) levantou as seguintes hipóteses para a modelização da tectônica cenozóica do escudo brasileiro:

- a) A fase Neotectônica relaciona-se à mudança tectônica do regime distensivo da abertura do Atlântico - Reativação Wealdeniana - para um regime transcorrente relacionado à rotação da Placa Sul-americana para oeste,
- b) A rotação impõe um binário E-W dextral, com os eixos de tensão  $\sigma_1$  posicionado a NW (horizontal),  $\sigma_2$  a NE (horizontal) e  $\sigma_3$  vertical;
- c) A Neotectônica teria início no Neógeno (Mioceno Superior/Plioceno). Nesta época teria encerrado o magmatismo alcalino no Nordeste, ligado a fenômenos distensivos, e iniciado a deposição dos sedimentos da última seqüência nas bacias costeiras e da Formação Barreiras;

**d)** A tectônica ressurgente tem influência na manifestação da sismicidade e da neotectônica, e tem como controle estrutural as grandes zonas de fraqueza pretéritas na crosta do escudo brasileiro. A evolução do relevo e sedimentação cenozóica intraplaca é influenciada por estes processos.

SAADI (*op. cit.*), por sua vez, ratifica algumas assertivas de HASUI (1990), apresentando uma síntese da neotectônica no Brasil, resumida segundo HASUI & COSTA (1996) da seguinte forma:

- a) no território brasileiro as grandes descontinuidades crustais de direções NW e NE coincidem com lineamentos pré-cambrianos que compartimentam o território em blocos que poderiam apresentar movimentações relativas recentes;
- b) a sismicidade atual teria relação com essa compartimentação, demonstrando que os esforços compressivos atuais estão direcionados preferencialmente segundo NW e os distensivos segundo NE;
- c) segundo FRUTOS (1981); os pulsos neotectônicos estariam ligados a pulsos da cadeia andina, marcando eventos, definidos pelo autor: “Incaic II - Eoceno/Oligoceno, Quetchuan II - Plioceno e Yarmouthian - Pleistoceno Inferior a Médio.

Na região das serras da Mantiqueira e do Mar, respectivamente nos estados do Rio de Janeiro, São Paulo e Paraná, há a delimitação de grandes falhamentos que explicam em grande parte a morfologia da própria serra através de *fronts* escarpados (HASUI *et al.* 1978). A idade destes falhamentos remonta ao Proterozóico Médio e/ou Superior, quando houve fragmentação da massa continental, segundo estes autores. Além disso, deslocamentos mais jovens ocorreram durante a reativação Wealdeniana, inclusive com geração de episódios magmáticos.

A partir do Terciário houve, nestes alinhamentos, além de uma morfogênese específica, uma tafrogênese bem determinada, com reativações ou ressurgências (HASUI, 1990). A sismicidade nestas regiões foi inicialmente relacionada às grandes descontinuidades antigas, a exemplo do abalo sísmico na localidade de Barra do Turvo, sul de São Paulo (datado de 04/03/1978), cujo epicentro se deu junto à falha de Itapeúna, no prolongamento da falha de Cubatão (HASUI *et al.*, 1978). Os sismos no Brasil são relatados desde o século 16, porém os trabalhos sistemáticos a respeito só surgiram a partir da metade deste século, tais como os de STERNBERG (1953), BERROCAL *et al.* (1971), FÚLFARO & PONÇANO (1974) e SADOWSKI *et al.* (1978).

De acordo com BJORNBERG *et al.* (1979) é mais provável a ocorrência de sismos naturais nas porções cristalinas do território brasileiro. Estes sismos

intraplaca seriam notáveis conseqüências ligadas a processos neotectônicos (MIOTO, 1990).

Estudos da Universidade de Brasília (1979) sobre o Sudeste brasileiro e parte da região Sul, possibilitaram a compartimentação desta porção do escudo brasileiro em quatro zonas sismotectônicas: a) região nordeste de São Paulo; b) região entre norte do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo; c) região entre Cananéia e Florianópolis e d) região norte-nordeste de São Paulo e vale do Rio Grande.

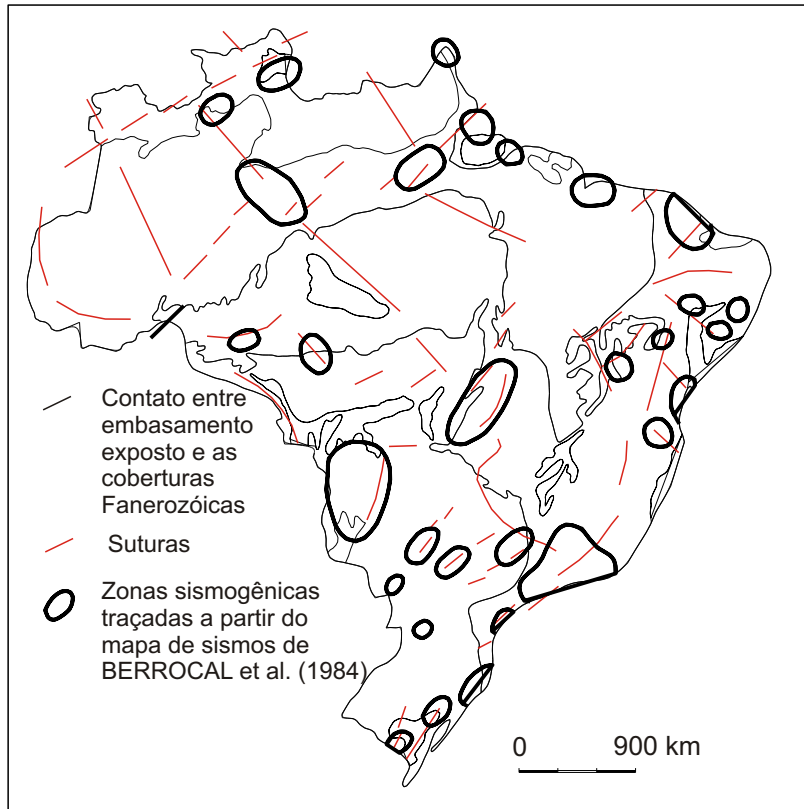
MIOTO & HASUI (1982) e MIOTO (1990) apresentaram proposta mais detalhada para a área apontando sete zonas sismogênicas, algumas delas coincidentes com aquelas apresentadas pela Universidade de Brasília (*op. cit.*): a) zona sismogênica (z.s.) de Bom Sucesso; b) z.s. de Pinhal; c) z.s. de Caxambu; d) z.s. de Cunha; e) z.s. de Cabo Frio; f) z.s. de Campos e g) z.s. de Cananéia ou Paranaguá (figura 3a e 3b).

Para MIOTO (*op. cit.*) ainda não foi possível, no sudeste brasileiro, o estabelecimento de *províncias sísmicas* (ou sismotectônicas), mas tão somente zonas sismogênicas, caracterizadas em termos de tectônica ressurgente e feições neotectônicas, visto que a energia liberada pelos sismos desta região ocorre, preferencialmente, em áreas de notável coincidência com suturas e lineamentos antigos.

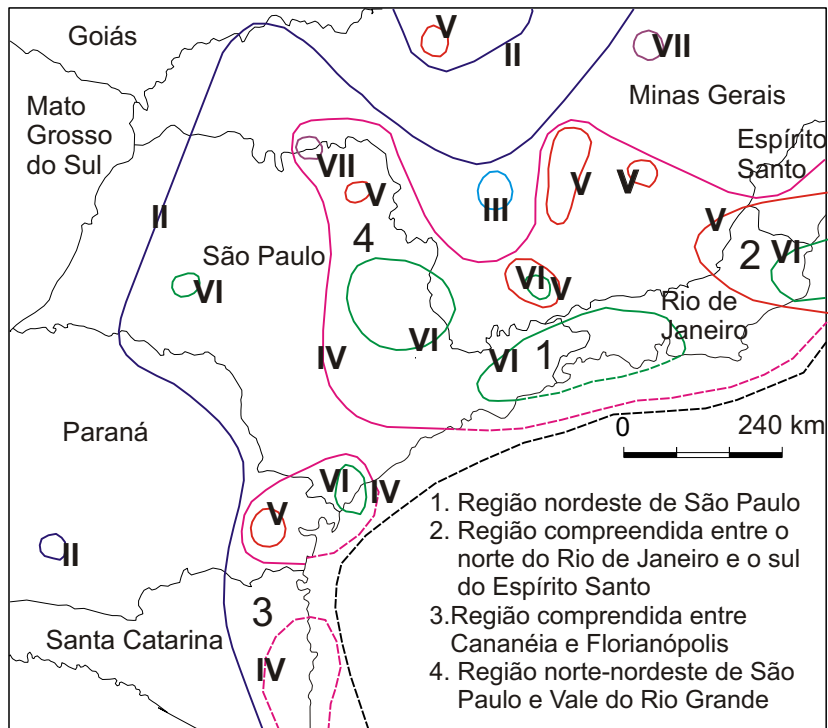
Em relação ao movimento atual da placa sul-americana ASSUMPÇÃO (1992) e STEFANICK & JURDY (1992) admitem uma tensão compressional E-W, na quase totalidade da placa. Estes autores, no entanto, fazem menção a tensões compressionais N-S na região central amazônica e também à sismicidade gerada por movimentos transcorrentes do nordeste brasileiro. Baseado em dados sísmicos ASSUMPÇÃO (*op. cit.*) afirma que o limite oeste da província Andina, onde há baixa sismicidade é o cráton Amazônico e a bacia intracratônica do Paraná. O último caso é confirmado pelo fato de que os maiores eventos sismológicos locais, de relativa magnitude, circundam a bacia e aqueles posicionados a oeste confirmam a tensão compressiva E-W. Dados do Quaternário obtidos próximo à costa do Atlântico, porém, apresentam evidências de falhamentos tanto compressionais quanto extensionais. Estes últimos foram interpretados por RICCOMINI *et al.* (1989) como sendo pulsos de relaxamento dentro de um ciclo compressional.

A figura 4 mostra um contorno do continente sul-americano com as principais direções de tensão máxima atuantes nesta porção da crosta.





e<sup>a</sup>...!ORçY?y±°çµ?µ<sup>a</sup>µ - ±° °açµ?Y±?a'çµ<sup>a</sup>?G - ±Y!g`r thk?PXXOH



e<sup>a</sup>...!ORçY? l ç<sup>2</sup>ç?Y!µ±µµµçµ?Y±?r·Y!µç!a'çµ<sup>a</sup>?a'±?G t°ak?PXVXHk?  
 2 ç'ç?Y!ç!'-a°ç -±?Y!?'aµ±??µµ -a±!nµ?° -!çµ?!'±ç°±µ?  
 -±µç'ç-çµ?¼±°çµ?Y!?'ç<sup>a</sup>±'±·?'-!°±µ?°ç!°µ<sup>a</sup>YçY!Y!µ<sup>a</sup>µ -±µ?  
 G - ±Y!Y!?' l hnsn?E?g`r thk?PXXOH

## 4.2 O “rifte Serra do Mar” ou “rifte continental do Sudeste brasileiro” e as características tectônicas regionais

Eventos tectônicos mesozóico-cenozóicos na região sudeste brasileira têm sido documentados tanto por trabalhos de campo quanto por dados indiretos, tais como a gravimetria, a magnetometria e a sísmica, bem como pela datação de traços de fissão em apatitas.

Determinados trabalhos enfocam uma “tectônica moderna” para esta área, alguns deles estendendo-se para regiões de domínio exclusivo da Bacia do Paraná, tais como aqueles envolvendo regiões da depressão periférica paulista (SOARES, 1973; BJORNBERG, 1969). As áreas que mais chamam a atenção dos pesquisadores, na região sudeste, são aquelas onde situa-se a Serra do Mar, inclusive por sua atividade sísmológica, cuja evolução foi primeiramente considerada por FÚLFARO & PONÇANO (1974) como relacionada à evolução da Tectônica Andina.

O trabalho de sistematização de ALMEIDA (1967) define os conceitos existentes, em relação à Plataforma Brasileira. O conceito da Reativação Wealdeniana, a partir do final do Jurássico, definido pelo mesmo, foi adotado em trabalhos subsequentes, como um período da atual plataforma. A partir deste evento de magnitude continental, ocorrido há cerca de 130 milhões de anos, outros episódios tectônicos de escala local ou regional, ocorreram de forma mais ou menos sistemática, reativando antigas falhas (HASUI, 1990) ou planos de fraqueza da crosta, gerando mega-estruturas com geometria típica de horstes e grabens, ou seja de sistemas riftes. O termo rifte (ou *rift*) caracteriza geometricamente uma depressão alongada e relativamente estreita, limitada por uma falha de borda extensional. Segundo MAGNAVITA (1996), nesta definição está implícita a arquitetura estrutural de meio-graben que domina riftes continentais.

Com esta conceituação, é possível a compreensão das idéias de ALMEIDA (1976). Este autor, denomina a região como “Sistema de Riftes Serra do Mar”, o qual seria formado por vales tectônicos, maciços montanhosos e pequenas bacias sedimentares de origem tectônica. Este sistema teria evoluído de uma superfície de erosão provavelmente Eocênica, deformada a partir do Oligoceno. Os sistemas montanhosos foram elevados devido a um processo de subsidência de áreas entre e adjacentes às mesmas (Quadro 1).

A evolução tectônica do sistema de riftes da Serra do Mar, e de suas porções altas, teria se dado através de pulsos tectônicos a partir de um arqueamento generalizado, devido a fenômenos termais do manto superior.

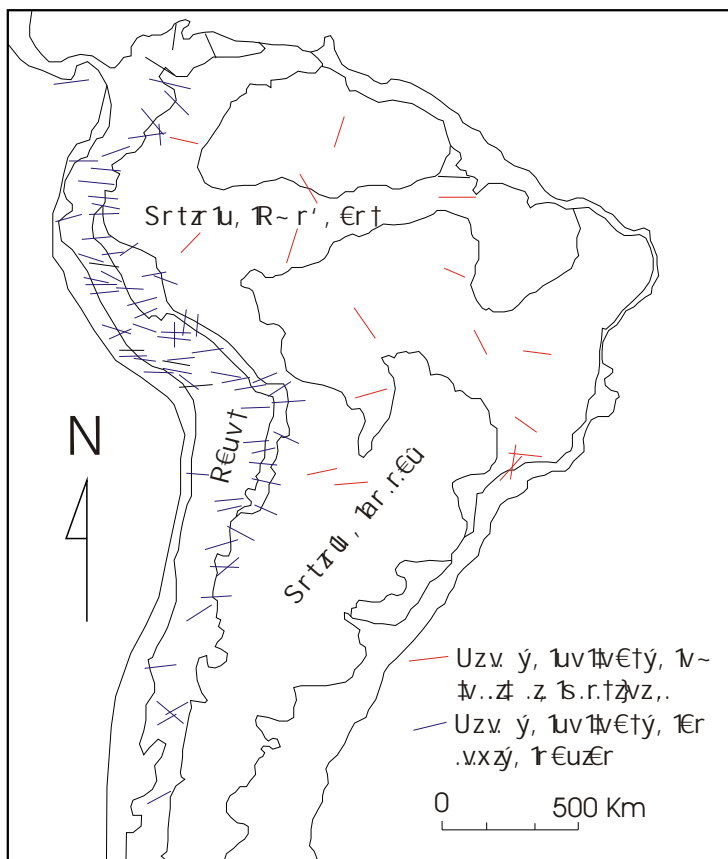
EVENTO TECTÔNICO	CONSEQÜÊNCIAS
Inicial (Paleoceno)	Origem da Serra do Mar, na borda da Bacia de Santos e formação da superfície de erosão do Japi, finalizando um ciclo erosional.
Intermediário (Oligoceno)	Origem do gráben Paraíba do Sul, deformação da Superfície do Japi (Superfície Sul-americana), movimentação de grandes blocos de falha na Serra do Mar.
Terciário (Plioceno)	Origem da Bacia de São Paulo e acentuação da subsidência das Bacias de Taubaté e Resende. Origem das Formações Alexandra (PR) e Pariquera-Açu (SP).

**Quadro 1: Sistematização da origem e evolução da Serra do Mar segundo ALMEIDA (1976).**

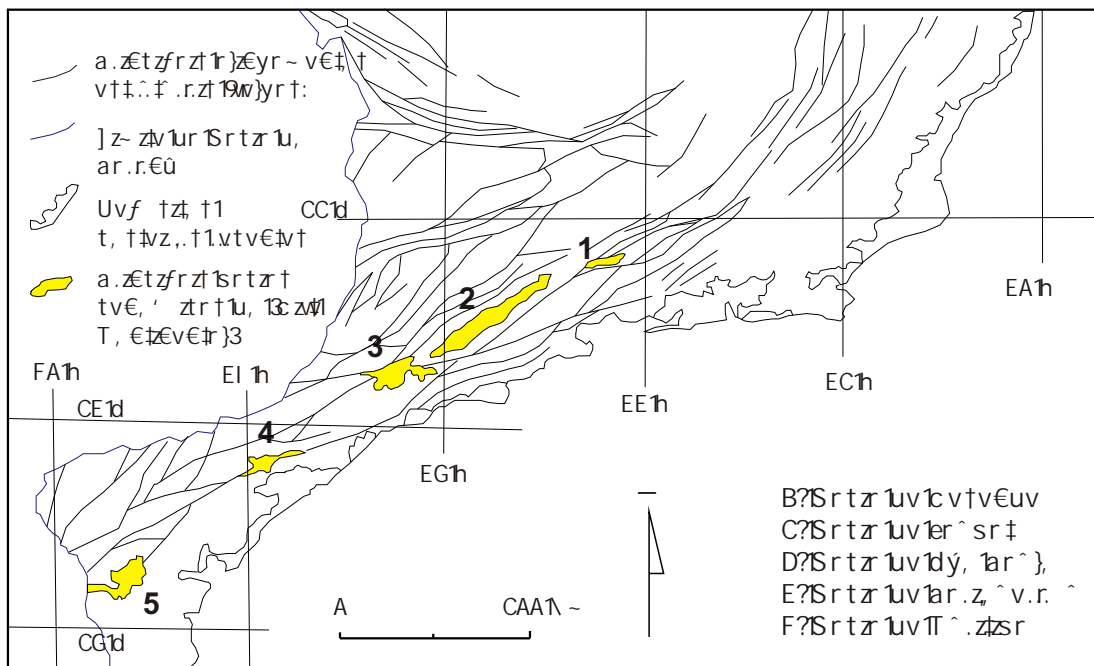
ASMUS & FERRARI (1978) apontaram uma evolução das bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro como ligadas exclusivamente a um tectonismo cenozóico, limitado a uma faixa estreita entre 50 e 100 km de largura entre a Bacia do Paraná e o oceano, com cerca de 3.000 km desde Florianópolis até o norte do estado do Rio de Janeiro, denominado de Planalto Atlântico. A existência das serranias e vales tectônicos seriam provenientes de deslizamento gravitacional de blocos, aproveitando antigas linhas de falhas do Cinturão Ribeira.

Segundo RICCOMINI *et al.* (1987) o sistema de riftes Serra do Mar estaria ligado a uma evolução tectônica marcada por um estágio distensivo sin-sedimentar no Paleógeno e um estágio transcorrente de idade pós-oligocênica. Estes autores, ao estudarem os depósitos nas bacias de Taubaté e Resende, de idade pleistocênica, encontraram evidências de movimentações transcorrentes. Pela análise estrutural procedida, sugerem uma movimentação transcorrente E-W, corroborada por HASUI (1990). Em trabalho posterior RICCOMINI (1989) denomina o “rifte Serra do Mar” de “rifte continental do Sudeste brasileiro”.

De acordo com MACEDO *et al.* (1991), tais alinhamentos são resultados de zonas de transferência, “instaladas durante a abertura do oceano Atlântico e reativadas durante a trajetória das placas”. Esta hipótese é embasada na ocorrência de perturbações profundas na crosta, detectadas através de levantamentos gravimétricos e magnetométricos. Ainda segundo estes autores, a geometria mais conspícua observada na região da Serra do Mar e suas bacias tafrogênicas adjacentes seria a romboédrica, formada pela junção entre os falhamentos antigos do Pré-Cambriano, de direção NE-SW e as zonas de transferência.



e<sup>a</sup>·M?OSY? l e<sup>2</sup> c?Y!?!°±!µ?Yc?` - 'aαc?Y±?r·@? - !Y<sup>a</sup>Y±µ?! - ?αc - 2±?  
G` rrt l ož Šnk?PXXQH



e<sup>a</sup>·M?OTY? l e<sup>2</sup> c?Y!?!°±αc<sup>a1</sup>/c -±?Ycµ?2 'a°α<sup>a2</sup> e<sup>a</sup>µ?žc<sup>a</sup>µ?¶cš'±'' °αcµ?Y±?µ·Y!µ¶!?!?µ·@?Y±?  
a'cµ<sup>a</sup>0K?'!@c<sup>a</sup>±° cYcµ?c±?q<sup>a</sup>š¶?Yc?r! 'c?Y±? l e'G - ±YM?r b g n a d m g ` t r ? ! ¶M?c@MK?PXWSH

Segundo MACEDO (1989) uma dessas zonas de transferência inferidas, está abaixo do paralelo 25° Sul, ou seja na altura da região de Curitiba. Para este autor alguns planos de descontinuidade foram estabelecidos durante a ruptura continental, aproveitando as descontinuidades crustais do Cinturão Ribeira, caracterizando aquilo que, posteriormente, HASUI (1990) considerou como de “tectônica ressurgente”. Estas conclusões detalham a assertiva de HASUI *et al.* (1978), que consideraram os antigos falhamentos como locais onde ocorreram os maiores deslocamentos devido a processo de tafrogênese. Os perfis transversais entre a Bacia de Santos e a Serra do Mar apresentam a mesma geometria proposta por SIEMIRADZKI (1898), evidentemente mostrando a evoluções do conhecimento, ocorridas a partir daquele trabalho. Ainda segundo MACEDO (*op. cit.*), a instabilidade no campo de tensão local, causada pelo movimento da placa, gerou movimentação tectônica evidenciada por uma série de intrusões alcalinas, pelo volume de sedimentos terrígenos depositados na Bacia de Santos e principalmente pela formação do rifteamento que originou as bacias tafrogênicas nas cercanias e dentro da Serra do Mar.

EVENTO TECTÔNICO	CAUSAS E CONSEQUÊNCIAS
Basculamento termomecânico da Bacia de Santos no Paleógeno	Originado por esforços extensionais NNW-SSE; reativação de zonas de cisalhamento antigas
Transcorrência sinistral E-W, com compressão local NE-S, no Paleógeno.	Geração por transpressão localizadamente e bacias romboidais ( <i>pull-apart</i> ) em outros
Calmaria tectônica no Pleistoceno inferior e movimentação transcorrente no Pleistoceno médio a superior	Compressão NW-SE e extensão NE-SW
Movimentos sísmicos atuais	Regime compressivo atual na Placa

**Quadro 2: Evolução tectônica do rifte continental segundo RICCOMINI *et al.* (1992)**

A hipótese da ressurgência de estruturas pré-existentes, abordada por HASUI (1990), assume a possibilidade de sistema tectônicos inteiros estarem reativados. A movimentação da placa, seria dada predominantemente por falhas condicionadas através de zonas de cisalhamento e suturas ligadas à estruturação antiga no território brasileiro. Normalmente as falhas reativadas são de caráter transcorrente, “mas outros tipos também podem aparecer em função do ângulo entre as feições

reativadas e as tensões” tais como a movimentação epirogenética que se daria essencialmente através de falhas normais.

A evolução tectônica do rifte continental, apresentado por RICCOMINI *et al.* (1992) é resumida no Quadro 2.

### 4.3 As bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro

Vários autores citam como integrantes do chamado rifte Continental do Sudeste Brasileiro (anteriormente denominado de rifte da Serra do Mar), de nordeste para sudoeste, as Bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté, São Paulo e Curitiba, além dos depósitos de Pariquera-Açu, no vale do rio Ribeira do Iguape (HASUI *et al.*, 1978; MELO *et al.*, 1985a) (figura 5). Essas bacias sedimentares são consideradas como tafrogênicas, ligadas à evolução terciária do sudeste brasileiro.

As evidências de que estes depósitos terciários sofreram estruturas, em resposta a eventos tectônicos síncronos e posteriores ao preenchimento de suas calhas estruturais, são descritas em vários trabalhos (COIMBRA *et al.*, 1983; RICCOMINI *et al.*, 1984; CAMPANHA *et al.*, 1985; MELO, 1985; MELO *et al.*, 1985b; RICCOMINI *et al.*, 1985; MELO *et al.*, 1986; RICCOMINI *et al.*, 1987). A figura 6 mostra resumidamente os padrões tectônicos de algumas bacias descritos abaixo.

Desde que foi definida por BIGARELLA & MOUSINHO (1965), diversos autores que pesquisaram a Formação Pariquera-Açu, situada nas proximidades do rio Ribeira do Iguape, mencionavam os possíveis condicionantes tectônicos que balizaram a sedimentação e posterior deformação destes depósitos. RICCOMINI *et al.* (1984) foram os primeiros a relatar o padrão tectônico de falhamentos ali encontrados, onde planos de falhas e fraturas exibem distribuição preferencial segundo as direções NNW e NE e, secundariamente, ENE. As concentrações de pólos das estrias de atrito apresentam direção EW, com mergulhos médios a altos para W.

A Bacia de Volta Redonda, estudada por AMADOR & CASTRO (1976), foi considerada por HASUI *et al.* (1978), como formada por um basculamento tectônico e conseqüente barramento do rio Paraíba do Sul. Segundo RICCOMINI *et al.* (1985) esta bacia apresenta-se em forma de graben alongado, direcionado segundo ENE-WSW. Em termos estruturais são os falhamentos orientados entre NE e ENE, os geradores da calha estrutural desta bacia com movimentação concomitante à sedimentação terciária. As estrias de atrito nos planos de falha antigos indicam sua reativação. Os eixos  $\sigma_1$  apresentam atitude média NNW-SSE e o eixo  $\sigma_3$  ENE-WSW. O limite inferior dos sedimentos desta bacia é atribuído ao Paleógeno.

A Bacia de Resende está situada no curso médio do rio Paraíba do Sul, alongada na direção N75°E, com cerca de 50 km de comprimento por 5 ou 6 km de largura (MELO *et al.*, 1985a). Segundo estes autores esta bacia constitui uma depressão tectônica assimétrica em forma de hemi-graben, marginal a blocos falhados e basculados para norte, corroborando as primeiras observações sobre a bacia. Há quatro conjuntos de falhas: **a)** normais de direção ENE, paralelas às estruturas do embasamento e longitudinais ao eixo da bacia, **b)** normais de direção NNE, que originam soleiras que compartimentam a bacia obliquamente ao seu eixo, **c)** direcionais NNW e **d)** direcionais WNW. O primeiro conjunto é síncrono à sedimentação, cujo início se deu no Terciário inferior e o segundo conjunto é de ocorrência posterior. Os dois últimos se encontram preferencialmente na soleira entre as bacias de Resende e Taubaté (MELO, 1985).

A Bacia de Taubaté, alojada entre as Serras da Mantiqueira e do Mar, é caracterizada por HASUI & PONÇANO (1978) e HASUI *et al.* (1978) como estruturada em sub-bacias separadas por altos do embasamento condicionados por falhamentos. Esta bacia é alongada segundo a direção ENE-WSW. FERNANDES (1993) postula uma origem através de rifte, cuja componente  $\sigma_3$  estaria na horizontal com direção aproximada entre SSE e ESE. Tal posicionamento para os eixos de tensão já havia sido mencionado por ALMEIDA *et al.* (1984) e CAMPANHA *et al.* (1985) e RICCOMINI *et al.* (1987). RICCOMINI (1989) interpreta um segundo evento tectônico de caráter transcorrente, com  $\sigma_1$  na horizontal.

A Bacia de São Paulo tem sido estudada desde o princípio deste século, havendo inúmeros trabalhos de síntese sobre sua evolução tectono-sedimentar. HASUI *et al.* (1978) e HASUI & PONÇANO (1978) mencionam que esta bacia se implantou em zona de articulação de blocos delimitados por grandes falhamentos do embasamento e fornecem um quadro evolutivo geológico. Segundo ABREU (1986) o basculamento de blocos implicou no aparecimento da sedimentação que originou a Bacia que embora tafrogênica, não se enquadraria na categoria de simples fossa limitada por falhas paralelas, correspondendo mais a um conjunto de áreas deprimidas em degraus por um sistema de falhas antigas reativadas. Trabalhos como de MELO *et al.* (1985), MELO *et al.* (1986) CAMPANHA *et al.* (1985) apontam as características estruturais dos principais alinhamentos observados na bacia. Segundo RICCOMINI *et al.* (1992) são estruturas compreendendo dois conjuntos principais: **a)** o primeiro corresponde a estruturas de reativação de alinhamentos do Pré-Cambriano orientadas, em sua maior parte, para NNE, NNW, WNW e ENE com predominância de falhas normais ou inversas, mas podem apresentar componentes direcionais; **b)** o segundo conjunto de estruturas apresenta falhas de empurrão, dobras e juntas de cisalhamento, todas em escala mesoscópica. De acordo com RICCOMINI (1989) a cinemática destes

falhamentos deve estar relacionada a mais de um tipo de regime de esforços. Na Bacia de São Paulo, ainda segundo esse autor, os esforços principais, ou os mais evidentes, são compatíveis com o modelo de RIEDEL (1929), mas formando embaciamento através de hemi-grabens.

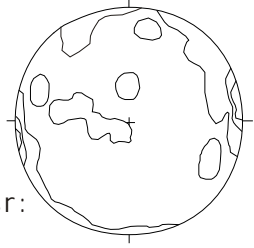
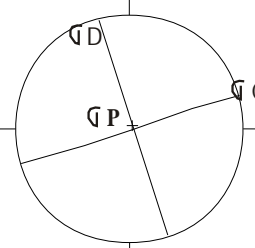
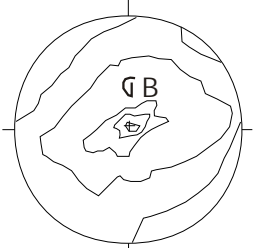
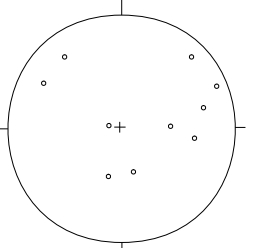
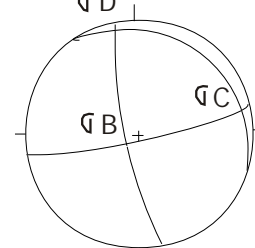
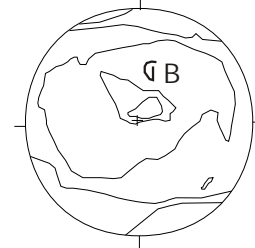
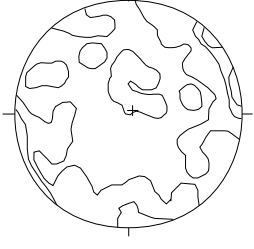
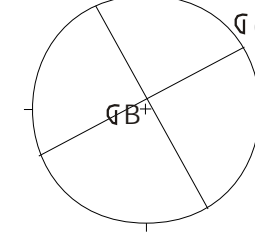
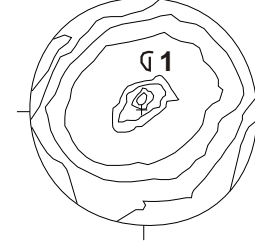
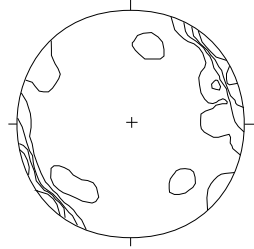
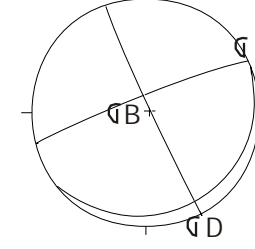
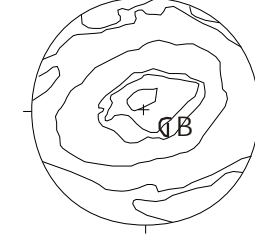
AB'SABER (1968) e SUGUIO (1980) apontam para a contemporaneidade entre reativações tafrogenéticas e mudança climática para condições semi-áridas, como condicionantes de controle da sedimentação e entulhamento da Bacia de São Paulo.

Na Formação Itaquaquecetuba, na Bacia de São Paulo, COIMBRA *et al.* (1983) mencionam o posicionamento lado a lado de rochas do embasamento e de sedimentos através de falhas normais orientadas segundo N70°-80°E, com mergulhos de alto ângulo para NW. Tal estruturação seria fruto de “reativação tectônica de falhas transcorrentes por mecanismos essencialmente tracionais”. Segundo esses autores a idade destes falhamentos remontaria ao Holoceno, em função de troncos fósseis ali encontrados.

A Formação Alexandra, proposta por BIGARELLA *et al.* (1959) e descrita como uma seqüência de depósitos sedimentares próximos à localidade homônima, na porção oriental da Serra do Mar, apresenta depósitos rudáceos na base e argilitos na camada superior além de lentes de arcósios em meio ao pacote argiloso. Foi inicialmente correlacionada à Formação Guabirotuba (BIGARELLA *et al.*, *op. cit.*) e também à Formação Pariquera-Açu (MELO, 1990). Novos estudos, no entanto, sugerem a não correlação desta formação com a Formação Guabirotuba. BESSA Jr. (1996) mostrou que a seqüência de sedimentos mais comum nesta formação é a intercalação de areias e lamas. Estas últimas seriam originárias de fluxo de lama, sugerindo fácies distais de leques aluviais. Também foram descritos depósitos fluviais de rios entrelaçados. Estas características são próprias de um possível paleoclima úmido, como sugerido por ANGULO (1995), diferentemente dos trabalhos pioneiros que sugeriram paleoclima semi-árido. LIMA & ANGULO (1990), através de análises de palinomorfos de camada argilosa com fósseis vegetais, determinaram uma idade entre o Mioceno inferior e o Mioceno Médio para a Formação Alexandra.

CAMPANHA *et al.* (1985) analisam o padrão de fraturamento das bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil, com exceção da Bacia de Curitiba, mostrando a notável coincidência dos *trends* estruturais entre cada uma delas, bem como a orientação dos eixos de tensão ( $\sigma$ ) que incidem sobre as mesmas. De maneira sucinta esta tipologia estrutural pode ser visualizada na figura 6.



	$T, \gamma \in \mathbb{B}$	$T, \gamma \in \mathbb{C}$	$T, \gamma \in \mathbb{D}$
<p>Srtz 1uv dý, 1ar^}, 9zr, ^rtvf sr:</p>	<p>a }, t1uv1f)r€ , t uv1- , %z- v€t,</p> 	<p>Uz.v v1uv1uvw...r ý, G1BN 1€t^ .tr ~ v€t, 1- ú&lt;? G1CN 1€t^...vuzú.z G1DN 1R}, €xr ~ v€t, 1- ú&lt;?</p> 	<p>a, tz ý, 1f...%ú%úú) uv1G1B1Rv€tý, ~ ú&lt;z- r:</p> 
<p>Srtz 1uv er^ sr†</p>	<p>A&gt;H&gt;BE&gt;CB&gt;CI 9HA1uru, t:</p> 	<p>A&gt;B&gt;BF&gt;FA&gt;F 9HA1uru, t:</p> 	<p>A&gt;BF&gt;FA&gt;A&gt;A 9BA1uru, t:</p> 
<p>Srtz 1uv cvtv€uv</p>	<p>(10 dados)</p> <p>A&gt;D&gt;G&gt;J 9HGuru, t:</p> 	<p>A&gt;BF&gt;FA&gt;A&gt;A 9BA1uru, t:</p> 	<p>A&gt;D&gt;F&gt;BA&gt;BF&gt;FA&gt;GF&gt;HF &gt; A 9HGuru, t:</p> 
<p>Srtz 1uv g, }†1 cvu, €ur</p>	<p>A&gt;D&gt;G&gt;J &gt; BC 9CD1uru, t:</p> 	<p>A&gt;D&gt;F&gt;BA&gt;BF&gt;FA&gt;GF&gt;HF &gt; A 9HGuru, t:</p> 	<p>A&gt;BA&gt;BF&gt;FA&gt;F &gt; A&gt;J &gt; F 9CD1uru, t:</p> 

$e^{a \cdot \mu} \cdot OUY? q | \mu \cdot \text{C} \text{Y} \pm \mu? \text{Y} \text{e}^? \text{e}^{2 \theta^a} \text{ac} - \pm? \text{Y} \pm \mu? - \text{C} \text{Y} \pm \mu? \text{Y}! ? \text{C} \text{e} \cdot \text{Y} \text{G} \text{a} \pm \theta \cdot \text{e} \mu? \text{P}! ? \text{QH}! ? \text{Y} \pm \mu? \text{Y}^a | \text{Y}^? \pm \mu?$   
 $\text{C} \text{Y} \pm \mu? \text{G} \text{a} \pm \theta \cdot \text{e}^? \text{RH}?? \text{e}^? \text{e}^? \text{e} \mu? \text{e} \text{e}^a \text{e} \mu? \text{Y}! ? \text{r} - \pm? \text{o} \text{e} \cdot \text{C} \pm \text{K} ? \text{se} \cdot \text{e} \text{e} \text{C} \text{K} ? \text{q} | \mu! \text{Y}! ? ! ? \text{u} \pm \text{C} \text{e}^? \text{q} | \text{Y} \pm \text{Y} \text{e} \text{C} \text{m} \text{e}?$   
 $\text{C} \text{Y}^a - \text{e}^? \text{a} \pm \theta \cdot \text{e}^? \pm \mu? \text{C} | \text{C} \mu \pm \text{C} | \mu? - \text{e}^{\text{o}a} - \pm \mu? | \mu \text{C} | - \pm? - \text{e}^? \text{ac} \text{Y} \pm \mu? \text{e}^? \text{C} \text{Y} \pm \mu? - \text{e} \pm \theta \pm? \text{C} ? \text{P} ? \text{G} - \pm \text{Y} \text{C} \text{Y} ! ?$   
 $b \text{ } l \text{ o } \text{ } m \text{ g } \text{ } ? ! \text{C} ? \text{e} \text{C} \text{MK} ? \text{PXWTH} ?$

#### 4.4 Feições e problemas geomorfológicos e morfoestruturais

Segundo HASUI (1990), corroborando ALMEIDA (1976), a morfogênese no Brasil decorreu essencialmente de processos tectônicos pós-Triássicos que envolveram soerguimentos, domos, formação de derrames vulcânicos, erosão e sedimentação. A Superfície Sul-americana atribuída ao início do Terciário (ALMEIDA, 1976), deu origem à esculturação do relevo atual, que pode estar relacionada à evolução das grandes bacias de drenagem atuais (HASUI, 1990).

HARALYI & DAVINO (1975) sugerem, através de dados gravimétricos, que a paleo-drenagem da Bacia do Paraná e do Karoo, na África, são o reflexo, na superfície, de um entumescimento generalizado, relacionado à evolução da área em questão.

Outros trabalhos, referentes à evolução da costa sudeste brasileira, colocam o início de sua evolução no Cretáceo Inferior (SIEDNER & MITCHELL, 1976; ASMUS & BAISCH, 1983). Tais trabalhos basearam os estudos de COX (1989), que ao analisar as principais drenagens que predominantemente fluem no sentido oposto ao do Oceano Atlântico, constata notória semelhança geomorfológica com aquilo que é observado na Província do Decan (Índia) e na Província do Karoo, no leste africano. Este autor sustenta que os altos topográficos da Serra do Mar e de Cape-Angola fazem parte de uma mesma estrutura dômica pré-separação continental, que os teria originado. Também WHITE & McKENZIE (1989) postulam a atuação de um *hot spot* na região sul-sudeste do Brasil e sudoeste da África, originando o rifteamento e a separação continental.

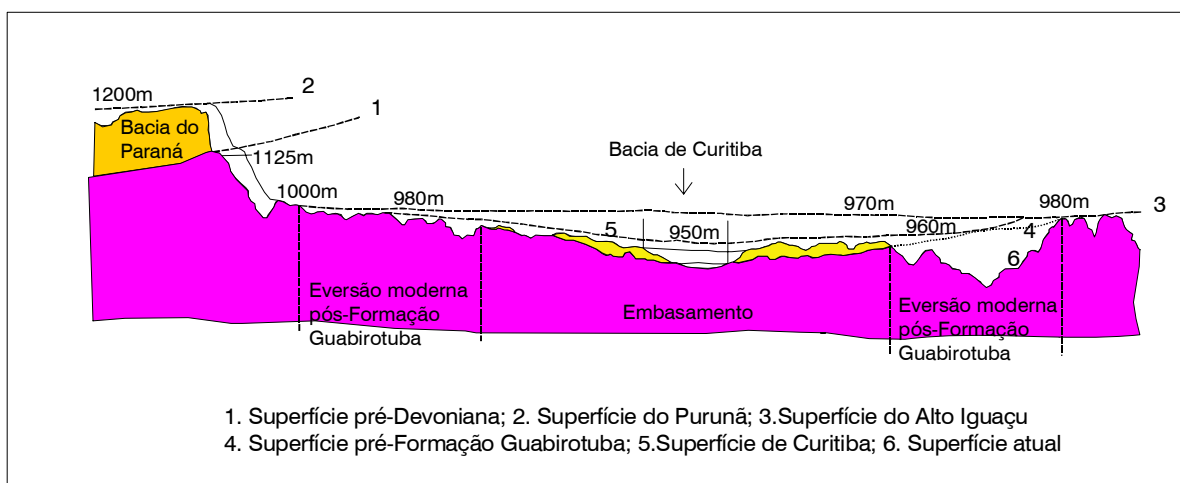
De acordo com McKENZIE (1984), o principal processo de *hot spot* com abrangência lateral superior ou maior de 2.000 km é o *underplating*, responsável por soerguimento epirogenético de vastas áreas continentais. Seria uma resposta isostática ao espessamento crustal, resultante da intrusão de grandes quantidades de magma básico, nas porções inferiores da crosta.

As regiões de margem passiva, tipo Atlântica, foram estudadas por WEISSEL (1990), que aponta a existência de escarpas erosionais semelhantes à da Serra do Mar nestes locais. Além disso o Planalto Atlântico, feição topográfica emersa na margem continental, também pode ter sido formada no mesmo processo de formação da Serra do Mar. Segundo ALMEIDA (1976) esta feição teria sido originada durante os processos de ruptura continental.

Ao observar que há uma diferença bastante acentuada entre as porções norte e sul da Serra do Mar, principalmente próxima ao paralelo 20° Sul, XAVIER *et al.* (1996) sustentam que isto seria fruto de diferenças tectônicas herdadas do Pré-

Cambriano, no Cinturão Móvel Costeiro, as quais condicionaram soerguimentos diferenciais no Mesozóico-Cenozóico.

Especificamente em relação à geomorfologia da região de Curitiba, AB'SABER & BIGARELLA (1961) sistematizaram o estudo das superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. Estabelecem especificamente para o planalto de Curitiba dois compartimentos, sendo o primeiro a “superfície Alto Iguaçu”, em consonância com MAACK (1947) e ALMEIDA (1955), definindo-a como "interplanáltica típica de pediplanação exorrêica". Neste local a elevação epirogenética do escudo permitiria a erosão e a abertura de um compartimento intermontano de eversão, com um posterior aplainamento e a “Superfície de Curitiba” por pediplanação predominantemente endorrêica, retomando em parte a Superfície Alto Iguaçu que corresponde à “Superfície Sul-americana” de KING (1956). Estes autores mencionaram, ainda, a existência da “Superfície Purunã” (Cretáceo Superior a Eoceno). A figura 7, mostra esquema sobre as diversas superfícies de aplainamento na região de Curitiba.



**Fig. 07: Superfícies de aplainamento na região da Bacia de Curitiba (mod. BIGARELLA et al., 1.961)**

BIGARELLA *et al.* (1965) explicam a geomorfologia da Bacia de Curitiba, como resultado de processos morfoclimáticos, com alternância de climas úmidos e secos, classificando as superfícies pediplanizadas (Pd) e as superfícies pedimentares (P).

AB'SABER (1966) caracterizou mais detalhadamente o planalto curitibano como colinoso, apresentando altitudes variáveis entre 880 e 930 m. Os relevos foram descritos como tipicamente de ondulações suaves e amplas planícies de inundação, que se estendem por mais de 800 km<sup>2</sup>. Essas planícies ocorrem em forma de calhas aluviais.

CANALI & MURATORI (1981), retomando a linha de BIGARELLA *et al.* (*op. cit.*), descrevem a morfologia atual como constituída por amplas colinas, articulada para talvegues de altitudes inferiores através de uma sucessão de patamares, cuja declividade é inferior a 6%. As encostas são dissecadas por talvegues menores que separam os remanescentes de pedimentos. Estes autores descreveram, ainda, o padrão dendrítico da drenagem, embora constatando que os coletores principais do rio Iguaçu sejam sub-paralelos, aproximadamente na direção N-S.

#### 4.5 Estratigrafia e geologia estrutural

As unidades litológicas que compõem a geologia regional podem ser observadas na figura 8 e são detalhadas a seguir.

##### 4.5.1 Embasamento

O embasamento da Bacia de Curitiba é formado pelo Complexo Setuva, e em sua maior parte pelo Complexo Costeiro ou o Complexo Atuba (SIGA JR. *et al.*, 1996). Este pode ser encontrado aflorante em meio a porções sedimentares da bacia.

O embasamento é formado essencialmente por migmatitos, porém ocorrem diversos outros tipos litológicos tais como paragnaisses, localizados por BIGARELLA & SALAMUNI (1959) a oeste, nordeste e norte da bacia; além de quartzitos, quartzo xistos, micaxistos, anfibolitos e gnaisses-granitos descritos por FUCK *et al.* (1967). BATOLA JR. *et al.* (1981) caracterizaram granulitos nesta unidade que também se encontram migmatizados e com sinais de retrometamorfismo.

De acordo com BASEI *et al.* (1992), os terrenos que formam o embasamento da Bacia de Curitiba, principalmente na sua porção sul, são formados por gnaisses bandados diferenciados, migmatizados, cujas características petrológicas permitem separá-los em **(a)** gnaisses com melanossoma formado por biotita-anfibólio gnaisse e leucossoma cuja composição é tonalito-granodiorítica e **(b)** gnaisses graníticos bandados com presença restrita de biotita.

Além dos gnaisses são observados remobilizados róseos, pegmatitos, quartzo-feldspáticos de natureza discordante. Também são encontrados corpos graníticos maiores anatéticos. Este complexo é considerado como Arqueano a Proterozóico Inferior, porém a presença de rochas geradas em ciclos tectono-metamórficos mais recentes é freqüente, inclusive com remobilizações no Ciclo Brasileiro. BASEI *et al.* (*op. cit.*) e SIGA JR. *et al.* (*op. cit.*), apontam idades de migmatização inicial no Paleoproterozóico (2.000 +- 200 Ma.) e remigmatização no

Neoproterozóico (600 +- 20 Ma.) quando as isothermas alcançaram temperaturas superiores a 500°C.

SOARES (1987) considerou o Complexo Costeiro como isócrono ao "Complexo Pré-Setuva". SALAMUNI (1991), ao estudar o Núcleo Betara, propõe o abandono do termo "Complexo Pré-Setuva", já que considerou que esta unidade é formada por um pacote de rochas tectonizadas, retrabalhadas a partir do próprio Complexo Costeiro e imbricadas tectonicamente com o Complexo Setuva.

O contato entre as rochas do Complexo Costeiro com as unidades sobrepostas é caracterizado, quando se trata dos ectinitos do Grupo Açungui, por uma tectônica de cisalhamento dúctil-rúptil de baixo ângulo. Este fato foi discutido por FUCK *et al.* (1967), que admitiam um contato através de falhas inversas de pequeno ângulo e por EBERT (1971), que mencionou xistos provenientes do imbricamento tectônico entre o embasamento e rochas sobrepostas. Esta idéia foi admitida por FIORI (1992), ao estudar o Anticlinal do Setuva.

O contexto geológico da Bacia de Curitiba pode ser visualizado em parte na figura 8, que mostra a distribuição das principais unidades geológicas do Vale do Ribeira até Curitiba.

De acordo com BASEI *et al.* (1992) os terrenos gnaíssico-migmatíticos configuram, entre o Cinturão Ribeira e o Cinturão Dom Feliciano, três entidades geotectônicas distintas: o Domínio (Cráton) Luís Alves (ou a microplaca Luís Alves), o Domínio Paranaguá (ou Cinturão Granitóide Costeiro) e o Domínio Curitiba (ou microplaca Curitiba). A segunda unidade é composta pelos granitóides intrusivos da Serra do Mar, entremeados por xistos, gnaisses e granulitos. Predominam nesta região granitos cálcio-alcalinos, biotita-granitóides além de leucogranitos, datados do Ciclo Brasileiro, cujos valores isotópicos estão distribuídos entre 620 e 450 Ma. (BASEI *et al.*, 1990).

Estruturalmente o embasamento da Bacia de Curitiba, ou Domínio Curitiba, é constituído por metamorfitos cuja feição principal é uma superfície Sn, penetrativa, normalmente orientada para NE-SW, com mergulhos maiores do que 45° para NW. Segundo FUCK *et al.* (1967) os migmatitos e as rochas metamórficas associadas estão orientadas geralmente segundo ENE, podendo variar entre N10E e EW e até entre N20W e N40W, geralmente com planos verticalizados. As características tectônicas destes planos demonstram que os mesmos devem ter sido originados através de cisalhamento simples dúctil a dúctil-rúptil.

Superimposta a estes planos há uma deformação de natureza rúptil a rúptil-dúctil, orientada subparalelamente à superfície Sn, possivelmente ligada a eventos transcorrentes, posteriores à justaposição dos terrenos.



Na área do embasamento da bacia são observados alinhamentos estruturais pertencentes ao sistema transcorrente regional, direcionados a NE-SW, paralelos aos contatos tectônicos das grandes unidades geológicas presentes na região em análise.

A estruturação predominante no embasamento da Bacia de Curitiba é uma foliação  $S_n$  de características dúcteis, nos granitóides (leucogranitos), gnaisses granulíticos e gnaisses bandados migmatíticos (SIGA JR. et al., 1995). Tais planos correspondem a uma foliação de transposição, gerada por cisalhamento dúctil. Esta superfície apresenta geralmente altos ângulos de mergulhos, ora orientados para NW ora para SE. Uma superfície anterior é observada ( $S_{n-1}$ ), pouco preservada nos litotipos observados. Esta encontra-se em baixo ângulo de mergulho em relação à  $S_n$ .

As lineações observadas são decorrentes da interseção de ambos os planos foliares e também do estiramento mineral. Este último está posicionado em baixo ângulo de mergulho, sugerindo uma tectônica de cisalhamento, com importante componente lateral ou direcional. Este embasamento constituiria parte do Domínio Curitiba, mencionado por SIGA JR. (*op. cit.*), que constituiria um bloco tectônico, limitado às seqüências proterozóicas do Complexo Setuva e Grupo Açungui. A articulação entre ambos se faz tectonicamente através de falhas de empurrão provavelmente reativadas, em parte, por movimentos direcionais.

A definição de grandes compartimentos estruturais ou blocos tectônicos para o leste paranaense foi inicialmente proposta por GÓES *et al.* (1985). Cada um dos compartimentos seria limitado por zonas de falha transcorrente, melhor exemplificada pela Falha da Lancinha (ou Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão - SALAMUNI, 1995). Estas falhas transcorrentes, transpressivas de acordo com FASSBINDER (1996), afetam indistintamente litotipos do embasamento e da cobertura metassedimentar proterozóica.

ZALÁN *et al.* (1988) demonstra a reativação do lineamento Lancinha-Cubatão através de formações paleozóicas da Bacia do Paraná, enquanto que FIORI (1987) observa diques de diabásio cretácicos deslocados pela movimentação deste lineamento.

Estas reativações demonstram que todo o sistema transcorrente regional deve ter sofrido movimentações posteriores ao Proterozóico.

#### **4.5.2 Intrusivas básicas (diques)**

Os tipos litológicos referidos neste item são, na região em análise, exclusivamente dos diques de rochas básicas associadas ao Arco de Ponta Grossa, que trata-se de uma mega-estrutura tectônica de arqueamento bastante evidenciada em perfis geofísicos continentais.

O Arco de Ponta Grossa, está direcionado para NW-SE, situando-se de forma mais proeminente entre os Lineamentos São Jerônimo-Curiuva e Rio Alonzo (FERREIRA, 1982), corroborando as observações de MARINI *et al.* (1967) que determinaram uma faixa de 70 km de largura onde a incidência de diques é maior. De acordo com este autor e ALMEIDA (1983), tal estrutura estaria sendo soerguida desde o Devoniano, sendo mais pronunciado durante o Triássico e Jurássico e posteriormente durante o Cretáceo.

Segundo ALMEIDA (1967) o desenvolvimento deste arco foi concomitante à Reativação Wealdeniana, responsável não só pelo vulcanismo na Bacia do Paraná e bacias costeiras, mas também por grandes fraturas e falhas distensionais paralelas ao eixo NW, transversais às estruturas do embasamento.

Os diques são, em geral, subverticais a verticais e cortam tanto os sedimentos da Bacia do Paraná como o embasamento Pré-Cambriano na porção oriental do arco. Na região de Curitiba, os diques estão intrudidos em granitos alcalinos da Serra do Mar; em xistos, gnaisses e migmatitos do Complexo Atuba (ou Complexo Costeiro), e em unidades proterozóicas localizadas a norte-nordeste da Bacia de Curitiba.

Nesta região os diques apresentam espessuras médias variáveis entre 20 e 100 m e são representados predominantemente por diabásios (andesi-basaltos) constituídos essencialmente de plagioclásio, piroxênios, óxidos de Fe e Ti e subordinadamente pirita e calcopirita (RAPOSO, 1995). Apresentam idades entre 117 e 147 Ma. (AMARAL *et al.*, 1966), com valor médio de 132 +- 10 Ma., segundo datações K-Ar (PINESE, 1989).

Os falhamentos que comportam os diques, na região de Curitiba, apresentam direções médias entre N40°-70°W (PUTZER, 1953.) mas podem estar orientados de forma não usual com direções N-S e E-W.

O Arco de Ponta Grossa e o enxame de diques controlam a escultura da paisagem na faixa onde ocorrem. A drenagem em escala regional por eles controlada, apresenta padrão paralelo. Os diques podem ressaltar na topografia quando as encaixantes são menos resistentes ao intemperismo e à erosão.

A análise paleomagnética dos diques no Arco de Ponta Grossa revelou a ocorrência de mais de um episódio intrusivo nas diversas áreas analisadas (RAPOSO, *op. cit.*). Além disso a ocorrência de diques com orientação diversa de NW demonstra a existência, já naquele momento, de fraturas abertas ou que tenham sido sistemas reativadas de forma extensional.



### **4.5.3 Sedimentos cenozóicos: Formação Guabirotuba e outras**

#### **4.5.3.1 Generalidades**

Poucos autores dedicaram-se ao estudo aprofundado das características geológicas da Bacia de Curitiba. Os trabalhos que trouxeram real conhecimento desta área se devem inicialmente à J.J.BIGARELLA e R.SALAMUNI, os quais tiveram continuidade graças ao Projeto Carta Geológica do Paraná.

Antes dos trabalhos sistemáticos observações pioneiras feitas por SIEMIRADZKI (1898) levantam a hipótese de origem tectônica para explicar a presença da pequena bacia flúvio-lacustre do alto Iguaçu. Em esquema apresentando o provável primeiro perfil geológico do Estado do Paraná, menciona que a bacia é típica de "ângulo de falha". OLIVEIRA (1927) apresentou descrição mais detalhada do conjunto, considerando os depósitos de Curitiba formados em ambiente lagunar no Plioceno e descrevendo as características litológicas dos argilitos locais. Cita, também, o "sincronismo" entre estes depósitos e "as argilas da cidade de São Paulo".

A idade pliocênica é corroborada por CARVALHO (1934), que acreditava, porém, que os sedimentos foram originados em antigos aluviões do alto rio Iguaçu e de seus afluentes de cabeceira. Esta hipótese também foi aceita por OLIVEIRA & LEONARDOS (1943).

A idéia de uma origem flúvio-lacustre foi retomada por MAACK (1947), descartando a hipótese da origem glacial, proposta por CARVALHO (1934). Igualmente AB'SABER (1957), ao comparar a Bacia de Curitiba e a Bacia Sedimentar de São Paulo propõe, para ambas, origem em pequenas e sucessivas fases lacustres através de "uma atividade tectônica mais intensa do que a velocidade da sedimentação fluvial". O autor acha impossível explicar a espessura dos depósitos nas cabeceiras do rio Tietê, na Bacia de São Paulo, caso não se utilize "uma argumentação tectônica". Sua hipótese é que a Bacia de São Paulo seja uma bacia flúvio-lacustre de soleira tectônica.

ALMEIDA (1952) observou que as camadas de Curitiba, assim como as de São Paulo, indicam um episódio sedimentar antigo, processado em rede de drenagem essencialmente idêntico à atual.

Constituem a bacia, de acordo com BIGARELLA & SALAMUNI (1962) três compartimentos diferenciados:

- a) seu embasamento, formado por rochas do Complexo Cristalino (rochas metamórficas do Arqueano e Proterozóico Inferior) (no mesmo sentido do Complexo Atuba de SIGA JR. *et al.*, 1996);
- b) depósitos sedimentares (argilitos e arcósios, principalmente), considerados plio-pleistocênicos;
- c) depósitos alúvio-coluvionares (depósitos de várzea do Holoceno), relacionados aos trabalhos dos rios existentes na área.

#### 4.5.3.2 Formação Guabirota

BIGARELLA & SALAMUNI (1962) designaram formalmente os sedimentos do Quaternário antigo de Formação Guabirota, a qual ocorre numa área de cerca de 3.000 km<sup>2</sup>. Há que salientar, porém, que esta denominação já havia sido usada por esses autores em BIGARELLA *et al.* (1961). Os materiais constituintes desses sedimentos foram determinados como argilitos, seguindo-se os arcósios e depósitos rudáceos, além de pequenos horizontes de caliche, anteriormente interpretados como margas. Todas estas litologias foram descritas como materiais inconsolidados ou "quando muito, endurecidos por soluções de carbonato de cálcio". Para estes autores, a sedimentação é típica de leques aluviais e depósitos fluviais, ou, ainda, possivelmente de *playa*, cujas espessuras não ultrapassam os 60 m, apresentando coloração original cinza-esverdeada.

LOPES (1966) caracteriza a discordância entre os sedimentos da Formação Guabirota sobre o embasamento cristalino como do "tipo *non-conformity*". O autor resume os conhecimentos descrevendo com detalhe os constituintes litológicos da Bacia. Além dos argilitos, cujo acamamento é grosseiro, ocorrem areias arcosianas e arcósios propriamente ditos em camadas descontínuas e lenticulares de espessuras muito variáveis. Nas regiões periféricas da bacia podem ser encontrados depósitos de cascalhos, geralmente contendo seixos angulares. Cita a ocorrência ainda de seixos nos próprios argilitos, cuja natureza pode ser migmatítica, pegmatítica, quartzítica até de diabásio provenientes de diques.

BECKER (1982) resumiu o conhecimento existente a respeito da geologia da Bacia de Curitiba aprofundando-o no sentido sedimentológico e estratigráfico. É um trabalho de consulta obrigatória para a formulação de uma idéia da origem e evolução dos depósitos Cenozóicos desta região. Para a autora, o "caráter afossilífero dos sedimentos" e a inexistência de camada guia torna difícil a análise estratigráfica sugerindo, neste caso, que há necessidade da interpretação geomorfológica para a resolução dos problemas. Cita o papel preponderante das mudanças climáticas na evolução sedimentológica da Bacia, retomando as idéias de BIGARELLA & MOUSINHO (1965). Estas mudanças climáticas propiciaram o aparecimento de inconformidades erosivas dentro da bacia, que permitiriam a identificação de nova seqüência sedimentar diferenciada da Formação Guabirota clássica de BIGARELLA & SALAMUNI (1962). A esta nova unidade denominou de Formação Tinguís.

Em relação à Formação Guabirota, BECKER (*op. cit.*), além dos argilitos e areias arcosianas, faz referência aos depósitos rudáceos e às impregnações de carbonatos de cálcio (caliche), antes consideradas como margas por BIGARELLA & SALAMUNI (1959). Corrobora, por sua vez, com as menções de COUTINHO (1986) e

SPITZNER, sobre a presença de lantanita e outras terras raras, tais como neodímio, praseodímio, gadolínio, samário e európio. As soluções contendo terras raras poderiam, de acordo com a autora, ser provenientes tanto de rochas graníticas situadas a leste e nordeste da bacia, como também de áreas graníticas situadas a norte e noroeste, de corpos intrudidos tanto no Complexo Setuva quanto no Grupo Açungui.

TRESCASES *et al.* (1986) descrevem com detalhes as terras raras da Formação Guabirota, definindo como ocorrem as lantanitas nos sedimentos. Os carbonatos da bacia aparecem tanto como camadas margosas em meio aos argilitos como através de calcretes que estão em fissuras. Os principais elementos encontrados são o Nd, o La e o Eu, concentrados sobre os calcretes, havendo depleção em Ce. Esta acumulação deve-se a uma história poligenética, incluindo uma laterização sucedânea à formação dos calcretes. Outra observação importante é que o perfil de alteração da Formação Guabirota, incluindo a laterização, não deve ter sido causado pelo intemperismo contemporâneo, dado que os limites dos diferentes horizontes estão truncados pela topografia.

FORTIN (1989) e FORTIN *et al.* (1989) aprofundaram as pesquisas a respeito das lantanitas mostrando que as mesmas estão sempre próximas ao perfil genérico de alteração na superfície topográfica. Este perfil foi descrito da base para o topo como segue:

- sedimentos inalterados compostos de esmectitas, illita e secundariamente por caulinita, quartzo e feldspatos potássicos e sódicos;
- calcretes e dolocretes (3 - 5 m) formados por nódulos maciços ou friáveis em uma matriz argilosa;
- horizonte lantanítico (0,3 m) onde os cristais de elemento de terras raras carbonáticos aparecem como concreções milimétricas a centimétricas ou como uma película milimétrica de cristais achatados colocados na face superior de calcretes e dolocretes;
- horizonte cinza-amarronado (6 m) composto de esmectita, illita, caulinita, quartzo e feldspato potássico e sódico;
- horizonte cinza-avermelhado (2 m) composto de caulinita, illita e esmectita, quartzo e feldspato potássico;
- horizonte oxidado (0,5 m) composto de caulinita, illita e quartzo, hematita e gibbsita.

O perfil de alteração é caracterizada por **(a)** horizonte basal de acumulação de carbonato e **(b)** horizonte superficial.

As camadas arcossianas, em formas lenticulares e tabulares, alternam-se com as de argilito. Nestes sedimentos arcossianos, cuja quantidade de feldspato chega até a 40 %, a estratificação é incipiente, por vezes entrecruzada. De acordo com

COIMBRA *et al.* (1996) são as areias que apresentam estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte. Os depósitos rudáceos, normalmente, encontram-se na base das seções estratigráficas, ocorrendo mais freqüentemente na periferia da bacia e raramente nas suas porções centrais, enquanto que os “argilitos são mais importantes nestas últimas e menos proeminentes nas áreas periféricas”.

BECKER (1982) mediu a direção de estratos cruzados, aproximadamente na porção central da bacia, observando direção de transporte local da Formação Guabirota ora de WNW para ESE ora de S para SW. Segundo a autora estes estratos estariam localizados na margem direita do eixo da antiga drenagem responsável pelo preenchimento da bacia. COIMBRA *et al.* (*op. cit.*) mencionam sentidos de paleocorrentes de NE para SW, localizando a borda de soerguimento principal e provável área fonte da bacia.

#### **4.5.3.3 Formação Tinguís e Formação Boqueirão**

BECKER (*op. cit.*) subdividiu e redefiniu a Formação Guabirota, sugerindo a denominação de Formação Tinguís para a porção superior deste pacote sedimentar, ratificando a observação de BIGARELLA *et al.* (1975), que mencionaram a possibilidade de subdivisão em dois membros.

A Formação Tinguís seria formada por sedimentos arenosos, arcossianos e siltico-argilosos, da própria Formação Guabirota, retrabalhados, em clima semi-árido. O contato entre ambas é discordante erosivo, através de uma superfície irregular. Anteriormente estes sedimentos foram considerados, por BIGARELLA & SALAMUNI (1962), como produtos de intemperismo *in situ* da própria Formação Guabirota. A Formação Tinguís apresenta estratificação incipiente eventualmente com seixos, litologicamente heterogêneos. Tais sedimentos podem estar recobertos por uma seqüência de sedimentos arenosos de coloração esbranquiçada a castanha, com seixos esparsos na sua matriz. A autora menciona ainda a existência de uma outra unidade estratigráfica, denominada Formação Boqueirão, que seria constituída predominantemente por areias e cascalhos, separada dos depósitos mais recentes de várzea, considerados como holocênicos, porém não há descrição da seção-tipo. A Formação Boqueirão teria sido depositada durante o Pleistoceno Superior em amplos vales com canais anastomosados.

#### **4.5.3.4 Formação Piraquara**

Esta unidade foi proposta por COIMBRA *et al.* (1996) e é caracterizada por testemunhos isolados em posição de topo em colinas na área da bacia. É constituída por areias e argilas com estratificação plano-horizontal granodecrescente, apresentando marcas de raízes e com cores avermelhadas a esbranquiçadas. De acordo com os autores

estes depósitos são atribuídos a sistemas fluviais meandantes, contendo argilas de planícies de inundação intercaladas com areias de rompimentos de diques marginais. O contato com a Formação Guabirota é brusco, podendo haver contatos gradacionais através de intercalações de sedimentos arcóicos.

A Formação Piraquara difere da Formação Tinguis porque esta seria proveniente da ação intempérica sobre a Formação Guabirota e aquela por deposição fluvial.

#### **4.5.3.5 Interpretações sobre a idade da Bacia**

ALMEIDA (1952) posicionou as “camadas de Curitiba” no Plioceno em função da correlação com as “camadas de São Paulo”, corroborando as idéias de CARVALHO (1934), OLIVEIRA & LEONARDOS (1943) e MAACK (1947).

BIGARELLA & SALAMUNI (1962) atribuem a idade plio-pleistocênica para os depósitos da Bacia de Curitiba como sendo a mais provável em função das suas superfícies de erosão, mas não descartaram a possibilidade de ampliação destas idades até o Terciário Médio. Esta hipótese foi baseada, em parte, na ampla revisão das idéias de trabalhos mais antigos, inclusive daqueles a respeito de outros depósitos cenozóicos no Brasil.

AZEVEDO (1981), ao constatar a ocorrência de microfósseis pertencentes ao grupo dos *thecamoebianos*, sugere que pelo menos a porção superior da Formação Guabirota seja de idade pleistocênica.

BECKER (1982), por sua vez, posiciona a sedimentação e o retrabalhamento dos sedimentos da bacia entre o Plioceno Inferior (Formação Guabirota) e o Pleistoceno Inferior (Formação Tinguis).

#### **4.5.3.6 Paleoambiente e paleogeografia**

BIGARELLA & SALAMUNI (1957) consideraram inicialmente a Bacia de Curitiba como formada em ambiente flúvio-lacustre sob clima árido a semi-árido, com base na ocorrência de margas (ou caliches) entre os argilitos. Posteriormente, com o avanço dos estudos, BIGARELLA *et al.* (1961) e BIGARELLA & SALAMUNI (1962), definiram o ambiente de sedimentação da Formação Guabirota, como típico de ambiente semi-árido, “em sítio propício ao desenvolvimento de extensos leques aluviais” marcados por canais efêmeros de dimensões variadas. Os leques, ao penetrarem em direção ao centro da bacia, cediam lugar a ambiente do tipo *playa-lake*, os quais preenchiam os vales que formavam a calha da bacia. BECKER (1982) ratifica estas idéias confirmando que a sedimentação teria sido proveniente de leques aluvionares coalescentes associados a um sistema de drenagem anastomosado ao lado de extensas *playas*.

O argumento que BIGARELLA & SALAMUNI (*op. cit.*) utilizaram em favor deste tipo de ambiente se baseou no tipo de sedimento da Formação Guabirotuba, com elevado teor de clásticos finos, gerados pela decomposição química das rochas cristalinas e das partes altas em torno dos vales. A geração destes sedimentos teria ocorrido em clima úmido, porém seu transporte e deposição teria se dado sob condições climáticas semi-áridas, quando a cobertura vegetal seria inexpressiva. Assim se explica a grande quantidade de cristais de feldspatos, alterados ou não, nos sedimentos da Formação Guabirotuba. No ambiente semi-árido desta formação as chuvas concentradas, encontrando o solo desprotegido, distribuíam-se na superfície através de torrentes carregadas de lama e detritos.

A alternância ou oscilação climática foi sugerida por BIGARELLA & SALAMUNI (1957 e 1962) e comprovada, em parte, pela constatação da existência dos Thecamoebianos, que se desenvolvem em clima úmido. AZEVEDO (1981) supõe que no Pleistoceno houve nova mudança climática com um ambiente propício ao desenvolvimento abundante de animais e vegetais inferiores de modo que a ocorrência de esporos e pólenes associados permitiria a correlação do clima daquela época ao clima atual.

#### **4.5.3.7 Tectônica**

A hipótese do preenchimento sedimentar através de um represamento tectônico, efetivado através da soma de pequenos falhamentos em zonas ocidentais da bacia, já havia sido considerada por SIEMIRADZKI (1898).

MAACK (1947) explica a evolução do Terciário do Paraná, onde está incluída a Bacia de Curitiba, como um período de movimentos tectônicos que equilibram tensões da crosta terrestre relacionadas à orogenia andina através de falhamentos na borda oriental do continente. Cita o autor as diferenças notáveis de nível nas falhas observadas na Serra do Mar, ao longo das falhas longitudinais.

Outra citação referente à origem tectônica da Bacia foi feita por BIGARELLA & SALAMUNI (1957). De acordo com esses autores, durante o Pleistoceno, o rio Iguaçu teria sofrido "represamento tectônico" em seu curso, em um ponto ainda desconhecido a jusante de Curitiba", causando inundação de vastas áreas e originando a bacia sedimentar e, posteriormente, a erosão continuada do rio teria rompido a barragem natural. No Holoceno teria havido recorrência da atividade tectônica, formando novo represamento e originando as extensas várzeas atuais.

BIGARELLA & SALAMUNI (1962), porém, retificam esta idéia, dando importância secundária às causas tectônicas que influenciaram na gênese da bacia. Mesmo assim reconhecem estruturas nos sedimentos, tais como falhas inversas de pequeno rejeito "em Quatro Barras, ao longo da BR-2". Segundo esses autores "a soma de

rejeitos de uma série de pequenas falhas (...) no assoalho da bacia poderia explicar (...) a sutil trama da tectônica de falhas que respondeu pela gênese da bacia e que teria decretado o espessamento sub-regional da Formação Guabirotuba”. Assim, acham plausível que pequenos falhamentos na zona ocidental da bacia, tivessem contribuído para “um represamento da drenagem, que facultasse o preenchimento” da calha da Bacia.

FORTIN (1989) já observou que a Bacia de Curitiba está limitada por duas grandes estruturas rúpteis regionais: um falhamento a norte com direção NE-SW e uma a leste com direção N-S, que a coloca em contato com os maciços graníticos da Serra do Mar. Esta autora mencionou, também, que a atividade tectônica relacionada à abertura do Atlântico provavelmente influenciou na formação da Bacia de Curitiba em função da movimentação de falhas regionais no Terciário superior.

#### **4.5.4 Coberturas colúvio-aluvionares**

BIGARELLA & SALAMUNI (1962) mencionaram depósitos das planícies de inundação e os baixos terraços, marginais às várzeas holocênicas, como uma segunda formação mais recente depositada sobre a Formação Guabirotuba. Estes autores descreveram estes depósitos, pós-Guabirotuba e subjacentes aos depósitos aluvionares, como formados essencialmente por uma camada de espessura variável desde poucos decímetros até mais de um metro, de seixos subangulares e subarredondados predominantemente de quartzo e quartzito. Estes depósitos são considerados provenientes do retrabalhamento de antigas cascalheiras da Formação Guabirotuba, e que corresponderiam à Formação Tinguis de BECKER (1982). Tais depósitos marcariam uma fase de clima semi-árido, que pode ter se tornado progressivamente mais úmida.

Sobrepostas a estes cascalhos ocorrem camadas de pequenas espessuras constituídas por silte e argila, ligados a uma fase de clima úmido atual ou sub-atual.

Para BIGARELLA e SALAMUNI (*op. cit.*) os depósitos recentes, aluvionares, foram sedimentados por rios meandrantos e por extensas inundações nas várzeas. Estes depósitos apresentam características granulométricas variadas, porém os horizontes que podem ser considerados rudáceos são poucos, sendo rara a presença de seixos.

LOPES (1966) salientou as vastas planícies aluvionares, principalmente ao longo das drenagens secundárias afluentes do rio Iguaçu, tais como os rios Verde, Passaúna, Barigui e Belém. Descreveu estes sedimentos como essencialmente arenosos, havendo camadas de argilas com elevado teor orgânico e apresentando em geral estratificação plana e, de forma localizada, estratificação cruzada.

BECKER (1982), no entanto, separou os sedimentos arenosos não situados exclusivamente no “plano aluvional”, definindo-os como Formação Boqueirão, já anteriormente mencionada. Para a autora, os sedimentos aluvionares, de idade holocênica, são muito pobremente selecionados.

#### **4.5.5 Dados geofísicos da Bacia de Curitiba**

O levantamento gravimétrico no município de Curitiba foi realizado por GEMAEL & DOUBEK (1975) permitindo gerar o mapa de anomalias Bouguer da bacia dentro do município de Curitiba. Foram executadas cerca de 800 estações gravimétricas, em uma área de 432 km<sup>2</sup>, porém com um *grid* não homogêneo.

O mapa produzido por aquele trabalho foi utilizado por MURATORI *et al.* (1982) para a interpretação da morfologia do embasamento. Estes autores concluíram que a espessura dos sedimentos é variável, sendo maior na sua porção leste e central, tendo por referência a área do município. Tal assertiva é demonstrada no trabalho em questão, através de perfis de direção ENE-WSW, que seccionam algumas anomalias gravimétricas interpretadas genericamente como descontinuidades estruturais inseridas no embasamento.

A figura 9 mostra as curvas isogálicas obtidas por GEMAEL & DOUBEK (*op. cit.*), onde é possível observar que as porções avermelhadas representam os valores mais baixos de anomalias e portanto onde o embasamento está mais próximo da superfície. Por outro lado as faixas gradientes das curvas demarcam zonas onde há descontinuidades importantes do embasamento.

Nas seções posteriores este mapa será objeto de análise juntamente com outros de diferentes temáticas, com o intuito de se fazer uma comparação entre os diferentes resultados obtidos dos estudos.





## 5. A BACIA DE CURITIBA

### 5.1 Generalidades

A região de Curitiba é formada geologicamente por distintas unidades lito-estratigráficas que, em parte, constituída em parte pelo embasamento e em parte pelos sedimentos que preenchem a calha da Bacia de Curitiba (Quadro 3).

IDADE	UNIDADE GEOLÓGICA	LITOLOGIA PRINCIPAL
Quaternário (superior) - Holoceno	Aluviões e depósitos coluvionares secundários	Depósitos arenosos pouco selecionados a selecionados, friáveis e em parte com matriz argilosa
Quaternário (inferior) - Pleistoceno a Holoceno	Formação Tinguis	Colúvios argilosos, cascalheiras e lentes de areias arcossianas
Pleistoceno (?) Terciário (superior) - Mioceno a Plioceno	Formação Guabirota	Depósitos argílicos pouco consolidados, areias arcossianas, depósitos rudáceos com matriz areno-argilosa, lentes de areias quartzosas e depósitos carbonáticos restritos (calcretes e caliches)
Jurássico-Cretáceo	Formação Serra Geral	Diques de diabásio e dioritos
Proterozóico superior a Cambriano	Maçãos graníticos da Serra do Mar	Granitos alcalinos
Proterozóico superior	Grupo Açungui (Formação Capiru)	Quartzitos, filitos e mármore dolomíticos e calcíticos
Proterozóico inferior a Arqueano	Complexo Costeiro ou Domínio Curitiba ou Domínio Atuba	Migmatitos, ortognaisse, xistos, quartzitos restritos e granitos orogênicos deformados

Quadro 3: Coluna estratigráfica da região de Curitiba

Como embasamento são descritas as rochas cristalofílicas do Complexo Costeiro, ou Domínio Curitiba (BASEI *et al.*, 1992), e os metassedimentos do Grupo

Açungui (Formação Capiru) localizados a norte, noroeste e oeste da bacia. De forma restrita, também podem ser mencionados os diques básicos de idade mesozóica. Os sedimentos que preenchem a bacia são pertencentes às formações Guabirota e Tinguis, além dos sedimentos colúvio-aluvionares recentes.

Cada uma destas unidades do embasamento e das coberturas sedimentares são descritas neste capítulo.

## **5.2 O embasamento**

Para o melhor entendimento do substrato da Bacia de Curitiba é necessária uma abordagem generalizada de suas características geológicas. Serão descritos neste capítulo a geometria e o contorno morfoestrutural da calha da bacia, as características litológicas de seu preenchimento, bem como sua conformação estrutural antiga e recente.

### **5.2.1 Geometria e o contorno estrutural**

A calha da Bacia de Curitiba é uma depressão alongada, cuja direção aproximada é N40°-50°E. Dados de sondagens para água subterrânea mostram que as maiores profundidades estão localizadas na porção centro sul da bacia, onde se posicionam as depressões mais acentuadas.

BIGARELLA *et al.* (1961) mencionaram que o embasamento da bacia era constituído por um amplo vale, relativamente raso, com não mais que 100 m de profundidade. A conformação em vale, que pressupõe a existência de uma paleodrenagem, ou seja, um paleo rio Iguaçu, com uma declividade semelhante à atual, não é sustentada pela arquitetura da base da bacia apresentada neste capítulo.

O estudo do contorno estrutural do embasamento foi calcado em dados de sondagens e de afloramentos das rochas cristalinas, que afloram no meio aos sedimentos que preenchem a bacia.

Os dados de sondagens para água subterrânea foram selecionados a partir de um total de 770 poços tubulares profundos, perfurados entre os anos de 1950 e 1990 no município de Curitiba e circunvizinhanças, por diversas companhias sondadoras, principalmente pela Companhia T.Janér. Estudos possibilitaram a determinação da cota do contato entre o embasamento e o pacote sedimentar sobreposto em cada um dos pontos, visto que a espessura dos sedimentos e a cota da superfície de cada um deles são conhecidas.

Em uma segunda etapa estas sondagens foram georeferenciadas. Embora alguns desses poços já estivessem localizados por trabalho desenvolvido pelo IAP

(Instituto Ambiental do Paraná), foi necessária a revisão da localização espacial de vários deles. Desta forma, a correção do posicionamento daqueles poços e dos demais ainda não localizados foi efetivada por levantamentos de campo com auxílio de um GPS de mão, cuja imprecisão (ou desvio padrão) está entre 20 e 100 m.

Do total de dados foram selecionados 224 perfis de sondagens, os quais apresentaram um bom grau de confiabilidade nas suas descrições litoestratigráficas. Acrescidos a esses dados foram utilizados 176 pontos de levantamentos geológicos de superfície, os quais serviram para a determinação da cota do embasamento aflorante, principalmente na porção norte da área; além de 700 pontos, descritos em fichas de sondagens geotécnicas realizadas pela Companhia de Recursos e Pesquisa Mineral (inédito), para a determinação da cota do embasamento na porção sul da área. A localização dos poços tubulares e dos pontos de descrição de afloramentos estão representadas na figura 10.

Para que os dados constituíssem um conjunto homogêneo, com o mínimo de distorções, os mesmos foram testados estatisticamente, a fim de se aquilatar com maior clareza as tendências locais, quanto às zonas de maior profundidade e eventuais anisotropias direcionais da própria calha. Para tanto empregou-se o método de análise estatística com análise de superfície de tendências, com posterior regressão polinomial de 2º e 3º grau (figura 11), modificada de SALAMUNI et al. (1997), que possibilitou a montagem de modelos semi-realísticos do terreno. Para os resíduos foi utilizado o método do inverso da distância ao quadrado (IQD) (DAVIS, 1986), através do programa automático SURFER for WINDOWS, versão 6.0 (GOLDEN SOFTWARE, 1995). Os ajustes das superfícies foram feitos a partir de regressões lineares múltiplas com o programa SYSTAT for WINDOWS, versão 5.01 - Módulo MGLH (SYSTAT, INC., 1993).

O método da análise de superfície de tendências regionais evidenciou padrões de variações sistemáticas existentes na área definindo, não só as grandes mudanças mas as pequenas flutuações, aparentemente não ordenadas, impostas aos padrões mais gerais. Estas mudanças menores são visualizadas através do mapa de valores residuais (figura 12). Com esta análise foi possível separar os dados em dois componentes: um de natureza regional, representado pela própria superfície, e outro que revela as flutuações locais.



Estas superfícies e os respectivos desvios foram examinados para verificar suas implicações espaciais. Para detecção de anomalias locais foram calculadas as superfícies de 2º grau com os respectivos mapas de resíduos positivos e negativos. Através do mapa de resíduos verificou-se que os dados estão pouco ajustados nas porções leste e noroeste da área, porém no todo, a região apresenta um bom ajuste.

Assim sendo, foi possível corroborar a idéia de que a Bacia de Curitiba é formada por uma calha estrutural principal no embasamento, alongada na direção NE-SW, com pequena profundidade. A porção do mapa de contorno estrutural que delimita a calha segue desde o nordeste da área estudada até a porção central da mesma.

Na porção centro sul há uma área mais rebaixada na topografia, significativamente mais espreada, alongada na direção E-W, que muda a conformação da própria calha da bacia sedimentar.

A superfície de tendência indica que, não obstante a conformação central abatida da bacia, há ocorrência de altos intermediários ou intervenientes, correspondentes a blocos do embasamento adernados, por vezes expostos, que promoveram o isolamento de depressões cujos diâmetros são reduzidos (figuras 15a e 15b).

A calha da bacia pode apresentar altitudes mínimas do embasamento de 820 m sobre o nível do mar, mas suas altitudes médias estão na faixa dos 870 m. As ombreiras aflorantes da bacia possuem altitudes médias entre 890 e 900 m, alcançando até 1140 m nas áreas mais altas a leste e sudeste. Estas últimas representam as vertentes ocidentais da Serra do Mar que determinam um alto estrutural significativo em termos regionais.

A regressão linear de 2º grau mostra que o embasamento apresenta uma tendência a ser menos profundo nas porções NNW e SSE e mais profundo na porção central. Esta análise foi confirmada pela regressão linear de 3º grau, que apresenta uma situação mais realística, indicando uma anisotropia evidenciada pelo “eixo” de uma elipse alongada na direção NE-SW que coincide, aproximadamente, com a calha da bacia.

A noroeste da bacia observa-se um segundo alto estrutural, também direcionado segundo NNE-SSW (figuras 13, 14 e 15), com elevações entre 900 e 1.100 m. Neste alto estão localizadas tanto rochas do embasamento gnáissico-migmatítico do Complexo Atuba, quanto rochas da Formação Capiru (Grupo Açungui).

Uma das características mais notáveis da Bacia Sedimentar de Curitiba é a pequena profundidade de sua calha. Esta feição reflete aparentemente uma atividade tectônica menos intensa do que as demais bacias cenozóicas intracratônicas correlatas

do sudeste brasileiro, a exemplo da Bacia de São Paulo, cuja profundidade máxima chega a mais de 200 m e a de Taubaté, com profundidade máxima de cerca de 500 m.

A reinterpretação do mapa de GEMAEL & DOUBEK (1975), figura 9, à luz dos dados utilizados neste trabalho, confirma a morfologia do embasamento aqui apresentada. Os altos estruturais revelados pela análise dos dados de poços e de superfície coincidem com as anomalias gravimétricas positivas interpretadas pelos referidos autores. Infere-se também que os locais com as maiores espessuras de sedimentos correspondem a áreas com anomalias gravimétricas mais negativas. No mapa morfoestrutural do embasamento da bacia também é verificada a coincidência entre estas zonas e o rebaixamento da calha, especialmente na porção nordeste e central da bacia.

As anomalias gravimétricas retilíneas foram interpretadas como zonas de descontinuidade estrutural. Na figura 16 é apresentada uma proposta de localização destas descontinuidades, que apresentam em geral direções NE-SW e NW-SE. São consideradas falhamentos do embasamento, que controlaram a geometria interna da bacia bem como sua sedimentação.

A topografia da superfície da bacia mostra diferenças significativas em relação ao contorno estrutural do embasamento. No geral as porções mais altas estão posicionadas a NE e as mais baixas para SW. No vale espreado, localizado a sul da bacia, onde se encaixa parte do rio Iguazu, há uma depressão rasa na porção central, anômala caso se considerasse a bacia como isenta de atividade tectônica ocorrida durante sua implantação.

Esta pequena depressão pode refletir uma alteração da morfologia atual em função de movimentação diferencial do substrato, que pode estar gerando dois fenômenos importantes no local: **(a)** alinhamentos NW-SE que facilitam a dissecação dos sedimentos que preenchem a bacia e **(b)** represamento natural do rio Iguazu, gerando um padrão meandrante em alguns trechos. Meandros abandonados sofreram atividade antrópica de extração de areia, formando pequenos lagos vizinhos ao rio, conhecidos como “cavas”.

O contorno estrutural do embasamento possivelmente está controlado por descontinuidades estruturais, tal como observado por SILVA (1996) na Bacia de São Paulo, e que por isto foram considerados como falhas.













### 5.2.2 Tipos litológicos e principais estruturas do embasamento

O embasamento é composto por grande variedade litológica atribuída ao chamado Domínio Curitiba (BASEI *et al.*, 1992) ou Complexo Atuba (SIGA JR. *et al.*, 1995). São inúmeros corpos interdigitados, cujos contatos geralmente são marcados por zonas de cisalhamento de alto ângulo de regime essencialmente rúptil-dúctil a dúctil, com direção média NE-SW, como observado no mapa geológico (figura 17). Estas zonas de cisalhamento podem infletir até uma posição E-W, especialmente na porção oeste da área estudada.

As características litológicas e estruturais do embasamento podem ser melhor observados em várias pedreiras, abandonadas ou não. Dentro do sítio urbano de Curitiba e circunvizinhanças, as pedreiras que revelam as melhores exposições, na zona urbanizada, são as do Atuba (Ponto 23), Paulo Leminski (Ponto 17), Roça Grande (Ponto 18) e do Sr. Ezídio (Ponto 32), podendo ser citadas, ainda, as pedreiras Cantareira (Ponto 24), Andraus (Ponto 22), C.R. Almeida (Ponto 28), da Sultepa (Ponto 68) e a pedreira Greca, um pouco mais afastadas do núcleo urbano de Curitiba. A localização dos mesmos representada na figura 10.

A origem das rochas do embasamento é considerada como de idade proterozóica inferior, com rejuvenescimento isotópico no fim do Proterozóico Médio e início do Proterozóico Superior (MELO *et al.*, 1980; BASEI *et al.*, 1992; e SIGA JR. *et al.*, 1995).

Compreende vários domínios litológicos, aqui agrupados em **(a)** metabasitos anfíbolíticos e metaultrabasitos **(b)** corpos gnaissico-graníticos; **(c)** subordinadamente xistos, quartzitos finos e supostos paragneisses com diferenciados quartzo-feldspáticos; **(d)** migmatitos indiferenciados e **(e)** corpos graníticos anatéticos, bem como granitos alcalinos a sub-alcalinos da Serra do Mar, entremeados por xistos, gnaisses e granulitos (mapa Geológico da figura 17, blocos diagramas das figuras 18 e 19 e fotos 1 a 6 - Prancha 1).

O domínio de rochas metabásicas é composto geralmente por anfíbolitos, em geral hornblenditos, migmatizados, cuja composição tonalítica demonstra seu caráter básico. Em meio a estas porções básicas é comum a ocorrência de lentes métricas a decimétricas de metaultrabasitos, igualmente migmatizados. O conjunto pode estar gnaissificado, principalmente quando associado a rochas de composições granodioríticas e, nestes casos, apresentando injeções quartzo-feldspáticas paralelas à foliação.

A foliação pode estar pouco desenvolvida e por vezes a rocha apresenta um aspecto maciço a olho nu, mas geralmente a foliação gnáissica torna mais evidente uma superfície  $S_n$ , de caráter dúctil a dúctil-rúptil, direcionada segundo  $N30^\circ-50^\circ E$  na porção leste da área e ENE na porção oeste. O caráter desta foliação é eminentemente

milonítico, apresentando ângulos de mergulho geralmente são médios a altos (50° a 80°) voltados para NW ora SE. Os fraturamentos são freqüentes, ocorrendo juntas fechadas e abertas, bem como falhas de caráter exclusivamente rúptil, podendo ser conjugadas ou não.

A alteração das rochas básicas promove um manto intempérico de coloração ocre a amarelo-esbranquiçada, com freqüente ocorrência de clastos do tamanho de seixos aproximadamente esféricos. No regolito é comum encontrar-se grãos ou clastos de quartzo, que resistiram à ação intempérica.

O segundo conjunto litológico importante é representado pelos gnaisses-granitos, derivados não só de granitos propriamente ditos, mas de granitóides em geral e até de granodioritos. São encontrados permeando toda a área de estudo, porém concentrados na porção sul e no contato com ectinitos do Grupo Açungui, a norte. Os afloramentos do embasamento em meio aos sedimentos da bacia, em geral, são formados por estes litotipos. Estas rochas estão freqüentemente migmatizadas, mostrando injeções quartzo-feldspáticas geralmente concordantes com a foliação principal e podem apresentar uma composição granulítica a granodiorítica. Neste conjunto é possível observar biotita-granitóides cinza-claros a róseos, porfiroclásticos; biotita-hornblenda granitóides porfiróides, com remobilizados róseos pegmatóides, quartzo feldspáticos, de caráter discordante.

A característica estrutural mais evidente desta rocha é uma foliação milonítica de alto ângulo, igualmente direcionada segundo NE-SW e ENE-WSW, com mergulhos ora para NW ora para SE. Os planos de foliação são do tipo gnáissico, nem sempre contínuos, geometricamente lenticulares ou anastomosados, com micrólitos milimétricos a centimétricos. Com lupa é comum a observação de minerais deformados, principalmente quartzo e feldspatos, em forma de *ribbons*, por vezes gerando porfiroblastos, milimétricos até decimétricos. Indicadores cinemáticos revelam o sentido dextral do movimento transcorrente. Lineações dadas pela isorientação de biotita e/ou outros minerais placóides e prismáticos são comuns nestas rochas, acentuando ainda mais sua característica anisotrópica.

O intemperismo destas rochas criou um regolito arenoso ou areno-síltico, abundante em grãos de quartzo e feldspatos, que pode ser confundido com os depósitos arcossianos da Formação Guabirota. Tal fato gera problemas de interpretação comuns na descrição de testemunhos de sondagem para poços tubulares profundos, visto que as amostras moídas são geralmente semelhantes aos referidos depósitos sedimentares. Nestes casos a agregação maior dos grãos entre si, o maior grau de caulinição e a coloração ocre a avermelhada, permite distinguir o regolito do sedimento. Estes regolitos são, em geral, a fonte das areias arcossianas encontradas em vários pontos da bacia.

Um terceiro conjunto de rochas observado no embasamento da Bacia de Curitiba é formado pelos paragnaisse, xistos e quartzitos. Estas rochas estão localizadas principalmente a oeste, sudoeste e noroeste da faixa principal de sedimentos. A composição em geral é quartzosa, com quantidades variáveis de biotita e muscovita. As rochas mais comuns são quartzito xistos, biotita-quartzito xistos, sillimanita-granada xistos e quartzitos finos, podendo estar interdigitadas nos gnaisses. Os quartzitos constituem lentes métricas a decamétricas, apresentam granulação bastante fina, e a coloração é esbranquiçada.

Estruturalmente não diferem muito das outras rochas já descritas. A foliação principal Sn também está direcionada para ENE-WSW, com mergulhos médios a altos para NW ou SE. A foliação, de caráter milonítico, apresenta micrólitos de espessura submilimétrica, com geometria anastomosada ou lenticular, cujos planos são descontínuos, com estiramento ou achatamento mineral, em forma de *ribbons* de quartzito, ou lineações geradas por orientação de micas. A alteração destas rochas produziu material siltico-arenoso, ou exclusivamente arenoso. O transporte deste regolito para a calha da bacia não foi muito longo. Os depósitos rudáceos, principalmente com seixos de quartzitos, originam-se desses quartzitos e paragnaisse.

O quarto conjunto de rochas consiste de migmatitos indiferenciados. São derivados de granodioritos, com tendências tonalíticas, ou de rochas granitóides geralmente ácidas. Apresentam remobilizados quartzito feldspáticos, além de injeções de granitos anatóicos e/ou alaskíticos, freqüentemente pegmatóides. Estão localizados em faixas com direção NE-SW, tanto a norte quanto a sul da bacia.

Ocorrem freqüentemente como aflorantes em meio às porções sedimentares. Estruturalmente comportam-se como os conjuntos anteriores. As faixas leucocráticas são paralelas às melanocráticas, com indicação de intensa mobilização fluidal, caracterizando na maioria das vezes, um bandamento composicional paralelo ao Sn, isto é, orientado a NE-SW ou ENE-WSW. A foliação é derivada de uma milonitização e/ou ultramilonitização, invariavelmente anastomosada. As bandas podem apresentar dimensões variáveis entre centimétricas a métricas. O intemperismo destas rochas forma um regolito relativamente espesso, podendo chegar a 10 ou 15 m de profundidade. Sua composição é argilo-arenosa e sua coloração é ocre a arroxeadada, ocorrendo com freqüência faixas compostas essencialmente por caulinita e quartzito. A lavagem deste material forma depósitos conglomeráticos com seixos quartzosos.

Os quatro conjuntos litológicos descritos apresentam paragênese de grau metamórfico médio a alto ( fácies anfibolito), com a cristalização de granada, hornblenda e biotita, com uma história retrometamórfica evidenciada pela recristalização de muscovita, biotita derivada de hornblenda e quartzito de segunda geração.











Neste caso o caminho metamórfico teria regredido até a fácies xisto-verde, zona da biotita, em certos casos até a zona da clorita, em função da história tectônica destes.

Nas diversas pedreiras onde afloram as rochas do embasamento, em particular a do Atuba, é freqüente a presença de lineações minerais relacionadas a movimentos transcorrentes dextrais, apesar de que, em outros afloramentos, foram observadas evidências de movimentos sinistrais. Esta foliação, aqui denominada de  $S_{n+1}$ , também é encontrada com mergulhos de baixo ângulos.

Em meio a porções mais preservadas da deformação, foi observada uma foliação  $S_{n-1}$  que pode ter sido originada em situações de tectônica tangencial. Também é milonítica, sendo comum observar que seus planos estão oblíquos em função da rotação dada pela foliação  $S_n$ , sem estarem relacionados a prováveis geometrias S-C.

Os granitos do embasamento da Bacia de Curitiba e suas adjacências compõem dois maciços. O corpo situado a oeste da bacia foi individualizado pela Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (inédito) e denominado de Granito Guajuvira. Trata-se de um maciço arrasado topograficamente intrudido em meio aos gnaisses e migmatitos do Domínio Curitiba (SIGA JR. *et al.*, 1995). De acordo com o trabalho da Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (*op. cit.*) são biotita-hornblenda-granitos porfiróides, homogêneos, de coloração cinza-clara quando a rocha está preservada da deformação, mas o maciço geralmente encontra-se migmatizado e intensamente foliado. No caso específico deste corpo granítico, a foliação milonítica a ultramilonítica apresenta direção ENE-WSW a E-W, de médios a altos ângulos, mergulhando para N ou para S. A forma do corpo é sigmoidal e lenticular, respeitando o padrão regional, com tendências a orientação de seu eixo maior para NE-SW, ou ENE-WSW. Possivelmente na porção oeste da bacia este corpo tenha sido responsável pelo fornecimento de sedimentos arcósianos.

No lado leste da Bacia de Curitiba, encontra-se o maciço granítico do Anhangava (ou Granito Anhangava). Trata-se da porção mais ocidental da Serra do Mar. Sua idade é brasileira, entre 600 e 500 Ma. Trata-se de um biotita-granito, com diferenciação para quartzo-granito, pouco deformado, apresentando aspecto maciço isótropo, coloração esbranquiçada e granulação média a grossa. Seu manto de intemperismo pode chegar a 10 m nas áreas mais planas, nas faldas da serra. Nas áreas de topografia acentuada, no entanto, não é propícia à manutenção do manto regolítico. Este fato caracteriza este maciço como uma das prováveis áreas-fonte de preenchimento da Bacia de Curitiba.



Já a norte, onde há boas exposições, e a noroeste da bacia pequena parte dos sedimentos estão sobrepostos aos ectinitos do Grupo Açungui o conjunto de rochas encontradas neste grupo corresponde às seqüências de metacalcários, filitos, metassiltitos e quartzitos indiferenciados atribuído ao Proterozóico Superior. Estas rochas estão em contato tectônico com aquelas mais antigas do embasamento, ora por falhas de cavalgamento empinadas, ora por falhamentos direcionais que aproveitaram as zonas de fraqueza pré-existentes. Tais falhas constituem uma zona de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil e que posteriormente foi reativada, em tempos recentes, de maneira exclusivamente rúptil. As características estruturais dos litotipos do Grupo Açungui foram descritas por vários autores e pormenorizadas por FIORI (1987, 1992). Nos locais onde sedimentos da Bacia de Curitiba estão depositados sobre estes metassedimentos, a foliação está direcionada para NE-SW, com médios a baixos ângulos de mergulho, geralmente para NW. Nas porções onde ocorrem falhamentos maiores, porém, a foliação geralmente está empinada. A alteração destas rochas fornece um manto regolítico argilo-siltoso, com exceção das porções mais quartzíticas, onde ocorrem seixos e cascalheiras.

O último tipo litológico constituinte do embasamento da Bacia de Curitiba são os diques de diabásio ou de rocha básica do Mesozóico. Na região da Bacia de Curitiba foram mapeados diques a noroeste e a sudeste da área de ocorrência principal de sedimentos. Na área de ocorrência da bacia, em exposições do embasamento, não foram observados diques. No limite oeste da bacia (bairro Campo Comprido), já houve exploração de pequena pedreira de diabásio. Tais rochas evidentemente não afloram em meio aos sedimentos, mas podem ser responsáveis por pequenos vales de direção NW-SE nos sedimentos da bacia, em função de constituírem-se zonas de fraqueza e estas poderem estar reativadas em tempos recentes.

### **5.3 Formação Guabirotuba**

As pesquisas concernentes à Formação Guabirotuba referem-se principalmente aos aspectos sedimentológicos formais e em segundo plano aos estudos estratigráficos e paleoambientais, tais como nos trabalhos de BIGARELLA & SALAMUNI (1962) e BECKER (1982).

Esta formação assenta discordantemente sobre o embasamento e é formada predominantemente por argilitos e siltitos esverdeados com intercalações de areias arcossianas e, mais raramente, de conglomerados oligomíticos com predominância de seixos de quartzo. Além disso ocorrem impregnações de carbonato de cálcio em quantidades subsidiárias esparsas nos depósitos argilosos.

BECKER (*op. cit.*) mencionou a dificuldade de estudar a Formação Guabirotuba através de métodos estratigráficos clássicos, utilizando desta forma a

geomorfologia como ferramenta. No entanto as características tectônicas da Bacia de Curitiba, demonstradas no decorrer deste trabalho, deixam claro que a ferramenta ideal para se obter resultado com a análise estratigráfica é a morfotectônica.

A área de ocorrência da Formação Guabirota abrange toda a Bacia de Curitiba, com área de cerca de 3.000 km<sup>2</sup>. Suas espessuras são diferenciadas, geralmente menores nas bordas e maiores na região central, não sendo isto regra geral. A Formação Guabirota é a principal unidade que preenche a calha e suas depressões (figuras 17, 18 e 19).

Os litotipos mais comuns são argilitos que gradam para termos mais grossos de forma interdigitada ou abrupta, dependendo das características estratigráficas e estruturais locais. É comum nesta interdigitação a ocorrência de areias arcóianas, arcósios e depósitos rudáceos ou conglomeráticos basais. Também foram observados depósitos silíticos esparsos, além da freqüente ocorrência de caliche (fotos 7 a 12 - Prancha 2). Estes depósitos são detalhados a seguir:

- **Depósitos argilosos e lamosos** - na periferia da bacia os depósitos argilosos inconsolidados são pouco freqüentes enquanto que no centro ocorrem suas maiores espessuras. Geralmente apresentam-se bem compactados e com texturas predominantemente apresentando coloração cinza-esverdeada a esbranquiçada, granulação muito fina, com grãos de areia esparsos em sua massa. Em alguns locais observa-se a individualização de diferentes camadas. Quando alterado os argilitos freqüentemente apresentam colorações rosadas a ocres, podendo corresponder à coloração de uma laterização incipiente ou uma plintificação.

Os argilitos são maciços e raramente apresentam níveis acamadados e quando evidenciados são decorrentes da intercalação de níveis pouco mais siltosos cujas espessuras se constituem em intercalações centimétricas a milimétricas.

- **Depósitos carbonáticos** - estes depósitos identificados como caliches apresentam-se geralmente dispersos lateralmente e geralmente em profundidades mais superficiais da Formação Guabirota. São bancos descontínuos tabulares com extensões laterais métricas de coloração esbranquiçada a creme, formando camadas contínuas tabulares de espessuras centimétricas a métricas, geralmente maciças, mas podendo ocorrer de forma foliada.

Dentro das areias arcóianas, a impregnação pelos carbonatos encontra-se na forma de cimento friável e descontínuo. Além dos caliches observou-se vênulas, correspondentes a pequenas fraturas preenchidas de calcretes, aleatoriamente distribuídas na rocha. Estas foram observadas geralmente entre as camadas de caliches e podem ser produto de processos pedogenéticos recentes. Também foram observadas algumas vênulas com recristalização de sílica, ou silcretes, em afloramentos que

mostram o contato entre a Formação Guabirota e o embasamento. Estes silcretos preenchem fraturas verticais de direção NE-SW de origem tectônica.

As estratificações de caliche caracterizam depósitos que seguem o padrão das camadas arcóianas que se apresentam lenticulares em grande escala e localmente nas formas tabulares (fotos 11 e 12).

- **Arcósios e areias arcóianas** - formam depósitos pouco consolidados, compostos por clastos de quartzo, quartzito e feldspatos, geralmente caolinizados. Os clastos têm tamanhos variados, desde submilimétricos até centimétricos, geralmente angulares e sub-angulares, atestando pouco retrabalhamento. A matriz é areno-siltosa e por vezes argilosa, mas em geral são os próprios clastos finos que compõem a matriz dos arcósios. BECKER (1982) estima que as areias arcóianas locais possuem entre 20 e 40% de feldspatos. Apresentam cores variegadas havendo predominância de tons avermelhados até tons esbranquiçados quando a rocha está alterada.

Nestas litologias são reconhecidas variadas granulações no arenito, desde bastante grossas até as mais finas. Os litotipos grossos ou muito grossos são pouco selecionados enquanto que os finos apresentam maior seleção. A matriz geralmente é argilosa de coloração cinza. A granulometria das areias arcóianas é variável ocorrendo areias médias e finas no centro e a sudoeste da bacia, ao passo que as areias muito grossas são as sub-classes texturais mais abundantes na porção nordeste e leste da bacia. As areias grossas são sub-classes texturais mais abundantes entre o nordeste e o centro da bacia. Nestas areias as principais estruturas desenvolvidas dentro das fácies são as lentes descontínuas da estratificação algumas vezes entre-cruzadas. A caracterização do acamamento pode se fazer através destes estratos cruzados, raramente acanalados, que podem ter até 20 cm de espessura, embora normalmente não ultrapassem poucos centímetros a milímetros.

As areias-arcóianas estão presentes em toda a bacia mostrando extensão lateral variável entre decimétricas a hectométricas enquanto que a espessura varia do decímetro a dezenas de metros. Variações destas camadas arcóianas são areias inconsolidadas, compostas exclusivamente de grãos de quartzo e matriz siltosa. São depósitos mais selecionados e trabalhados do que os arcósios, mas são secundários, de pequena espessura e lenticulares.

- **Depósitos rudáceos e de cascalhos** - os depósitos rudáceos basais são compostos por seixos de quartzo com matriz argilosa. Na porção sudoeste e oeste da bacia seixos ou grãos são em sua maioria de quartzo e quartzitos, enquanto que na porção nordeste, leste e sudeste os cascalhos são formados por quartzo e feldspatos alterados, além de fragmentos rochosos, tais como granitos, migmatitos e diabásios, além de clastos



camadas ferruginosas. Em exames mais detalhados observa-se que a granulometria é irregular, contendo seixos e grânulos de tamanhos variáveis desde 1 ou 2 cm até 5 cm, com formas alongadas ou subesféricas, podendo ser angulosos ou não. Em afloramentos na borda da bacia foram verificados clastos de até 10 cm. Não há um parâmetro para quantificar o retrabalhamento destes clastos, havendo casos onde há material bastante arredondado e esfericidade bem evidenciadas e outros onde predomina a angulosidade e a baixa esfericidade do material.

Os locais onde ocorrem os depósitos rudáceos representam provavelmente a porção proximal das áreas-fonte, localizadas principalmente a leste e sul-sudeste onde ocorrem as camadas mais espessas, mas também em menor grau, a oeste e noroeste com depósitos menos espessos.

A Formação Guabirota não apresenta espessuras constantes, ocorrendo porções com espessuras de 1 m até um máximo de 80 m. Em média, a espessura desta formação é de aproximadamente 50 m. As áreas de maior profundidade estão localizadas geralmente na porção central e centro-sudeste da bacia, coincidindo com os locais onde as profundidades até o embasamento são maiores. Estes locais representam depressões no embasamento, as quais formam a calha principal da Bacia de Curitiba.

Os valores absolutos de profundidade do contato entre o embasamento e o pacote sedimentar da Formação Guabirota permitiram a confecção do mapa de isópacas da Bacia de Curitiba, mostrado nas figuras 15a e 15b, elaborado através da interpolação pelo inverso da distância (IQD), também no SURFER for Windows (GOLDEN SOFTWARE, 1995), utilizando-se como parâmetro um *grid* 100 x 100, indicando áreas de pesquisa com espaçamento de 500 x 500 m. Grande parte da área apresenta o embasamento aflorante da bacia, só havendo diferenças entre a parte superficial e o embasamento na região centro-oeste da área estudada. Naquele ponto está concentrada a maior parte dos sedimentos da Formação Guabirota. Na porção sudoeste, por sua vez, concentra-se a maior quantidade dos depósitos aluvionares recentes do rio Iguaçu.

O mapa de "isoprofundidades" (figura 15) revela pelo menos três núcleos com maior profundidade, dispostos segundo a direção NE-SW formando o eixo da calha da bacia. Tais núcleos constituem os depocentros mais importantes da bacia, com profundidades máximas entre 75 e 85 m, a partir da cota 940 m, usada como superfície de normalização topográfica. Esta cota foi utilizada como valor arbitrário de referência, considerando que as porções de maior altitude dos sedimentos da fácies mais grossa da Formação Guabirota encontram-se próximas a tal cota altimétrica. Além disso foi considerada como a última superfície de erosão no Holoceno, denominada Superfície de Curitiba por BIGARELLA et. al. (1961).

As depressões de maior profundidade são separadas por núcleos mais elevados do embasamento, que podem refletir o basculamento (*tilt*) ou soerguimentos de blocos tectônicos independentes. Estes basculamentos, por sua vez, também podem ser responsáveis pela criação de diferenças morfológicas que influenciam a atual rede de drenagem e o processo de dissecação atual das porções centrais da bacia.

O mapa de isópacas evidencia o contorno da própria bacia sedimentar, além de caracterizar as porções mais profundas da bacia no seu eixo principal e depressões secundárias, tanto a leste quanto a oeste. Estas também são separadas por altos do embasamento e encontram-se aproximadamente alinhadas na direção NW-SE. São menos profundas que os depocentros principais e sugerem um outro controle estrutural.

Em trabalhos anteriores, já mencionados, foi descrita a existência de minerais de terras raras na Bacia de Curitiba. Efetivamente observou-se pequenas placas de lantanita associadas aos depósitos de caliche, mas de ocorrência esporádica. Também este aspecto caracteriza a área-fonte, já que os afloramentos onde foram observadas as lantanitas localizam-se próximos aos maciços graníticos da Serra do Mar.

Nas litologias da Formação Guabirota é comum a observação de outras estruturas primárias. Além das estratificações plano-paralelas e cruzadas, também há níveis granodecrescentes, estando os sedimentos mais grossos na base e os mais finos no topo. Igualmente, observou-se pequenas marcas de onda, acamamento irregular ou lenticularizado, marcas convolutas e estruturas de carga (fotos 13 a 18 - Prancha 3).

AZEVEDO (1981) relatou a ocorrência de fósseis de microorganismos do grupo dos *thecamoebianos* (várias famílias de *thecamoebas*), os quais poderiam estar nas partes superiores da Formação Guabirota, ou então nas porções retrabalhadas dos sedimentos da própria formação. No presente estudo apenas foi encontrada uma ocorrência fossilífera, no Ponto 73 (ver mapa de pontos). Trata-se de bolsões de matéria orgânica, de coloração escura, em meio aos argilitos cinza-esverdeados, típicos da Formação Guabirota (fotos 19 e 20 - Prancha 4). A análise do material orgânico revelou a existência de pequenos caules em processo de carbonização, fibras vegetais e palinomorfos, os quais, no entanto, não configuram fósseis-guia. De acordo com informação verbal de MITSURU ARAI (pesquisador do CENPES), tais palinomorfos são pólenes de angiospermas que atestam a presença de umidade. Pelo material analisado pode-se determinar, ainda, a presença abundante de fungos e vegetação arbórea reduzida. Segundo ARAI & YAMAMOTO (1995) a porção média-superior da Formação Itaquaquecetuba, apresenta as mesmas características e possivelmente é correlata à Formação Guabirota. Neste trabalho, os autores datam-na como Mioceno

inferior havendo possibilidade de haver, na Formação Guabirota, o mesmo tipo de fossilização lá encontrada.

Os dados obtidos neste estudo permitiram análises estratigráficas diferenciadas tanto para a superfície quanto para a subsuperfície da Formação Guabirota. O objetivo foi separá-la em zonas litofaciológicas, mesmo que de forma preliminar, determinando locais com predominância de sedimentos grossos (rudáceos ou conglomeráticos) e locais de predominância sedimentos mais finos (depósitos de argilas e afins). Os dados de superfície foram integrados e demonstraram efetivamente que os sedimentos finos estão concentrados mais na porção central da Bacia de Curitiba e com menor espessura na porção WNW. Ali se observa que a predominância de grossos é gradativamente maior do centro para as porções periféricas da bacia, corroborando as conclusões de trabalhos anteriores (figura 20).

Outra característica estratigráfica que necessita ser melhor compreendida em trabalhos específicos é a natureza do material grosso. Como visto na figura 20, este material foi englobado em uma zona única. No entanto, os trabalhos de campo revelaram que os tipos de material predominantes nas bordas principais da bacia são de diferentes naturezas. Assim, nas bordas oeste e noroeste da bacia ocorrem conglomerados principalmente de quartzo e quartzito do tamanho de seixos de 1 a 5 cm, arredondados, mas pouco esféricos. Já na borda leste e sudeste o material é mais arcossiano e pode apresentar-se mais grosso. No ponto 106 há ocorrência de blocos de rocha arcossiana muito alterada, em meio ao sedimento silto-arenoso. Assim é possível considerar que há um retrabalhamento dos depósitos sedimentares da Formação Guabirota. Já em subsuperfície, como pode ser observado nas figuras 21 e 22, este zoneamento faciológico é um pouco diferenciado. Observa-se que a granulometria mais grosseira tende a concentrar-se na borda leste e sudeste da Bacia de Curitiba, compatível com uma interpretação de evolução extensional da calha da bacia, como será discutido adiante. As imagens, obtida produzidas por uma modelagem 3D de volume, foram geradas a partir do programa Vis5D v.4.3 (HIBBARD *et al.* 1995) e mostram, para uma área delimitada da bacia, a distribuição dos sedimentos da Formação Guabirota em termos granulométricos.

Os quadros apresentados na figura 22 representam a distribuição volumétrica de sedimentos na Bacia de Curitiba. Aqueles mais finos posicionam-se mais na superfície tanto a sudoeste quanto a oeste, enquanto que aqueles de granulometria média, composição siltica a arenítica fina posicionam-se na base da bacia a oeste, sul, noroeste e sudoeste e em porções mais rasas a nordeste. Os sedimentos mais grossos distribuem-se a leste e nordeste da bacia, tanto, na base quanto na superfície. Estratos intermediários de sedimentos mais finos estão depositados entre estes níveis grossos.





Estes modelos computacionais representam seções estratigráficas de uma área que abrange cerca de 80% da Bacia de Curitiba, onde há a maior concentração das sondagens para poços tubulares profundos.

A distribuição dos sedimentos de acordo com a figura 22, corrobora a interpretação de que a principal área fonte são os maciços graníticos da Serra do Mar, situados a leste da bacia. A disposição faciológica dos sedimentos em subsuperfície foi confirmada através de dados indiretos com a utilização de uma técnica corrente no estudo de bacias sedimentares. Trata-se de calcular a relação direta entre a metragem total dos sedimentos grossos e a metragem total dos sedimentos finos de uma seção vertical, que neste caso foi obtida através da descrição do perfil de sondagens para água subterrânea na área da bacia. Esta técnica é um método indireto para se conhecer o local, em subsuperfície, onde há predominância de argilas. O resultado, que pode ser visualizado na figura 23, demonstra que as porções argilosas mais representativas estão localizadas na borda WNW da bacia enquanto que as mais arenosas, ou grossas, ocorrem a ESE.

Os resultados diferenciados daqueles obtidos em superfície podem apresentar uma explicação estratigráfica e tectônica, já que os resultados prevêm uma mudança na geometria da bacia, como será discutido posteriormente.

#### **5.4 Outras formações/seqüências**

Em trabalhos anteriores já foram propostas subdivisões da Formação Guabirotuba. Devido a características sedimentológicas diferenciadas. BECKER (1982) propôs a existência das Formações Tinguis e Boqueirão e COIMBRA *et al.* (1996) definiram a Formação Piraquara.

Um problema formal, no entanto, deve ser discutido, para que se possa avançar no conhecimento geológico local. Trata-se do fato de que nenhuma das três formações apresenta um documento cartográfico que delimite sua área de ocorrência. No caso da Formação Tinguis, por exemplo, não se conhece a localização das seções pois as mesmas foram mascaradas pela urbanização do local. Assoma-se a isso a ausência de registros documentais consistentes, tais como fotografias, desenhos e descrições mais detalhadas. De acordo com o código estratigráfico, nenhuma destas unidades poderia receber a hierarquia de formação, com exceção, talvez, da “Formação” Tinguis. Neste caso, em que pese a falta da documentação cartográfica, constatou-se que porções da mesma ocorrem disseminadas em grande parte da Bacia de Curitiba, adotando-se a definição da proponente desta formação.











Foi observado que o retrabalhamento dos sedimentos da Formação Guabirota é comum, tanto em locais onde afloram os argilitos quanto naqueles locais onde ocorrem os sedimentos psamíticos ou conglomeráticos.

Os sedimentos da Formação Tinguis foram depositados em pequenos vales ou depressões rasas e são o resultado da alteração, desagregação e posterior transporte dos sedimentos da Formação Guabirota. É provável, no entanto, que o transporte de material tenha sido pequeno, suficiente para caracterizar uma aloctonia, mas não um retrabalhamento e seleção dos grãos, dificultando a existência de estratificações bem definidas, a não ser por incipiente granodecrescência da base para o topo.

A Formação Tinguis é formada frequentemente por um conglomerado imaturo, com matriz areno-argilosa em meio a clastos não trabalhados, bastante angulosos e pouco heterogêneos. A espessura é pequena com média de 5 m, e não ultrapassando os 10 m. Seu contato com a Formação Guabirota sotoposta é erosivo, sendo fácil a diferenciação entre ambas. Exceção se faz em alguns locais, particularmente nos contatos entre as porções mais grossas da Formação Guabirota.

As “Formações” Boqueirão e Piraquara são semelhantes, pelo menos na sua porção conglomerática. Como a “Formação” Boqueirão está localizada em possíveis paleo-drenagens, este fato poderia representar a situação pretérita episódica dos próprios depósitos aluvionais de várzea, originados a partir do início do Holoceno. Sendo assim, ela não poderia estar dissociada, em termos evolutivos, dos aluviões atuais. A unidade denominada “Formação” Piraquara necessita de melhor caracterização. Pode tratar-se mais de uma fácies, de deposição tardia, da Formação Guabirota, dominada por canais meandantes, já ao final do seu ciclo de sedimentação. Aliás, ressalte-se que há manchas, em toda a Formação Guabirota de depósitos semelhantes àqueles descritos como “Formação” Piraquara, cujas relações de contato não são claras.

## **5.5 Discussões sobre os processos sedimentares**

O problema de interpretação estratigráfica na Bacia de Curitiba passa pela dificuldade de individualizar seqüências sedimentares extensas nesta bacia.

Desta forma, para uma melhor compreensão da sua arquitetura deposicional, foram observados diversos pontos de afloramentos da Formação Guabirota, além das unidades a ela sobrepostas, na tentativa de definir estruturas sedimentares. Estas estruturas permitem, pelo menos em parte, determinar algumas

associações sedimentares primárias possibilitando a determinação de processos de deposição e portanto algumas seqüências estratigráficas.

Croquis desenhados a partir de afloramentos indicam estas associações primárias, disseminadas em boa parte da bacia. Estes croquis são mostrados nas figuras 24a, 25 e 26 tanto para a Formação Guabirota quanto para Formação Tinguis.

Nestes croquis são utilizadas as seguintes convenções:

- Dm = diamicton maciço
- Arct = Depósitos arenosos com cruzada tabular
- ASct = Depósitos areno-siltosos com cruzada tabular
- AScs = Depósitos arenosos com cruzada sigmoidal
- Ar = Depósitos arenosos maciços ou com marcas onduladas
- AS = Depósitos areno-siltosos maciços
- Pl = Depósitos pelíticos laminados
- Pm = Depósitos pelíticos maciços
- R = Depósitos rudáceos pouco consolidados sustentados pela matriz
- Cl = Caliche laminado

De acordo com a literatura usual é possível determinar, de maneira simplificada, as associações estratigráficas primárias e, portanto, os prováveis processos sedimentares que lhes deram origem.

Assim, foi possível observar quatro processos sedimentares principais (ver convenções acima explicitadas);

- Fluxo gravitacional = R + Dm + Pm
- Fluxo unidirecional = ASct (ou Arct) + Aca + Ar
- Suspensão = Pl
- Evaporação (ou processos diagenéticos) = Cl + Cm

De acordo com essa formulação a Formação Guabirota, na área central da bacia, apresenta predominantemente associações que revelam tanto processos por suspensão quanto processos por evaporação (ou diagenéticos), caracterizando ambientes dominados por lagos. Aleatória e esparsamente ocorrem sedimentos que caracterizam tanto fluxos gravitacionais quanto unidirecionais. Estes últimos são provavelmente o resultado da sedimentação de rios efêmeros alimentadores dos lagos no centro da bacia e foram referidos como lentes arenito-arcosianas por BIGARELLA & SALAMUNI (1962).

Já na periferia da bacia a Formação Guabirota é dominada por associações sedimentares típicas de processos de fluxo gravitacional, intermeados porém por processos de fluxo unidirecional. Estes fluxos gravitacionais são os *debris-flow*, citados anteriormente. É possível que os mesmos tenham sido depositados de forma lobular, a partir da área fonte, podendo ter sofrido uma estratificação através de processos gravitacionais.

Entre as áreas periféricas da Bacia de Curitiba, aquelas que melhor demonstram estes processos é a que situa-se a leste-nordeste, vizinha aos maciços da Serra do Mar. Em localização intermediária entre as zonas onde predominam os processos gravitacionais e aqueles por suspensão, há em vários pontos da bacia, ocorrência de feições características de processos sedimentares típicos de fluxo unidirecionais. Nestas áreas poderiam ter ocorrido a maior concentração de canais e rios efêmeros, com formação de depósitos arenosos finos e dos depósitos arcólios.

Com relação à Formação Tinguis os processos sedimentares invariavelmente, nos diversos locais onde foi verificada sua presença, são típicos de fluxo gravitacional. Processos de deposição a partir de suspensão (lagos) são raros.

## **5.6 Depósitos aluvionares holocênicos**

Os depósitos aluvionares constituem importantes componentes litológicos da Bacia de Curitiba. Em termos de área são extensos, ocupando cerca de 490 km<sup>2</sup>, correspondentes a 20 % da superfície da bacia. Ocorrem nas planícies aluvionares das diversas drenagens secundárias, cobrindo principalmente a planície de inundação do rio Iguaçu, além de seus arredores. Os depósitos aluvionares imaturos são constituídos principalmente por areias e cascalhos finos a grossos, com matriz síltico-argilosa a síltico-arenosa (fotos 21 a 24 - Prancha 4). O pacote sedimentar apresenta estruturas sedimentares tais como estratificação plano-paralela, estratificação cruzada, intermeadas por lentes e/ou camadas de argila orgânica, escura, muitas vezes de natureza turfácea.









Os padrões sedimentares são próprios de depósitos fluviais meandrantos, com barras, além de depósitos típicos de rompimento de diques marginais ou de inundação. A espessura destes depósitos oscila, invariavelmente entre 1 e 5 m, com a média de 3 m, característica que pode ser constatada em toda a sua área de ocorrência.

Estes sedimentos não ocorrem de forma homogênea. Nas sub-bacias de drenagem, por exemplo, é muito comum estarem depositados, em sua maior parte em uma das margens do vale principal, em detrimento da outra margem. Neste caso, em uma seção transversal ao rio, observa-se uma heterogeneidade litológica. É comum observar-se que a maior parte dos depósitos aluvionares concentra-se da porção média em direção a jusante.

Também na bacia hidrográfica maior com que se está trabalhando, a do alto rio Iguaçu, a sedimentação dos depósitos aluvionares não ocorre de forma homogênea. No terço superior da bacia hidrográfica ocorre a maior dispersão lateral dos aluviões, havendo alguns “estrangulamentos” em pontos onde a drenagem torna-se mais profunda, ou onde há quebra abrupta de relevo, que provável resposta local de processos tectônicos. Já no terço médio e inferior da bacia, os depósitos aluvionares, no eixo do rio, são mais homogêneos, mas também com alguns estrangulamentos, principalmente aquele da foz do rio Barigui.

Sondagens em toda a extensão dos depósitos em foco, realizadas pela Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (inédito) revelaram que suas características sedimentares variam no sentido longitudinal do rio. Isto demonstra forte contribuição de encostas com tipos litológicos da Bacia Sedimentar de Curitiba e de seu embasamento, como áreas-fonte dos sedimentos colúvio-aluvionar.

Por outro lado, fato interessante, é que grande parte das drenagens formadoras do rio Iguaçu estão erodindo os depósitos aluvionares previamente depositados, revelando rebaixamento do nível de base da bacia e formando terraços aluvionares disseminados em toda a bacia hidrográfica. Este processo pode caracterizar uma ascensão ou soerguimento do conjunto da bacia sedimentar ou de parte dela, podendo haver retrabalhamento dos sedimentos depositados em processos fluviais anteriores.

Tanto o mapa geológico (figura 17), quanto as projeções tridimensionais (figuras 19a e 19b) mostram algumas feições onde claramente se vê o soerguimento de

partes da bacia, tal como é observado na margem direita do alto rio Iguaçu. Os modelos tridimensionais analisados são de uma boa precisão, não sendo complicado e difícil



## 6. ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA E MORFOTECTÔNICA

### 6.1 Introdução

As principais zonas orográficas do Paraná foram estabelecidas por MAACK (1981), que considerou a modelagem geomorfológica propiciada pelos "sistemas hidrográficos, movimentos epirogênicos e tectônicos, assim como pela influência de alteração climática". São quatro zonas principais, abaixo descritas, e que podem ser visualizadas na figura 27.

- a. Zona Litorânea: constituída por um bloco de falha do Complexo Costeiro ou Domínio Curitiba, com aspecto fisiográfico embasado num "complicado processo de tectonismo de falha (...) que se processou durante o Terciário ou já no término do Cretáceo" (MAACK, op.cit.);
- b. Serra do Mar: constitui uma serra marginal típica que se eleva entre 500 e 1000 m acima do nível médio do Planalto de Curitiba. Blocos altos exibem suas elevações mais importantes a norte-nordeste, com diminuição da altitude para sul-sudeste;
- c. Primeiro Planalto (Planalto de Curitiba): limitado a leste pela Serra do Mar e a oeste pela escarpa devoniana (Serrinha ou Serra de São Luiz do Purunã). A altitude média varia localmente de 750 a 900 m, sendo regionalmente bastante homogênea numa extensão de 75 Km, formando uma paisagem ondulada. Este planalto pode ser subdividido pela planície da Bacia de Curitiba, pelos morrotes do embasamento arrasado pela erosão e pelos sedimentos fluviais recentes;
- d. Segundo Planalto (Planalto de Ponta Grossa): limitado a leste pela escarpa devoniana (cuesta), a qual recebe nomes regionais, como Serrinha, São Luiz do Purunã no Paraná e Serra das Almas em São Paulo, e a oeste pela escarpa da Serra Geral (Serra da Boa Esperança). É representado essencialmente pelos sedimentos aflorantes da Bacia do Paraná que possuem mergulhos suaves para oeste, sudoeste e noroeste. Está arqueado obedecendo a grande feição do Arco de Ponta Grossa;
- e. Terceiro Planalto (Planalto de Guarapuava): representa o plano de declive que forma a encosta da Serra Geral do Paraná. A escarpa mesozóica que a limita a leste (Serra da Boa Esperança) é constituída por estratos do arenito Botucatu, sotopostos aos derrames de lavas básicas do Grupo Serra Geral.



Já a morfogênese do território brasileiro, de acordo com a síntese de HASUI (1990), é resultante dos processos tectônicos que marcaram a abertura do Atlântico e envolveram soerguimentos, horstes e grábens gerados por falhas e domos.

A carta hipsométrica brasileira mostra altitudes, na costa, que superam em média os 1.000 m, mais elevadas, portanto, que o restante do platô brasileiro. Este fato indica que a região costeira foi a que sofreu maior elevação.

Em modelos geotectônicos de margens passivas há compensação isostática das margens continentais e seu conseqüente alçamento de acordo com COX (1989). Este autor estudou regiões no sul e sudeste do Brasil e, como mostra a figura 28, interpretou as drenagens predominantes que fluem para oeste, em direção à Bacia do Paraná, como resultado da ocorrência de uma pluma mantélica, responsável pela separação continental e conseqüente condicionamento da geomorfologia observada na porção sul-sudeste do Brasil.

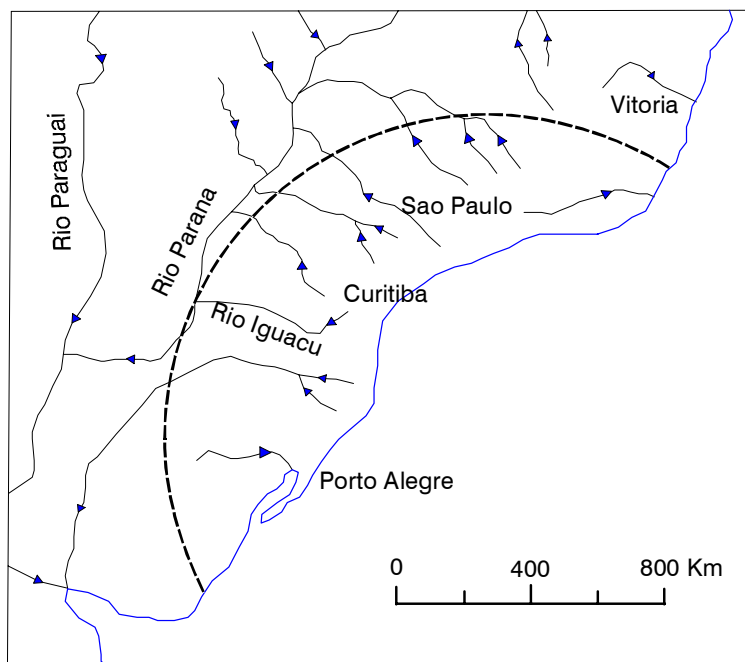


Fig. 28: Padrão da drenagem maior do sudeste brasileiro controlado, segundo COX (1994), por parte de um antigo *hot spot*, que teria gerado uma morfologia favorável à implantação deste padrão

Este contexto morfotectônico não esteve restrito apenas à costa e possivelmente tenha condicionado igualmente o rifte da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976 e RICCOMINI, 1989). A conseqüência disto na vertente ocidental da Serra do Mar é a concorrência das bacias tafrogênicas continentais do sudeste (HASUI *et al.*, 1978), tais como as Bacias de São Paulo e Curitiba. Desta forma infere-se que a geomorfologia está fortemente condicionada pela morfotectônica. Os fatores climáticos muito atuantes são

responsáveis, por sua vez, pela modelagem geomorfológica moldando e esculpindo a paisagem final (ou atual) da Bacia de Curitiba. A hipótese tectônica, a princípio, havia sido descartada em favor de idéias reducionistas posteriores tais como as de BIGARELLA *et al.* (1975) e seguidores, exclusivamente centradas nos aspectos climáticos.

No presente capítulo serão demonstrados as influências da estruturação tectônica nos aspectos geomorfológicos da Bacia de Curitiba que permitem reconhecer ou interpretar uma evolução morfotectônica da área.

Leva-se em consideração nos estudos aqui apresentados as características morfotectônicas locais, tendo por base a morfologia e a arquitetura da paisagem bem como os processos tectônicos propriamente ditos. Isto foi denominado de **geomorfologia tectônica** por KELLER & PINTER (1996), que definiu esse conceito como o “estudo da paisagem produzido por processos tectônicos”, ou seja, a aplicação de princípios geomórficos para solução de problemas tectônicos. No segundo caso utiliza-se a geomorfologia como uma ferramenta para avaliar a história, magnitude e a taxa de processos tectônicos, cuja variação temporal vai de alguns milhares de anos até 2 milhões de anos.

## **6.2 Geomorfologia**

### **6.2.1 Aspectos morfológicos e hipsométricos**

A morfologia da área foi esquematizada através de modelos digitais de terreno (MDTs) construídos com o programa GEO3VIEW (LINDENBECK & ULMER, 1995) de aplicação topológica em estação gráfica RISC-UNIX (Silicon Graphics - Personal IRIS 4D/35) na Universidade de Freiburg (Alemanha), a partir de dados digitalizados de cartas planialtimétricas da COMEC, na escala 1:50.000 (figuras 29 a 31). Também foi utilizada estação de trabalho (*workstation*) na UNESP - Rio Claro para gerar modelos digitais que mostram a topologia do terreno e seus principais rios sobrepostos (figura 32). Como pode se perceber esses modelos representam bem a realidade do terreno, já que as linhas de drenagens estão bem posicionadas em relação aos vales e interflúvios.

Nesta modelização é possível, em parte, observar as pediplanizações resultantes da erosão lateral em talvegues posicionados no interior e arredores da Bacia de Curitiba. Isto mostra que a drenagem principal da bacia sedimentar, o rio Iguaçu e seus formadores, estão dissecando a bacia sedimentar e ao mesmo tempo depositando sedimentos no vale de inundação principal. Igualmente os modelos digitais,

principalmente aqueles gerados no SURFER (*op. cit.*) mostram, com razoável precisão, as características hipsométricas da área.

A fisiografia da área estudada também pode ser visualizada nos seus traços principais. Observa-se que a Bacia de Curitiba configura morfologicamente uma depressão alongada na direção NE-SW, entre a porção superior e central da bacia de drenagem infletindo um pouco para a direção E-W na sua porção mais a jusante.

Esta depressão é margeada por dois altos topográficos e estruturais (figura 31). A leste e sudeste ocorrem os contrafortes ocidentais dos granitos intrusivos que formam o maciço da Serra do Mar. Esses maciços, nas porções mais elevadas, podem chegar a cotas de até 1.900 m, mas geralmente oscilam entre 1.100 e 1.200 m, possuindo uma direção NNW-SSE. As escarpas desta Serra do lado ocidental são abruptas e constituem feições de falhas, inclusive com facetas triangulares nas suas encostas principais. Como apenas uma pequena parte da zona ocidental da Serra do Mar é retratada no mapa geológico deste trabalho, não houve uma caracterização mais acurada desta feição geomorfológica.

A oeste e noroeste localiza-se o segundo alto estrutural, composto pelos metassedimentos do Grupo Açungui, que podem alcançar em média 950 m de altitudes, com picos de até 1.100 m. Neste caso apresentam-se como cristas alongadas na direção NE-SW, além de *inselbergs* locais. Os vales intermeados entre essas cristas representam, segundo a interpretação de vários autores, falhamentos ligados à zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão.

Os modelos digitais também mostram a morfologia da depressão onde está depositada a Bacia Sedimentar de Curitiba. É patente, em observações de campo, o aplainamento generalizado desta região, suavemente inclinada de norte para sul ou de NNE para SSW. Constata-se também um pequeno embaciamento da região, que caracteriza um baixo estrutural, uma vez que na sua porção sul e sudoeste comparecem cotas mais elevadas que na sua região central.

As imagens revelam, ainda, um terreno aplainado na região de Curitiba, sulcado pelos talwegues formadores da drenagem principal. Estas colinas geralmente são formadas por porções do embasamento cristalino aflorantes ou basculadas em meio às rochas da Formação Guabirotuba. Em termos hipsométricos a depressão da Bacia de Curitiba varia de altitudes, desde 940 m até 870 m (figura 31a). CANALI & MURATORI (1981) citam altitudes máximas de 960 m descrevendo uma sucessão de patamares suaves, caracterizados como pedimentos, cujas encostas são dissecadas por talwegues menores. Não foram constatados restos de sedimentos da Formação Guabirotuba acima dos 940 m, pelo menos na sua área principal de ocorrência.











Isto não exclui a interpretação de que sedimentos da bacia estivessem presentes aos 960 m, se for considerado o embasamento aflorante nas suas bordas. BIGARELLA *et al.* (1975) denominaram a superfície de 940 m de Superfície Curitiba, que seria equivalente, em termos planialtimétricos, à superfície de aplainamento da depressão periférica paulista.

### 6.2.2 Domínios geomorfológicos (zonas homólogas)

De forma mais detalhada observa-se que a região é dominada por colinas, com uma superfície de aplainamento nivelada por toda a área. No domínio da Formação Guabirotuba as colinas são alongadas paralelamente aos grandes vales de rios, porém onde o embasamento é aflorante as colinas são arredondadas. Os depósitos fluviais recentes, por sua vez, constituem planícies de larguras variadas, compreendem o domínio geomorfológico das chamadas planícies de inundação, atualmente sujeitas a todo tipo de ação antrópica.

Em linhas gerais é possível compartimentar a área em domínios geomorfológicos, correspondentes a zonas homólogas ou que possuem as mesmas características morfológicas. Na figura 33 que é uma imagem digital do terreno produzida no SURFER, v. 6.0 (*op. cit.*), é possível visualizar pelo menos cinco domínios principais, representados pelos seguintes sistemas de relevo:

- I) Sistema de planície ou terrenos aluvionais: planície de várzea ou de inundação, com depósitos sedimentares pouco entalhados e freqüentes terrenos alagadiços;
- II) Sistema de colinas (unidades de topo alongado): relevo colinoso, colinas alongadas nas direções N-S e NE-SW, com escarpamentos mais baixos, entalhamento relativo e dissecação lenta em desenvolvimento devido à rede de drenagem de densidade média;
- III) Sistema de colinas (unidades de topo plano): relevo colinoso, colinas com formas arredondadas, tipo “meia laranja”, vertentes suaves, côncavas em geral, com entalhamento e dissecação pouco profunda mas com densa rede fluvial;
- IV) Sistema de montanha: relevo montanhoso, com escarpas altas e vertentes côncavo-convexas, entalhamento profundo, pouca dissecação, preenchimento de canais e pequenos topos tabulares, mas com grande quantidade de picos. A drenagem é densa, pouco orientada, com exceção dos segmentos principais;
- V) Sistema de morros: relevo com morros de cristas estreitas e alongadas, geralmente para NE-SW, mas podendo apresentar direções NW-SE, intermeados por regiões de topografia arrasada, colinosa alongada. Também neste local é comum a ocorrência de relevo cárstico, com feições de dissolução, sumidouros, depressões e dolinas e entalhamento profundo com rede de drenagem orientada e menos densa do que o embasamento migmatítico;



### 6.2.3. Escarpamentos

A Bacia Sedimentar de Curitiba, se analisada como uma entidade tectônica regional, mostra-se relativamente plana em relação a outras entidades, tais como o maciço da Serra do Mar, os metassedimentos do Grupo Açungui ou os metamorfitos do embasamento cristalino.

A análise hipsométrica local, porém, revela blocos altos e baixos em função de alinhamentos estruturais, onde se encaixam as linhas maiores da drenagem. Este tipo de relevo é marcado, na maioria das vezes, por escarpamentos que são relativamente baixos, dificilmente passando dos 30 m de diferença entre as cotas do topo e da base. Em geral são mais baixos e nem sempre facilmente observados devido a sua forte dissecação.

Alguns exemplos são didáticos e podem ser observados na figura 34. Destacam-se as escarpas em trechos dos rios Barigüi, Belém, Pequeno, Miringuava e Palmital.

Escarpas em avançada condição de dissecação são mais difíceis de se diagnosticar (COTTON, 1950). Entretanto terrenos ou blocos de diferentes litologias colocados em contato são um forte indício da ocorrência de falhamento e, conseqüentemente, de escarpamentos visíveis ou não. A presença de assimetria de vertentes, depósitos aluvionares na base da escarpa, terraços aluvionares, diferença de cotas de mesmas camadas e quebra de horizontes lateríticos também demarcam o falhamento.

Escarpas de falhas geralmente são mais ligadas a falhas normais e/ou reversas, mas podem estar associadas, também, a falhas transcorrentes. Segundo KELLER & PINTER (1996), pequenos componentes verticais no movimento direcional e relevos topográficos pré-existent, podem ser suficientes para a geração de escarpamentos.

As escarpas mencionadas na área da Bacia de Curitiba apresentam algumas dessas características. Observa-se, em geral, depósitos e terraços aluvionares, disseminados e não contínuos, quebra de horizontes lateríticos, posicionamento de camadas em níveis desiguais e rochas sedimentares e do embasamento em contato abrupto. Ocorrem também ao lado destas escarpas, trechos retilíneos de vales e feições estruturais, macroscópicas, diagnósticas de falhamento, constituindo estas morfoestruturas mais uma evidência da atuação de processos tectônicos na formação da paisagem atual.





## **6.3 Morfotectônica**

### **6.3.1 Análise da drenagem**

#### **6.3.1.1 Alinhamentos de drenagem**

A Bacia Sedimentar de Curitiba é drenada pelo alto Rio Iguaçu e seus tributários de primeira, segunda e terceira ordens. Segundo conceito de STRAHLER (1952) que define uma drenagem de segunda ordem sendo formada por duas de primeira, uma de terceira ordem sendo formada por duas de segunda e assim sucessivamente.

A área mapeada engloba algumas drenagens situadas na sua porção norte, pertencentes à bacia do rio Ribeira de Iguape. Como elas podem representar alguma influência na Bacia de Curitiba, serão abordadas dentro do conjunto de drenagem regional.

Os padrões de drenagem são diferenciados no interior da bacia sedimentar e no seu entorno (figura 35). No interior da bacia, onde ocorrem sedimentos da Formação Guabirotuba e outras seqüências sedimentares, o padrão é sub-dendrítico ou sub-retangular.

O padrão dendrítico, segundo HOWARD (1967), caracteriza a ocorrência de sedimentos horizontalizados com um suave mergulho regional. Sua modificação para o padrão subdendrítico pode demonstrar um controle secundário, geralmente estrutural. Já o padrão subparalelo encontrado principalmente a oeste da bacia caracteriza mergulhos maiores, com paisagens alinhadas, ou seja, a presença de morfoestruturas que subparalelizam formas superficiais.

Em relação à textura de drenagem, que em certo sentido pode equivaler-se à densidade, observa-se que em áreas dominadas pelas associações faciológicas da Formação Guabirotuba, que tendem a ser mais argilosas do que arenosas, ela tem densidade mais alta. Já nas áreas de ocorrência dos aluviões esta densidade é menor, haja visto o caráter mais psamítico dos sedimentos.

As drenagens primárias e secundárias formadoras do rio Iguaçu, posicionadas no interior da bacia sedimentar, apresentam padrões de drenagem diferenciados entre as vertentes esquerda e direita das sub-bacias a que pertencem, adotando-se como ponto de referência a jusante do rio, caracterizando uma drenagem medianamente assimétrica. Isto é bem observado nas sub-bacias dos rios Pequeno, Itaquí e Miringuava, cujos vales principais são direcionados WNW-ESE, mas também na sub-bacia do Rio Barigüi. Esta anomalia no padrão é mais um indício da influência da tectônica no local.

Os rios, ou segmentos de rio, posicionados sobre rochas cristalinas do embasamento no limite ou fora da bacia sedimentar, apresentam padrões e texturas diversas daqueles da bacia sedimentar.

A análise regional dos segmentos principais e das drenagens de segunda e/ou terceira ordens, revela que as mesmas possuem um padrão sub-paralelo a sul da bacia, e sub-dendrítico a dendrítico a oeste e a leste. Uma análise mais detalhada, no entanto, revela que as drenagens de primeira ordem assumem um padrão eminentemente dendrítico a sul e a leste da bacia e dendrítico com influência em treliça a oeste, havendo neste último caso locais que assumem uma retiliniedade conspícua.

Estas anomalias de padrão podem estar aproveitando, no caso do embasamento, alinhamentos estruturais herdados de uma tectônica mais antiga, reativada em épocas mais recentes, em forma de falhamentos rúpteis. Além disso os segmentos maiores que caracterizam o padrão em treliça podem ser o resultado do encaixe das drenagens em fraturas maiores.

Em relação à densidade de drenagem, as áreas a sul e a oeste da bacia apresentam texturas com abundâncias de canais e rios, devido a uma maior impermeabilidade de substrato em relação à bacia sedimentar.

No caso dos cursos de rios implantados diretamente sobre rochas que controlam grande parte da rede, os lineamentos gerados pela reativação da foliação também são responsáveis por parte da arquitetura da rede de drenagem. Neste caso observam-se os segmentos de primeira ordem fortemente orientados preferencialmente para NE-SW. Isto indica que estes planos de foliação, por se constituírem locais de menor resistência, podem ter sido movimentados em épocas recentes. Esta análise será abordada posteriormente.

#### **6.3.1.2 Anomalias**

Dois fatores são preponderantes na definição da arquitetura da rede fluvial: os tipos litológicos envolvidos e sua estruturação.

Um dos tipos de anomalias mais conspícuos das drenagens locais, melhor observadas na área da bacia sedimentar ou áreas do embasamento, é a forma em candelabro ou em "V" das drenagens de segunda e primeiras ordens.

Tais anomalias representam quebras de relevo importantes, que delimitam alinhamentos estruturais recentes em escarpamentos mais antigos. Esta evolução de vertentes "registradas" por este padrão local de drenagem está ligado a movimentações do substrato após a implantação da rede principal de drenagem provavelmente decorrentes de um fenômeno neotectônico.



Assim é de grande importância a análise do alto Rio Iguaçu e seus formadores principais. Há alguns tipos de anomalias importantes que necessitam uma análise mais acurada, relacionadas tanto à forma do canal e suas mudanças quanto à relação do rio com os depósitos aluvionares por eles formados e retrabalhados.

Especificamente em relação ao rio Iguaçu observa-se que o mesmo apresenta diferenças na forma de seu canal, dependendo do segmento analisado (figura 36). No seu quarto superior, cuja direção é NE-SW, o canal era retilíneo (mesmo antes de ser retificado artificialmente) havendo pouca formação de meandros. Entre o primeiro e o segundo quartos há um desnível topográfico relativamente significativo, que origina uma alteração no canal. Neste ponto a formação de meandros passa a ser um pouco maior do que no primeiro quarto. Alinhamentos NW-SE ou aproximadamente N-S, onde encaixam-se várias drenagens tributárias do Rio Iguaçu, parecem marcar zonas de pequenos barramentos e aumento da formação de meandros para jusante do rio.

Assim sendo, no terceiro quarto do perfil do canal há um intenso meandramento com significativa redução na energia hidráulica mas com poucos ou raros trechos abandonados de canais. Tal característica se faz perceber com mais evidência até a foz do Rio Barigüi. Posto que este rio corre ao sopé de uma pequena escarpa de falha, foi induzido que este falhamento poderia de alguma forma estar barrando o rio Iguaçu, gerando estes meandros e também feições lacustres laterais produzidos por meandros abandonados.

Igualmente no último quarto do trecho analisado há também a formação de meandros, mas de forma um pouco mais espaçada do que no terceiro quarto. O barramento natural do rio continua a jusante do mesmo, por algum fenômeno ainda não compreendido.

Estas feições encontram parâmetros na literatura que trata das anomalias de drenagem. HOWARD (1967) define o aparecimento abrupto de meandros, bem como a ocorrência de meandros muito “comprimidos” como resultante da influência da ocorrência de domos. No caso em análise, tal assertiva pode ser modificada em favor de uma interpretação que admita a ocorrência de basculamentos, cujos planos de movimento sejam aproximadamente perpendiculares à linha do canal. De acordo com OUCHI (1985) a morfologia de um rio e o comportamento de seu canal podem ser resposta ao processo de ajuste tectônico. A troca lenta do gradiente hidráulico causará mudança no regime de sedimentação do rio e também na morfologia da sua planície aluvionar.

OUCHI (*op. cit.*) realizou experimentação em modelos reduzidos e concluiu que um canal que apresenta formas meandrantes a montante, e reticuladas a jusante, teve seu substrato soerguido gerando barramento (figura 37). Tal situação não ocorre exatamente no canal do rio Iguaçu, já que formas reticuladas anastomosadas não são observadas, mas em compensação há mudanças no gradiente hidráulico havendo

porções com maior formação de meandros. Nas maiores drenagens tributárias do rio Iguaçu, há um fenômeno interessante. A quantidade de meandros é invariavelmente maior naquelas situadas a sul e sudeste do rio, ou seja na sua margem esquerda. As drenagens da margem norte e noroeste, por sua vez, são mais retilíneas. Estas feições podem caracterizar um rebaixamento de blocos nos locais de maior anomalias, ou seja, de intensa formação de meandros.

As mudanças observadas na morfologia das planícies aluvionares, constituem respostas imediatas a um processo lento de movimentação do substrato, ocasionando, por sua vez, alterações do regime hidráulico e conseqüente arquitetura do depósito aluvionar (OUCHI, *op. cit.*). LEEDER & ALEXANDER (1987) demonstraram que a migração preferencial de canais pode levar ao desenvolvimento de depósitos, cujos registros poderão indicar a direção do mergulho do bloco basculado.

Levando-se em conta os aluviões do alto rio Iguaçu e seus tributários e/ou formadores, é possível visualizar vários segmentos de drenagem com evidências de migração de canais. Nestes rios, principalmente, observa-se alternância desta migração: no primeiro quarto a migração se faz de NW para SE, estando o bloco a noroeste em possível subsidência rotacional (cisalhamento simples) em relação ao bloco sudeste. Isto confirma a geração de meandros nas drenagens tributárias do bloco sudeste, ocasionadas por levantamento de blocos.

No segundo quarto do rio Iguaçu a tendência é oposta e o canal está deslocado para NW revelando um afundamento do bloco sudeste em relação ao noroeste. No terceiro quarto do perfil longitudinal do rio, o canal volta a migrar para sul-sudeste, indicando que o bloco em subsidência posiciona-se a norte do rio. Isto é confirmado pela migração do rio Barigüi em relação à sua planície aluvionar a oeste. Em relação a este tributário, sua margem oeste está levantada gerando a escarpa de falha referida anteriormente. Finalmente o último quarto do rio revela um deslocamento generalizado do canal do rio para norte, em relação à sua planície aluvionar, revelando um levantamento de blocos na margem sul do rio Iguaçu.

Os tributários principais do mesmo apresentam, em maior ou menor grau, migração dos seus canais em relação a seus depósitos aluvionares. Esta característica demonstra que, após a implantação da drenagem atual, o ajuste de blocos, que limitam porções do embasamento e da bacia sedimentar, promoveu um deslocamento de uns em relação aos outros. Isto caracteriza falhamentos que ocorreram para acomodar tensões e promover o seu ajuste tectônico. Como este ajuste é o último evento tectônico registrado, ele foi considerado como de conotação neotectônica.





### 6.3.2 As drenagens de primeira e segunda ordens

A análise dos segmentos de drenagens de primeira e segunda ordens foi realizada para determinar estatisticamente, através de digramas de rosetas, sua orientação e se em função disto apresentam um padrão ordenado. Considerando que estes segmentos de drenagem, principalmente os de primeira ordem, são consequência do último evento tectônico imposto à bacia sedimentar, a orientação obtida possibilita, em parte, explicar as relações estruturais dos fraturamentos gerados neste evento. Esta relação estrutural é relativa, posto que não se pode avaliar através deste método, o ângulo de mergulho das fraturas onde estão encaixadas as drenagens.

Os resultados das análises são apresentados nas figuras 38 e 39. Tanto as rosetas relativas às drenagens de primeira quanto para as de segunda ordem, apresentam semelhanças de orientação estrutural estando colocadas nos sedimentos da bacia sedimentar ou nas várias porções do embasamento. Tal característica faz supor que as fraturas onde se encaixam estas drenagens são mais recentes do que a idade de deposição dos sedimentos da Formação Guabirotuba e as outras formações da bacia sedimentar. Igualmente, observa-se que a orientação das drenagens de primeira e segunda ordens não é semelhante entre si.

As rosetas das drenagens de segunda ordem, mais antigas, mostram duas tendências bem claras, com direções entre  $N40^{\circ}-60^{\circ}W$  e  $N40^{\circ}-60^{\circ}E$ , praticamente perpendiculares entre si, ou até com  $100^{\circ}$  nos ângulos mais abertos, a norte e a sul, e  $80^{\circ}$  nos ângulos mais fechados, a leste e oeste. Isto é válido para as estruturas medidas na bacia sedimentar, no seu embasamento e nas rochas do Grupo Açungui.

A densidade de lineações de drenagens, ainda analisando as de segunda ordem, posicionadas para NE-SW e NW-SE é muito semelhante nos diagramas que representam o embasamento. Na bacia a densidade de lineações de drenagem é maior para NE-SW.

As rosetas localizadas a leste da bacia sedimentar representam os traços de drenagem posicionadas no maciço da Serra do Mar e diferenciam-se das tendências definidas anteriormente, já que a densidade de drenagem para NE-SW é muito maior do que aquelas direcionadas para NW-SE. Além disso a direção mais evidente dessas fraturas é  $N20^{\circ}-50^{\circ}E$  e  $N30^{\circ}-50^{\circ}W$ , com ângulos médios, na posição norte, entre  $65^{\circ}$  e  $80^{\circ}$  na interseção dos mesmos.

A caracterização das lineações de drenagem descritas acima permite uma interpretação morfotectônica, se consideradas como alinhamentos de fraturas e portanto geneticamente ligadas à atividade tectônica. Neste caso são passíveis de análise através de modelos de cisalhamento rúptil tais como o modelo cisalhamento de RIEDEL (1929) (figura 40).







Sobrepondo-se tal modelo à roseta obtida com os traços das drenagens de segunda ordem, tanto nos sedimentos da bacia quanto no embasamento, observa-se que o resultado se ajusta a um modelo de cisalhamento simples, possivelmente dextral, com eixo de tensão ( $\sigma_1$ ) direcionado aproximadamente para E-W ou ESE-WNW. Neste caso as lineações de drenagem com direção NE-SW seriam coincidentes com os planos de cisalhamento de Riedel (R) e de cisalhamentos Y e P; as lineações de drenagem direcionadas para NW-SE seriam coincidentes com o plano de cisalhamento conjugado de Riedel (R') enquanto que as lineações com direção aproximadamente E-W seriam as fraturas de distensão (T).

As rosetas das drenagens de primeira ordem, portanto mais recentes, mostram quatro direções (figura 38): NE-SW, NW-SE, E-W e preferencialmente N-S. A densidade de elementos é mais ou menos semelhante, havendo uma maior concentração de lineações para NW-SE na roseta que corresponde exclusivamente à área do Grupo Açungui.

A sobreposição do modelo de Riedel, neste caso, não mostrou um ajuste perfeito, considerando-se que há uma movimentação binária dextral para NE-SW. Os melhores ajustes se dariam em dois casos explicitados abaixo:

- a) binário NE-SW sinistral, considerando que a direção da lineação NE-SW seja coincidente com os cisalhamentos R (de Riedel), Y e P e as lineações NW-SE sejam coincidentes com os cisalhamentos R'. Neste caso as direções N-S seriam coincidentes com as fraturas de tensão (T);
- b) binário NW-SE dextral, invertendo-se o caso acima. As direções NW-SE das lineações seriam coincidentes com os planos de cisalhamento R, Y e P; as direções de lineações NE-SW seriam coincidentes com o cisalhamento conjugado de Riedel (R') e as direções N-S com as fraturas de tensão (T).

No primeiro caso seria preciso admitir eixos de tensão ( $\sigma_1$ ) posicionados aproximadamente a N-S e no segundo caso estes eixos estariam numa direção NW-SE, o que parece uma situação mais lógica se tomados em consideração os resultados das análises para as drenagens de segunda ordem.

Assume-se aqui que as assertivas anteriores só podem ser válidas caso a análise estrutural dos fraturamentos confirmem esses resultados. Não se pode tomar estas características morfotectônicas isoladamente, visto que os dados apenas são considerados de forma bidimensional.

De qualquer maneira os resultados podem representar uma aproximação dos padrões estruturais e até cinemáticos resultantes da tectônica atuante no local.



### 6.3.3 Sub-bacias de drenagem

Cada um dos tributários principais do alto rio Iguaçu constitui a drenagem principal de sub-bacias, que no seu conjunto formam toda a bacia hidrográfica. Foi possível separar 23 sub-bacias denominadas pelos nomes de sua drenagem principal, relacionadas na tabela 1 e visualizadas na figura 41.

Na continuidade da análise morfotectônica, utilizou-se dois métodos de quantificação com o objetivo de determinar-se possíveis anomalias espaciais de cada uma das sub-bacias, resultantes de prováveis basculamentos.

O primeiro método denomina-se **de fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD)** utilizado por COX (1994). Segundo este autor, a técnica pode ser usada onde há falhas recentes mascaradas ou pobremente expostas. A assimetria de bacias de drenagem reflete a componente de migração perpendicular a seu eixo. Esta migração pode ser o resultado de processos fluviais internos e/ou forças externas (tectônicas). A figura 42 mostra um exemplo de como se obtém os valores utilizados na seguinte relação:

$$FA = 100 (Ar/At)$$

onde: **FA** = fator de assimetria da bacia de drenagem,

**Ar** = área da bacia à direita do rio (olhando para jusante),

**At** = área total da bacia de drenagem.

Este processo de quantificação demonstra que os valores normais de FA devem ser iguais ou próximos de 50, revelando pouca ou nenhuma atividade tectônica local. Os valores maiores do que 50 revelam um provável basculamento da margem direita do rio, enquanto os valores menores de 50 revelam um provável basculamento da margem esquerda.

O segundo método, denominado **de fator de simetria topográfica transversal (FSTT)** (HARE & GARDNER, 1985) é baseado no fato de que a migração preferencial do canal caracteriza uma assimetria do perfil topográfico transversal ao canal. A figura 43 mostra como são obtidos os valores utilizados na seguinte relação:

$$T = Da/Dd$$

onde:

**Da** = distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha média do cinturão do meandro ativo,

**Dd** = distância da linha média da bacia ao divisor da bacia.





Na técnica acima descrita, os valores normais, sem alteração do perfil topográfico, seriam iguais ou próximos de zero ( $T=0$ ). A assimetria cresce quanto mais os valores de T aproximam-se de 1.

O Quadro 4 fornece os valores de **FABD** e **FSTT** de cada uma das sub-bacias de drenagem, mostrando, em uma classificação arbitrária, quais as sub-bacias mais tectonizadas, umas em relação às outras.

ID	NOME da BACIA DRENAGEM	FATOR ASSIM BACIA.	FATOR ASSIM. TOPOGR. (T)	AFETADA P/ TECTÔNICA	POSIÇÃO DO RIO IGUAÇU
01	Rio Izabel Alves	48,4	0	pouco	norte
02	Rio Piranduva	59,7	0	pouco	norte
03	Rio Guajuvira	62,2	0,23	medianamente	norte
04	Ribeirão Campo Redondo	51,4	0	pouco	norte
05	Rio Faxinal	31,1	0,32	muito	norte
06	Rio do Maurício	32,2	0,23	muito	norte
07	Arroio Mascate	41,6	0	pouco	norte
08	Ribeirão Ana Luiza	35,7	0,29	medianamente	norte
09	Rio Tatu	45,9	0	pouco	norte
10	Ribeirão Cotia	64,9	0,33	medianamente	noroeste
11	Rio Miringuava	30,5	0,34	bastante	oeste
12	Rio Pequeno	36,0	0,26	medianamente	oeste
13	Rio Itaqui	43,5	0,26	medianamente	oeste
14	Rio Piraquara	53,2	0,10	medianamente	oeste
15	Rio Iraí	?	?	?	sudoeste
16	Ribeirão Arroio do Meio	46,5	0	pouco	sul
17	Rio Palmital	44,1	0,20	medianamente	sul
18	Rio Atuba	70,5	0,47	bastante	sul
19	Rio Belém	62,7	0,28	medianamente	sul
20	Rio do Moinho	70,1	0,34	bastante	sul
21	Rio Barigüi	55,9	0,28	bastante	sul
22	Rio Passaúna	65,5	0,23	medianamente	sul
23	Rio Verde	52,1	0	pouco	sul

**Quadro 4: Quantificação dos Fatores de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD) (COX, 1994) e Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) (HARE & GARDNER, 1985).**

A figura 44 mostra um mapa das sub-bacias de drenagem e quais os graus de assimetria da bacia e assimetria topográfica em cada uma delas. As bacias dos rios Faxinal, Maurício, Miringuava, Atuba e Moinho são as mais afetadas por assimetrias e sofreram mais intensamente a atuação de processos tectônicos. Como estas assimetrias apresentam idades posteriores à implantação da rede de drenagem como observado pela



assimetria dos canais em relação a seus próprios corpos aluvionares, deduziu-se que estas podem constituir-se registros de movimentação tectônica, ou neste caso neotectônica.

Também as drenagens medianamente afetadas podem marcar, com menos intensidade, processos neotectônicos. Os grandes alinhamentos, representados pelo canal principal e alguns de seus tributários, entalham a bacia favorecendo os processos de dissecação e erosão, e possibilitando a individualização de blocos tectônicos.

#### **6.3.4 Domínios morfotectônicos**

Com base nos elementos geomorfológicos anteriormente descritos, bem como os mapas apresentados, foi possível a delimitação de domínios morfoestruturais.

Dois conjuntos de domínios foram agrupados, respeitando-se inicialmente suas características litológicas, ou seja, há um conjunto de domínios que englobam as rochas que preenchem da bacia sedimentar e outro apenas com rochas do embasamento (neste são abrangidas, ainda, as porções adjacentes do maciço da Serra do Mar e do Grupo Açungui). Cada conjunto foi subdividido em outros 20 domínios menores (figura 45). São 10 domínios morfoestruturais, referidos nas áreas de ocorrência dos sedimentos da bacia e 10 no restante da área. O objetivo da subdivisão da área trabalhada foi evitar que dados estruturais de blocos tectônicos distintos, ou seja, movimentados uns em relações aos outros, fossem englobados em um mesmo domínios. Pelos dados apresentados, é possível até aqui deduzir que a área sofreu movimentações sin-deposicionais e pós-deposicionais dos sedimentos da bacia sedimentar, que promoveram basculamentos e/ou subsidência de blocos e portanto erosão diferencial em domínios morfotectônicos.

A análise estrutural, apresentada em seções subseqüentes não pode prescindir da consideração de áreas com características morfotectônicas afins, bem como da separação de áreas diferenciadas, do ponto de vista morfoestrutural.





## 7. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA

### 7.1 Estruturas em megaescala na superfície e no embasamento da Bacia de Curitiba

Através de foto-análise e interpretação de imagens de satélite (na escala 1:100.000) foi possível traçar os lineamentos estruturais que ocorrem na área sedimentar e em seu embasamento. Esses alinhamentos correspondem a segmentos de falhas ou grandes diáclases, cujo comprimento pode alcançar desde algumas dezenas de metros até dez ou mais quilômetros. As fotografias aéreas utilizadas são de escalas 1:25.000 e 1:70.000 e permitem apenas uma visualização em semidetalhe. Traços de lineamentos que se mostravam isolados em um primeiro momento, não raramente, faziam parte de sistemas alinhados porém descontínuos.

O termo **alinhamento** é aqui utilizado no sentido de SOARES *et al.* (1982), ou seja, um arranjo de formas alinhadas retilíneas ou arqueadas observáveis nas imagens. O termo lineamento é adotado com o significado original (HOBBS, 1904 *apud* O'LEARY *et al.*, 1976): **“feição linear cartografável, simples ou composta, contínua ou descontínua, da superfície terrestre cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo, distinguível dos padrões de feições que lhes são adjacentes e que presumivelmente reflete um fenômeno da subsuperfície”**.

O mapa de lineamentos estruturais (figura 46) aperfeiçoa documentos cartográficos anteriores, como a Carta Geológica do Paraná (Folhas de Curitiba e adjacentes, 1967), mostrando uma densidade relativamente alta de discontinuidades, onde grande parte dos lineamentos foram considerados como fraturas onde encaixam-se a maior parte das drenagens.

Esta caracterização foi mais difícil na área de ocorrência dos sedimentos do que no embasamento, haja vista a dificuldade normal em se interpretar discontinuidades em áreas muito planas e litologicamente homogêneas. Muitos dos traçados que constam no mapa são inferidos, uma vez que a estruturação está fracamente impressa nos sedimentos ou, em grande parte, encoberta por sedimentos aluvionares recentes.

A grande retilineariedade das drenagens principais com vários trechos onde ocorrem pequenas escarpas; os trechos anômalos de drenagem; a angularidade da rede de

drenagem e os relevos alinhados, caracterizam os traços de fratura interpretados tanto no embasamento quanto nos pacotes sedimentares da bacia.

Os traços marcados no mapa devem ser considerados, por não representarem tridimensionalmente as estruturas, como projeções de fraturas na superfície. Estes planos de fratura podem apresentar ângulos de mergulhos variados, desde verticais até baixos (entre 25° e 30°) e fornecem uma visão da direção destes planos mas não dos seus mergulhos.

Neste sentido, foram utilizados métodos simples para a determinação da direção dos fraturamentos, separadamente na bacia sedimentar e no embasamento, através de diagramas de rosetas. Também foi utilizado um método de agrupamento de feixes de lineamentos em áreas geográfica e litologicamente afins, semelhante ao utilizado por SOARES *et al.* (1982).

O tratamento estrutural através de rosetas utilizou programas computacionais que consideram segmentos unitários de comprimentos curtos, de modo que lineamentos longos são considerados como a junção de vários desses segmentos.

Nesta primeira aproximação não houve a preocupação de se utilizar os dados separadamente pelos domínios morfoestruturais, anteriormente descritos, mas sim unidades cronoestratigráficas diferenciadas. Os resultados, com as respectivas rosetas, podem ser visualizados na figuras 47a e 47b. Os resultados obtidos desta análise foram os seguintes:

- a) o comprimento de lineamentos, ou seja, a freqüência de comprimento mais expressiva, tanto no embasamento quanto na bacia, se dá para a direção NE-SW. No embasamento, os segmentos que apresentam direções entre N50°-70°E são muito mais representativos, havendo menor expressividade para noroeste. Nas rochas da bacia sedimentar há maior dispersão de lineamentos de maior comprimento, porém ainda com tendência NE-SW, principalmente para N30°-40°E e N70°-80°E, notando-se também lineamentos com comprimentos acentuados entre N30°-70°W.
- b) os comprimentos dos lineamentos, demarcados na Serra do Mar, são maiores na direção N-S e aqueles do Grupo Açungui são predominantemente maiores na direção N50°-80°E.
- c) em termos de freqüência, os lineamentos do embasamento predominam na direção N40°-70°E, havendo pequena concentração entre N20°-50°W. Já nos sedimentos da bacia a dispersão da ocorrência de lineamentos é maior, porém há uma tendência predominante entre N50°-70°E e outra para E-W.
- d) em relação à da Serra do Mar e ao Grupo Açungui, a maior incidência dos lineamentos tem direções semelhantes às aquelas verificadas nas rosetas referentes ao comprimento acumulado.



As figuras 47a e 47b mostram que os lineamentos do embasamento aflorando na área da bacia sedimentar e dos sedimentos apresentam a mesma orientação. O diagrama de roseta para lineamentos do embasamento, na área dos sedimentos, revela uma frequência maior na direção NE-SW e subordinadamente NW-SE e E-W. Os lineamentos do embasamento parecem ter sido gerados em períodos geológicos mais antigos e reativados após o preenchimento da bacia. Esta reativação, por sua vez, teria sido responsável pela estruturação segmentada da bacia com lineamentos de fraturas curtos e presença relativamente baixa de lineamentos longos. As fraturas NW-SE condicionam a intrusão de diques de diabásio, de idade Mesozóica (Formação Serra Geral), que se encontram encobertos pelos sedimentos na área da Bacia de Curitiba.

Experimentos em modelos reduzidos demonstraram que deslocamentos em falhas profundas podem estar registrados na superfície sedimentar através de zonas de fraturas descontínuas e menos marcantes. JACKSON *et al.* (1996) caracterizaram a evolução estrutural de uma zona sismogênica através de padrões anômalos de drenagem, alinhados na superfície. Isto é uma característica morfoestrutural, tais como os alinhamentos de fraturas, onde se encaixam grande parte dos segmentos de drenagem na área, caracterizando a ocorrência de falhamentos profundos reativados.

Já os lineamentos direcionados para NW-SE são menos salientes nos sedimentos do que aqueles de direção NE-SW. Quando observados no embasamento são marcantes e deslocam aqueles lineamento de direção NE-SW. Como os lineamentos NW-SE são pré-existentis considera-se que os novos eventos tectônicos reativaram antigos planos de fraturas.

Os lineamentos direcionados para N-S são menos significativos no embasamento da bacia do que nos sedimentos sobrepostos. Com base nesta característica inferiu-se que representam fraturas provavelmente formadas no último pulso tectônico que afetou a área. Esta hipótese é levantada com base nas características dinâmicas dos lineamentos que mostram regimes de tensão locais compatíveis com lineamentos de direção N-S.

## **7.2 Estruturas em mesoescala**

### **7.2.1 Foliações e lineações no embasamento**

Como já descrito anteriormente o embasamento da bacia de Curitiba é litologicamente heterogêneo, com metamorfitos de diferentes naturezas. A estruturação dúctil a dúctil-rúptil impressa nestas rochas foi herdada de eventos tectônicos pretéritos, desde o Transamazônico até o Brasiliano, entre o Proterozóico médio e o superior, proveniente de cisalhamentos simples em níveis crustais inferiores a médios, a foliação é

milonítica a protomilonítica. A deformação nestes metamorfitos é bastante heterogênea e os granitóides e rochas afins apresentam-se mais deformados do que rochas originalmente thronjemíticas. Na pedreira Paulo Leminski (Ponto 17), por exemplo, não se constata uma deformação generalizada, tal como visto na pedreira do Atuba (Ponto 23).

A estrutura mais relevante impressa nas rochas do embasamento é uma foliação gnaissica gerada pela reorientação de minerais placóides e estiramento e recristalização de agregados quartzo-feldspáticos. Esta foliação encontra-se finamente fatiada, geralmente anastomosada, com micrólitos milimétricos a sub-milimétricos lenticulares que desenha planos aqui designados de  $S_n$ . Não raras vezes apresentam estruturas S-C, com ângulos de até  $30^\circ$  entre as superfícies de cisalhamento (foto 19).

Outras estruturas esparsas derivadas de cisalhamento simples, observadas tanto micro como mesoscopicamente, tais como pequenas dobras (*shear folds*); sombras de pressão, geralmente simétricas; *ribbons* de quartzo com microboudinagens e porfiroclastos, geralmente de feldspatos potássicos ou de granadas.

As rochas apresentam paragêneses que chegam até a fácies do anfibolito com trajetórias metamórficas de retrogradação até a fácies xisto-verde (zona da biotita). É comum a ocorrência de hornblendas cristalizadas em biotitas, e em alguns casos biotitas a cloritas.

Além da foliação  $S_n$ , foi constatada uma superfície secundária, possivelmente de caráter pretérito, pois está transposta pela  $S_n$ . Os planos  $S_{n-1}$  geralmente estão orientados para  $N35^\circ-50^\circ W$ , em baixo ângulo, entre  $25^\circ$  e  $40^\circ$ , com mergulhos variáveis ora para NE ora para SW. Como são observados raramente, não foram considerados preponderantes para a geração de zonas de fraquezas reológicas.

Por outro lado a foliação  $S_n$  é marcante e pervasiva por todo o embasamento da bacia sedimentar. Os planos de  $S_n$  estão orientados para NE-SW, podendo apresentar orientações próximas a E-W, dependendo da litologia analisada, a exemplo do corpo granito-gnáissico denominado de granito Guajuvira (Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais, inédito) localizado a oeste da bacia.

No geral os planos de  $S_n$  estão orientados entre  $N40^\circ-60^\circ E$ , com mergulhos altos a médios, entre  $80^\circ$  e  $40^\circ$  para NW e SE, raramente observando-se baixos ângulos (figura 48). O mapa de linhas de forma (figura 49) mostra que a foliação  $S_n$  apresenta regionalmente um padrão anastomosado (foto 25 - Prancha 5), que confirma a geometria mostrada no estereograma. Os planos coincidem com a forma e o contato entre os diversos tipos litológicos do embasamento. Isto é característica da estruturação dos diversos maciços que o compõe, estando geneticamente ligada ao evento de deformação que gerou os planos de  $S_n$ .









Diversos estilos de dobras são observados no embasamento, desde dobras intrafoliares centimétricas até dobras desarmônicas de diversas dimensões e padrões e atitudes distintos.

Há duas razões para se levantar a hipótese de que a arquitetura estrutural final tenha sido proveniente de uma tectônica transcorrente. Em primeiro lugar, o fato de haver grande quantidade de planos de  $S_n$  verticalizados e/ou em altos ângulos e por fim a quantidade expressiva de lineações minerais de baixo ângulo e até horizontalizadas, impressas nesses planos de foliação. Há lineações oblíquas e até verticalizadas, não quantitativamente expressivas, marcadas por estiramento de quartzo. Também a forma lenticular dos maciços, a imbricação tectônica freqüente, o estiramento mineral horizontalizado revelam natureza transcorrente.

Esta estruturação pré-cambriana do embasamento foi importante, para delinear uma série de zonas reologicamente enfraquecidas reativadas sob novos regimes de tensão do Cenozóico.

A hipótese mais plausível para o início da formação da calha da Bacia Sedimentar de Curitiba não é a de uma tectônica transcorrente mas sim extensional, já que os tensores, como se verá adiante, estão posicionados na vertical. Neste caso não seria uma reativação da antiga cinemática, mas sim da reativação dos planos de fraqueza pré-existentes de um antigo regime tectônico. Em um segundo momento, possivelmente a partir do Quaternário, a reativação pode ser considerada já que a movimentação passa a ser transcorrente. Este assunto será abordado com detalhes nos capítulos posteriores.

### **7.2.2 Estruturas primárias e atectônicas**

Por se tratar de uma bacia sedimentar com seu processo de dissecação em andamento, havendo marcas de erosão e processos de inversão apenas localizados, a preservação de estruturas sedimentares relícticas da Formação Guabirotuba é relativamente alta. Estas estruturas são melhor preservadas nos sedimentos mais arenosos, principalmente em lentes arcossianas. Foram identificadas como estruturas primárias mais conspícuas, estratificações planares e até cruzadas tabulares, normalmente de pequeno porte, podendo atingir excepcionalmente mais de 2 m de espessura. As fotos 7 a 12 (capítulo 5) ilustram detalhadamente este tipo de estruturação. Estas em sua maioria estão horizontalizadas, mas se apresentam localmente basculadas quando afetadas tectonicamente.

Nos argilitos ocorrem localmente laminações plano-paralelas com geometrias lenticulares e heterogêneas. Embora a individualização de camadas em campo seja difícil devido o pacote sedimentar apresenta-se de forma maciça, observa-se laminação fina, submilimétrica a milimétrica, representando o nível D da seqüência de

Bouma. Os depósitos argilosos mostram acamamento quando estão intercalados com camadas mais arenosas, lenticulares ou não, ou então quando estão estratificados e intercalados com camadas de caliches (fotos 11 e 12, capítulo 5). Nos sedimentos mais arenosos pode haver leitos de segregação, estando os mais psamíticos na base e os mais finos no topo, caracterizando fluxo gravitacional.

Os caliches podem representar camadas contínuas, tabulares, ou suavemente lenticulares, destacadas nos afloramentos pelo seu maior grau de preservação em relação aos argilitos. Geralmente estão dispostos nos locais com maior concentração de pelitos e realçam a estruturação plano-paralela dos sedimentos locais.

Nas porções mais periféricas da bacia a estruturação sedimentar típica é a de depósitos de fluxo de massa ou *debris-flow* que, grosso modo, não são regionalmente contínuos, mas formam grandes lentes de detritos areno-siltosos com material seixoso em seu interior (foto 26 a 28 - Prancha 5). O material é pouco retrabalhado e bastante variável em sua granulometria, dando um aspecto desorganizado para o depósito. Em determinados locais, no entanto, observa-se existência de uma organização incipiente destes depósitos coluviais, como se os mesmos possuíssem uma estratificação inter-estratal ao invés de intra-estratal. Neste caso foi possível agrupar, até pela presença de marcante contato erosivo, conjuntos de estratos derivados de fluxo de massa. Este tipo de feição sedimentar pode representar as diferenças internas de energia dos fluxos aquosos associados à quantidade de água no sistema (REYNHARDT, 1992)

Outras estruturas sindeposicionais dos depósitos pelito-psamíticos foram constatadas, tais como pequenas estratificações cruzadas, acamadamentos irregulares ou lenticularizados, marcas convolutas e estruturas de carga. Quando não deformadas, essas estruturas representam a resposta sedimentar aos períodos de quietude tectônica da bacia ou de partes dela.

Algumas estruturas sedimentares, como ondulações em estratos de caliches, que podem caracterizar sismitos, indicam uma deformação tectônica sindeposicional ou, no máximo tardia a esta deposição. A observação é localizada e a melhor exposição desta característica foi encontrada no Ponto 153. Naquele local há planos de falhas bem delineados, deposição oblíqua de caliches em zonas de falha, foliação em bandas centimétricas de cisalhamento e a ocorrência de calcretes e silcretes em fraturas abertas (possíveis falhas) permitindo considerar esta área como bastante tectonizada, afetando os sedimentos que ainda se encontravam em estado de pré-litificação.

Estruturas tectônicas sin ou tardideposicionais foram observadas, tais como as de fluidização e ejeção de material arenoso em meio a argilitos, ou ainda a deformação de perfis lateríticos em formação e planos de fraturas localizados. Estes

colocam abruptamente lado a lado camadas de diferentes composições granulométricas, gerando contatos interestratais por pequenas falhas (fotos 29 e 30 - Prancha 5).

Outras estruturas primárias deformadas, tais como planos de acamamento (foto 31 - Prancha 6) deslocados e fraturas de seixos em porções conglomeráticas (foto 33 - Prancha 6), por exemplo, estão relacionadas a uma tectônica pós-deposicional, como será melhor explicitado adiante.

Outra característica importante a se ressaltar, presente nos sedimentos que preenchem a bacia, é a ocorrência de juntas de caráter atectônico. A geometria destas fraturas geralmente é conchoidal, apresentando dimensões centimétricas a decimétricas e sem padrões de orientação definidos. As superfícies destas fraturas geralmente são lustradas, contém pseudoestrias aleatoriamente distribuídas e estão presentes, com maior intensidade, nos argilitos e ou lamitos da Formação Guabirota (foto 32 - Prancha 6).

### **7.2.3 Estruturas de mesoescala e respectivas análises cinemáticas**

#### **a) falhas e estrias**

As falhas em mesoescala estão presentes em todas as unidades geológicas desde o embasamento até em depósitos coluvionares mais recentes que a Formação Guabirota. Apresentam-se com geometrias diferenciadas, ora planares ora irregulares em função dos materiais com distintas reologias e possuem direções principais, grosso modo, paralelas aos lineamentos regionais.

No embasamento, as falhas apresentam-se bem caracterizáveis nas pedreiras onde observa-se que os planos de falhas são essencialmente rúpteis e retilíneos quando suas extensões são centimétricas até decimétricas e algo encurvados quando apresentam grandes extensões (fotos 34 a 36 - Prancha 6).

É comum a presença de planos conjugados, com um padrão em “X” (foto 34 - Prancha 6). São planos que se cruzam obliquamente não havendo possibilidade de se determinar se algum deles ocorreu anteriormente ao outro. Normalmente são concomitantes, conjugadas, e gerados em resposta a processos de cisalhamento. Também há falhas sistemáticas que apresentam orientações subparalelas entre si.

As evidências de que os planos analisados representam falhas são as estrias de atrito, deslocamentos de feições litológicas, tais como veios ou feixes de foliação gnaissica; deslocamentos de diques de rochas básicas e geração de bandas cataclásticas a protocataclásticas de alguns centímetros de espessura (fotos 35 e 36 - Prancha 6).

Em alguns locais, foi verificado que a grande densidade e proximidade de planos de falhas favorece a maior desagregação da rochas, gerando zonas cataclásticas bem definidas, que podem apresentar espessuras métricas a decimétricas. Observa-se que

as falhas impressas em rochas de foliação marcante são paralelas a estas, podendo isto caracterizar a ativação de planos pretéritos.

A natureza desses falhamentos é variada. A maior parte é de caráter normal, com componente direcional, que resultou movimentos relativamente oblíquos em relação à superfície, havendo também falhas inversas em pequena escala. Igualmente é comum a presença de falhas transcorrentes, cujas estrias são horizontalizadas. A escala das falhas é variável, não existindo predominância de um ou de outro sistema em relação à extensão das falhas.

Uma das características que demonstram a movimentação e ativação nos planos de falhas são estrias de atrito entre os blocos falhados. No caso das rochas do embasamento, o falhamento gera superfícies espelhadas, que normalmente se encontram preservadas, inclusive com rugosidades, maiores ou menores. As estrias impressas nestas superfícies podem ser pequenos sulcos, com profundidades submilimétricas, interrompidas aqui e ali, dependendo da resistência do material. Também podem ser representadas por fraturamentos de grãos e posteriores alinhamentos dos fragmentos destes grãos, bem como alinhamentos impressos em preenchimentos de fraturas, tais como capas caolínicas ou de oxidação.

A geração destas estrias indica a movimentação no plano. Sua reconstituição cinemática, necessária para a determinação do sistema a que pertencem os fraturamentos, só pode ser feita em alguns afloramentos. Isto se deve à existência de estrias cujas atitudes não são claras, ou por estarem oblíquas ou por constituírem sistemas com rejeitos tanto direcionais quanto normais, por exemplo, quando evoluem de um processo para outro. Igualmente a rotação dos blocos falhados, através de basculamentos, pode fornecer estruturas deste tipo.

Os planos de falhas observados nos sedimentos, principalmente na Formação Guabirotuba, são diferenciados daqueles do embasamento. Normalmente as extensões são menores, com tamanhos milimétricos até métricos, raramente chegando a decamétricos. Geralmente os planos são retilíneos, podendo haver encurvamento naqueles maiores. Ocorrem falhas tanto nos termos mais finos ou argilosos quanto nos mais grossos ou diamictíticos e/ou conglomeráticos (fotos 37 a 54 - Pranchas 7, 8 e 9).

Nestes casos a determinação de que os planos constituem falhas propriamente ditas, e não juntas ou diáclases, é fornecida mais por características adjacentes ao plano de falha do que pelas características intrínsecas ao mesmo, observando-se, em muitos casos, deslocamento tanto de lentes arenosas, quanto de camadas e até de seixos em conglomerados; além do deslocamento de fraturas pré-existentes e do posicionamento lado a lado de sedimentos de origens diferentes. De forma secundária, no entanto, também são observadas características diretas de falhamentos, tais como espelhos de falhas e estrias e até cataclase ou protocataclase em

sedimentos mais litificados. A rara cataclase é devida à pouca litificação dos sedimentos da Bacia Curitiba, sendo menos favoráveis à marcação consistente de planos de falhas do que os metamorfitos do embasamento.

Alguns sistemas de falhas foram gerados concomitantes à deposição dos sedimentos quando estes ainda se encontravam saturados e, portanto, potencialmente menos resistentes em termos reológicos, o que dificultou a boa marcação de planos de ruptura. Também este fato possibilitaria a geração de estruturas anômalas, tais como sismitos e estruturas de ejeção, como descrito anteriormente.

Em virtude do exposto, a dificuldade de se encontrar estrias de falhas nos planos de ruptura nos sedimentos é diretamente proporcional à dificuldade da natureza em produzi-las. Mesmo em planos corrugados não se observa com clareza sulcos que poderiam caracterizar estrias de atrito, acrescentando-se a isto a dificuldade de haver películas de alteração nestes planos devido à percolação de água. Alguns planos de falha mais retilíneos, pós-deposicionais e de ocorrência nos argilitos foram observados e permitiram a caracterização de elementos lineares em sua superfície. Estes apresentam características semelhantes àqueles descritos para os planos de falha do embasamento. Também nestes casos, esparsos em toda a área da bacia, há rugosidades dos planos que possibilitam a determinação, ainda que precária, da movimentação.

#### **b) juntas**

No presente caso não se distingue juntas das diáclases, sendo o primeiro termo melhor empregado a terrenos metamórficos e o segundo a sedimentares. Por uma questão de praticidade, preferiu-se englobar os dois termos no conceito de juntas.

Há uma discussão na literatura a respeito da origem das juntas. HANCOCK & ENGELDER (1991) sustentam que essas estruturas são respostas reológicas a processos tectônicos de extensão enquanto que SCHEIDEGGER (1991; 1993) sustenta que as juntas representam fraturas nas proximidades de planos de cisalhamentos derivados de um campo de *stress* local. Este último sustenta que estas seriam respostas aos processos neotectônicos em atividade na área, constituindo uma espécie de “assinatura” geológica destes processos.

Os estudos na Bacia de Curitiba e seu embasamento revelaram a ocorrência freqüente de juntas, que serão englobadas na mesma discussão. Em geral as juntas observadas são planos de ruptura fechados e apresentam escalas variadas em relação à sua extensão. Pode ocorrer abertura dos planos das juntas inclusive com preenchimento de filmes de alteração de composição caulínica, ou meramente argilosa e, por vezes, com produtos de oxidação.

Ocorrem sempre em sistemas, sendo mais homogêneos nas rochas cristalinas do embasamento. Sua densidade é variável e, dependendo do local, também da



litologia, estão densamente distribuídas ou apenas ocorrem esparsamente. Nas pedreiras, talvez em função da facilidade da visualização tridimensional, é muito fácil a separação de famílias de juntas. Como é normal elas se entrecruzarem, pode haver confusão, à primeira vista, com falhamentos conjugados (foto 34).

Em termos de orientação, as juntas verificadas na área apresentam-se de forma mais ou menos aleatória. Há orientações predominantes para NE-SW, NW-SE, N-S e E-W, refletindo-se naquelas orientações já mencionadas para os grandes traços de fraturas regionais. Também há juntas com direções intermediárias a estas, porém com menor frequência. Estes sistemas geralmente apresentam ângulos de mergulho altos até médios mas com direções variáveis dos mergulhos. Interpretou-se estes padrões como sendo gerados nos processos tectônicos que afetaram a área como um todo, já que na sua maioria as juntas empinadas ou oblíquas não apresentam aberturas de alívio, as quais seriam esperadas em sistemas puramente extensionais, ou com componentes extensionais mais acentuados.

Outro padrão presente é um sistema de juntas sub-horizontais, principalmente no embasamento. Apresentam-se suavemente encurvadas, normalmente com a concavidade voltada para cima, segmentando outros sistemas de juntas ou até planos de falhas. Estas juntas são interpretadas como geradas por alívio de carga.

Os dados obtidos através das juntas serão abordados no contexto da análise estrutural nos capítulos seguintes.









## 8. ANÁLISE DE PALEOTENSÕES

### 8.1 Introdução

Nas seções anteriores foram descritas estruturas e morfoestruturas resultantes de atividades tectônicas recentes e neotectônicas. Estruturas do embasamento podem ter sido geradas anteriormente ao Cenozóico e terem sido reativadas no Terciário, principalmente no fim do Paleógeno e durante o Neógeno. Durante o Cenozóico também ocorreu a formação de novas estruturas tectônicas, tanto no embasamento quanto nos sedimentos que preenchem a bacia.

A análise estrutural enfocou principalmente as estruturas rúpteis com o objetivo de se determinar a direção das tensões ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ ) que as originaram e qual o regime tectônico envolvido.

Os dados foram separados e analisados considerando-se os domínios morfoestruturais definidos anteriormente em cada uma das unidades geológicas principais, ou seja, o embasamento e as rochas do pacote sedimentar sobreposto. Evitou-se assim misturar dados de blocos contíguos que possivelmente tenham sofrido movimentação relativa entre si, promovendo uma alteração espacial das suas informações estruturais. Afloramentos representativos foram analisados de forma isolada, com o objetivo de determinar-se padrões locais para compará-los aos regionais.

Os métodos utilizados para a análise foram principalmente os de ARTHAUD (1969) e o método de diedros retos (ANGELIER & MECHLER, 1977).

O método de ARTHAUD, depois abordado por ALEXSANDROWSKI (1985), admite que é possível, em campos de deformação, definir um conjunto de três eixos principais ortogonais entre si, denominados de X (direção principal de alongamento), Y (direção intermediária entre X e Z) e Z (direção principal de encurtamento ou de menor alongamento) e o posicionamento espacial de cada um desses eixos poderia ser determinado pela medida das falhas e das estrias por elas geradas. O mecanismo de deformação poderia ser explicado pelo movimento relativo dos blocos ao longo do plano de falha. As atitudes do plano de falha associadas à sua direção e sentido do movimento são os elementos geométricos importantes para a determinação dos eixos de deformação. O método baseia-se no fato de que todas as falhas ativadas durante o mesmo processo tectônico possuem igual valor e que há um plano virtual, ortogonal a um

plano de falha qualquer, que contém a direção das estrias. De acordo com ARTHAUD (*op. cit.*), todavia, modelos simétricos não se encontram facilmente na natureza, portanto a determinação do campo de esforços precisa ser cuidadosa.

Já o método dos diedros retos, parte do pressuposto de que as falhas geradas em um mesmo episódio tectônico, observadas em um maciço com fraturamento pré-existente, apresentam movimentação resultante de um estado de tensões uniforme para o volume rochoso considerado. Nesse caso, é possível definir, em escala local, três eixos principais de um episódio tectônico, ortogonais entre si, correspondentes, à compressão ou tensão máxima ( $\sigma_1$ ), intermediária ( $\sigma_2$ ) e à distensão máxima ou compressão mínima ( $\sigma_3$ ). Outra premissa do método é a de que as estrias de atrito presentes em um plano de falha representem uma componente do esforço cisalhante gerado sobre esse plano.

O método permite a determinação das direções principais de esforços a partir de uma população de falhas e respectivas estrias de atrito. Para cada conjunto destas estruturas é construído um plano auxiliar ortogonal ao plano de falha e à estria de atrito. Esse plano auxiliar e o plano de falha definem no espaço quatro diedros retos, dois opostos em extensão e dois outros opostos em compressão, de acordo com o sentido de movimento da falha. Os diedros obtidos para cada par “plano de falha-estria” são somados em um diagrama Schmidt-Lambert, sendo as áreas de maior coincidência de diedros compressivos as de maior probabilidade de conter o esforço máximo compressivo, e as de maior coincidência de diedros extensionais as de maior probabilidade de conter o esforço máximo distensivo (figuras 51 e 52).

Para o cálculo dos planos estatísticos, para ambos os métodos foram empregados os programas STERONET v. 3.0 (GEOLOGICAL SOFTWARE, 1995); STERONETT v. 2.1 (DUYSTER, 1998) e TRADE (IPT, 1994)

Os dados estruturais utilizados na análise foram os planos de falhas medidas em campo e suas respectivas estrias, de tamanhos centimétricos até decamétricos mesmo quando não era possível a determinação exata do sentido de movimento.

A dificuldade encontrada residiu na definição da localização espacial precisa destes eixos. Na verdade algumas pseudo estruturas podem levar a erros diagnósticos, em função da existência de dados conflitantes, mesmo porque a reologia do material é diferenciada e porque nem sempre se encontram estruturas bem formadas. Por outro lado, a determinação da cronologia relativa é dificultada pelo fato de não haver certeza se os dados impressos exclusivamente no embasamento foram gerados pelo mesmo evento tectônico que deforma a bacia sedimentar.





A estruturação da área é apresentada nos mapas de alinhamentos estruturais (figura 52, capítulo anterior) e o de estruturas (figura 53) que mostra a orientação média das estruturas rúpteis observadas.

## **8.2 Os campos de tensões através da análise de fraturas (falhas e juntas)**

Os métodos de ARTHAUD (1969) e dos diedros retos trabalham com a perspectiva de que os dados estruturais de uma área específica pertençam a deformações impostas pelos mesmos processos tectônicos. Prevêem, por isto, relações estruturais claras e definidas, em um mesmo ambiente tectônico e contexto litológico.

Como as premissas não são satisfeitas totalmente na área, procedeu-se a uma coleta de dados, bem como uma avaliação final cuidadosa. A primeira separação foi por critérios litológicos, construindo-se estereogramas para a representação em separado de porções do embasamento e porções da bacia sedimentar.

As interpretações estruturais dos sistemas rúpteis baseiam-se na relação entre os planos de falha e o elipsóide de tensão (*stress*) proposto por ANDERSON (1951). Na figura 52 são mostrados os padrões de falhamentos principais e a posição dos respectivos eixos de tensão além das projeções ciclográficas e estrias de atrito típicas produzidas pela movimentação dos planos de falha.

O modelo de ANDERSON (*op. cit.*) pode não ser válido, no entanto, para algumas situações. Por exemplo, em dois conjuntos de sistemas conjugados que formam redes romboedrais, quando há recorrência de falhas transcorrentes, é possível que somente um dos conjuntos seja reativado. Além disso, o modelo assume que a orientação do elipsóide de tensão não muda com a profundidade e que o campo de *stress*, em profundidades rasas, é uniforme para grandes áreas. Isto gera uma falsa premissa de que múltiplos tipos de falhas correspondem a múltiplos episódios de deformação. Segundo ROWLAND & DUEBENDORFER (1994), com base em vários autores, esta expectativa não é sustentável, já que as pesquisas em regiões tectonicamente ativas demonstram o contrário. De acordo com estes autores algumas regiões podem apresentar sistemas de tensão não uniformes através do tempo, como no regime extensional do oeste dos EUA, e não uniformes através do espaço, tais como o caso do sistema compressivo da região Himalaia-Tibetana na Ásia. O tratamento dos dados em regiões de campo de tensão não uniformes, deste modo, precisa ser cuidadosa.

A questão do regime de tensão precisa ser encarada tanto em termos regionais, de acordo com o regime decorrente da dinâmica das placas, como locais, que admite a redistribuição das tensões em função das anisotropias, descontinuidades ou heterogeneidades dos maciços rochosos e da superfície do terreno.

Para facilidade de leitura, os métodos de ARTHAUD (1969) e dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER, 1977) serão denominados doravante neste capítulo simplesmente de “método de Arthaud” e “método dos diedros”, visto que serão termos usados com bastante frequência nos itens subseqüentes.

### **8.2.1. Análise geométrica das fraturas**

Tanto no embasamento como na Formação Guabirota há conjuntos de planos de fraturas, subdivididos em falhas e juntas (ou diáclases), que caracterizam as discontinuidades estruturais observadas. A análise destes dados subsidia uma elaboração do modelo tectônico vigente na área. No embasamento foram levantados 294 dados de planos de juntas ou diáclases e 68 de planos de falhas, enquanto que nos sedimentos foram medidos 246 planos de juntas e 30 planos de falhas (figuras 54 e 55).

Através dos resultados obtidos nos diagramas de rosetas possibilitou-se inferir, grosso modo, o posicionamento dos eixos de tensão máximo ( $\sigma_1$ ) e mínimo ( $\sigma_3$ ), com a ressalva de que não podem ser considerados isoladamente. Necessitam uma comparação com os resultados fornecidos pelos estudos morfotectônicos e pela análise estrutural da tensão, como será visto adiante.

As juntas e diáclases do embasamento (figura 54) mostram duas direções preferenciais, apesar de haver dados disseminados em praticamente em todas as direções: E-W, ou mais precisamente N50°-90°/N230°-270° e NNW-SSE, ou N160°-200°/N320°-020°. Tal orientação se ajusta ao modelo de cisalhamento simples rúptil de Riedel (figura 40, capítulo 6), com binário dextral ENE-WSW. Assim as fraturas com direção NNW-SSE representam o cisalhamento conjugado de Riedel (R'), as fraturas entre ENE-WSW e E-W representam o cisalhamento de Riedel (R) e as fraturas Y, as fraturas NW-SE representam as fraturas de tensão (T).

Em relação aos planos de falhas analisados (figura 54) as tendências são semelhantes aos planos de juntas. As direções predominantes são N60°-70°/N240°-250° e secundariamente N000°-020°/N180°-200° e N150°-170°/N330°-350°. Neste caso as direções igualmente se ajustam a um binário dextral de direção ENE-WSW. As direções de ajuste do modelo são similares àquelas observadas em relação aos planos de juntas ou diáclases, acima mencionadas.

Os eixos de tensão ( $\sigma_1$ ) e ( $\sigma_3$ ) estariam posicionados na horizontal com direções NW-SE e NE-SW considerando-se que o regime de deformação fosse do tipo transcorrente; ou seja, resultado de reativação de discontinuidades estruturais antigas devido a novo regime compressional em escala regional.

As discontinuidades da porção sedimentar da bacia (figura 55), Formação Guabirota e outras apresentam apenas algumas diferenças em relação àquelas do embasamento. Os planos de juntas e diáclases estão orientados, preferencialmente, nas

direções N40°-60°/N210°-230° e N150°-160°/N340°-350° e secundariamente na direção N100°-110°/ N280°-220°. Neste caso há um ajuste perfeito das duas primeiras famílias no modelo de Riedel, posicionando o primeiro na direção de descontinuidades (R), (P) e (Y) de Riedel e o segundo coincidente com as fraturas de tensão (T). Considera-se por isso que o alívio da tensão ocorre através de um binário dextral NNW-SSE. O terceiro conjunto de fraturas não é explicado facilmente, já que sua direção (NNE-SSW) não é prevista no modelo, mas poderia ter sido resultado de um padrão de fraturamento gerado em processos deformacionais anteriores.

Os planos de falhas estão orientados, por sua vez, preferencialmente para N160°-180°/N330°-350° e secundariamente para N100°-110°/N280°-290° e N50°-60°/N230°-240° (figura 55). Novamente observa-se que há um ajuste ao modelo de Riedel, segundo um binário dextral de direção NNW-SSE, em regime de cisalhamento simples, rúptil, onde as medidas NW-SE corresponderiam ao plano de Riedel (R), as medidas NE-SW seriam os planos de cisalhamento conjugado de Riedel (R'), as fraturas NNW-SSE seriam os planos de cisalhamento Y, enquanto que as fraturas de tensão (T) poderiam ser representadas por planos secundários de fraturamento direcionados para N-S. Os planos E-W não se encaixariam no modelo, a não ser que se considerasse uma reversão do movimento dextral para sinistral em determinado momento da história geológica local, hipótese não confirmada. Por outro lado estes planos de falha E-W, poderiam representar, como já discutido, planos de descontinuidades pré-existentes.

Em relação ao posicionamento dos eixos de tensão máxima ( $\sigma_1$ ) e mínima ( $\sigma_3$ ) a interpretação é a mesma anteriormente mencionada, isto é, teoricamente estes eixos estariam posicionados na horizontal, com o eixo de  $\sigma_1$  na direção WNW-ESE e o eixo de  $\sigma_3$  na direção NNE-SSW. Tal hipótese corresponde aos padrões morfotectônicos dos segmentos de drenagens de primeira e segunda ordens da bacia e do seu entorno.





### 8.2.2 Os campos de tensão do embasamento

O embasamento foi subdividido em dez domínios morfoestruturais, de acordo com características descritas anteriormente. Cada domínio apresenta informações obtidas em vários afloramentos que foram analisadas individualmente, quer coincidentes ou não com as de outro domínio. Os dados estruturais mais representativos ou médios foram tratados de forma que os pontos com maior número de informações não influenciassem estatisticamente a análise.

No mapa de domínios morfoestruturais (figura 45, capítulo 6), aqueles do embasamento receberam denominações que vão de I-E a X-E (E de embasamento). Os domínios X-E e IX-E, na porção NNW da área, englobam os metassedimentos do Grupo Açungui e não foram abordados na análise estrutural. No domínio IV-E a SE da área, nas encostas da Serra do Mar, igualmente não foram levantados dados. O domínio V-E está a sul e os domínios VI-E e VII-E a SW da bacia sedimentar. Nestes três domínios existem poucos dados consistentes que pudessem permitir a determinação segura dos eixos de tensão locais.

Os domínios I-E, a norte da bacia, II-E a sudoeste, III-E a leste e VIII-E a oeste são os que apresentam dados passíveis de análise estrutural. Com exceção do domínio III-E, que engloba parte do maciço granítico da Serra do Mar, os outros três são constituídos por metamorfitos. Nestes três domínios também estão englobados alguns afloramentos com grande volume de dados interessantes para a análise estrutural. Abaixo são apresentados os diagramas estruturais resultantes desta análise e suas respectivas interpretações.

#### a) Domínio I-E

Neste domínio, foram utilizados 17 conjuntos de dados de planos estriados de falhas com indicação cinemática. Os resultados através do método dos diedros (figura 56a) demonstram que o tensor máximo  $\sigma_1$  é vertical, enquanto que os tensores médio ( $\sigma_2$ ) e mínimo ( $\sigma_3$ ) estão sub-horizontalizados. A análise pelo método de Arthaud (figura 56c) confirma a posição espacial de  $\sigma_1$ . Já os outros tensores, podem apresentar direção NE-SW, com baixo ângulo de mergulho a horizontalizado, no caso do tensor mínimo ( $\sigma_3$ ), e NW-SE, horizontalizado, no caso do tensor médio ( $\sigma_2$ ).

Esta configuração é típica de regimes distensivos, geradores de falhas normais, localmente transtensionais. A direção de extensão é importante para caracterizar a ativação de planos de falhas pré-existentes.

Os dados do presente domínio mostram uma distensão com direção média NW-SE. Há reativação dos planos pré-existentes no substrato da bacia cuja direção média está em torno de NE-SW ou ENE-WSW. O estereograma (figura 56b) mostra, através da projeção ciclográfica dos planos e das estrias que indicam o sentido de

movimento, que há planos de falha transcorrentes e outros normais. Esta coexistência pode ser explicada pela ativação sucessiva ou simultânea desses planos inicialmente através de sistemas distensivos, podendo apresentar movimentações oblíquas e, posteriormente, direcionais.

### **b) Domínio II-E**

Embora haja poucos dados para uma correta análise cinemática deste domínio a análise estrutural demonstrou que os resultados das figuras 57a e 57bc são semelhantes àqueles encontrados para o Domínio I-E.

Os métodos dos diedros e Arthaud indicaram um tensor máximo ( $\sigma_1$ ) verticalizado, o tensor mínimo ( $\sigma_3$ ) orientado para NW-SE e o tensor intermediário ( $\sigma_2$ ) para NE-SW. O estereograma com as representações ciclográficas dos planos de falha e estrias de atrito, falhamentos normais, caracteriza as tensões em termos espaciais (figura 57b).

### **c) Domínio III E**

Foram analisados onze conjuntos de planos estriados de falha na porção mais oriental da área em apreço, englobando parte dos maciços da Serra do Mar. Pela análise através do método dos diedros, verificou-se que o tensor máximo ( $\sigma_1$ ) está posicionado de médio a alto ângulo no quadrante NW, o tensor mínimo ( $\sigma_3$ ) em baixo ângulo a sub-horizontal a leste ao passo que o tensor intermediário ( $\sigma_2$ ) posiciona-se igualmente a baixo ângulo mas em direção sul (figuras 58a e 58c).

O modelo mais condizente, neste caso, seria o distensivo com falhas normais direcionadas para NW-SE e NE-SW. Há porém estruturas geradas por movimentos oblíquos nestes planos possivelmente derivados de uma componente direcional secundária. O estereograma com os planos de falhas e respectivas estrias (figura 58b) mostra que algumas são de caráter oblíquo conquanto a maioria seja distensional. A coincidência dos resultados pelos métodos de Arthaud e Angelier, comprovam a consistência dos dados neste caso (figura 58c).

A comparação da análise deste domínio com outros do embasamento, mostra que há pequenas diferenças entre os sistemas distensivos em virtude do posicionamento diferenciado dos eixos  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ . Esta característica denota que alinhamentos principais de falhas podem estar direcionado para quadrantes opostos. Assim sendo, nos Domínios I-E e II-E as falhas estão orientadas principalmente para NE-SW, enquanto que nos Domínios III-E e VIII-E, como se verá adiante, estão localizadas para NW-SE demonstrando uma possível ativação de planos pré-existentes com direções variadas ou uma nova geração de planos de falha.







#### **d) Domínio VIII-E**

Localizado a oeste da bacia sedimentar, apresenta apenas sete conjuntos de planos e estrias de falha o que torna sua análise não totalmente conclusiva, embora seja importante mostrá-la para a comparação com os outros domínios.

Na análise pelo método dos diedros o tensor máximo ( $\sigma_1$ ) está posicionado com mergulho para S-SE com alto ângulo de mergulho (figura 59a), em torno de  $65^\circ$  a  $70^\circ$ , enquanto que o tensor mínimo ( $\sigma_3$ ) está direcionado para NE-SW e o eixo de tensão intermediário ( $\sigma_2$ ) para NW-SE. Estes últimos encontram-se sub-horizontalizados configurando um sistema tectônico distensional como no Domínio II E.

A análise pelo método de Arthaud (figura 59c), mostra um resultado pouco diferente, posicionando os eixos de ( $\sigma_1$ ) mais deslocados para norte, mas ainda assim com a mesma tendência distensional. Também há uma diferença no posicionamento do eixo  $\sigma_2$ , em relação aqueles eixos de tensão intermediários observados nos domínios anteriores. Na verdade isto significa mudança de direção dos falhamentos normais.

Uma explicação possível é que durante a distensão, vários planos de fraturas pré-existentes foram ativados e como já havia planos de direção NE-SW e NW-SE, estes experimentaram deslizamentos verticais normais.

#### **e) Afloramentos isolados**

Além de dados dos domínios morfoestruturais, também foram analisados afloramentos específicos, geralmente em pedreiras com metamorfitos do Complexo Costeiro ou dos granitos e granitóides do maciço ocidental da Serra do Mar, que concentram um volume de informações interessantes.

Os pontos principais são a Pedreira Paulo Leminski (Ponto 17 - Domínio I-E), Pedreira Roça Grande (Ponto 18 - Domínio I-E), Pedreira Andraus (Ponto 22 - Domínio VIII-E), Pedreira Cantareira (Ponto 24 - Domínio III-E), Pedreira C.R.Almeida (Ponto 28 - Domínio III-E).

As análises dos Pontos 17 e 18, através do método dos diedros mostra resultados diferentes do conjunto de dados do Domínio I-E, onde se localizam os referidos pontos. No Ponto 17, em especial, a análise demonstra a ocorrência de um sistema direcional com falhamentos transcorrentes associados a um sistema distensional tendo-se esta interpretação devido ao posicionamento oblíquo do tensor máximo ( $\sigma_1$ ), postado a médio ângulo de mergulho no quadrante SW e horizontalizado no quadrante NE (figura 60a e 60c). A posição do tensor médio ( $\sigma_2$ ) é quase vertical e o tensor mínimo ( $\sigma_3$ ) está horizontalizado direcionado para NW-SE. Já a análise do Ponto 18 (figura 61) revela os tensores intermediários e mínimos ( $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ , respectivamente) com posicionamento semelhante em relação ao diagrama da figura 56a e 56c, que mostra a

análise dos dados completos do Domínio I-E. Localmente no Ponto 18, a direção dos falhamentos é NE-SW. Estas diferenças que ocorrem representam, por sua vez, ajustes locais da tensão ou a caracterização da mudança do regime tectônico e conseqüentemente das direções dos eixos de tensão.

No Ponto 22, a análise pelo método dos diedros revelou orientações dos eixos de tensão diferentes entre a área da Pedreira Andraus (Ponto 22) e o Domínio VIII-E como um todo. O eixo ( $\sigma_3$ ) está direcionado para NE-SW horizontal, porém os eixos intermediários ( $\sigma_2$ ) e máximo ( $\sigma_1$ ) estão invertidos em relação aos anteriores, demonstrando que, especificamente no Ponto 22, há características de evento tectônico direcional enquanto que regionalmente predominam indícios de tectônica distensional (62a e 61c).

A discussão das conseqüências dessas características tectônicas é interessante considerando-se que há uma inversão cinemática dos movimentos de blocos adjacentes em função das mudanças dos eixos de tensão. Falhas que apresentavam movimentos eminentemente gravitacionais passam a apresentar componentes de movimentos direcionais ou oblíquos, com ativação dos planos de fraturas já existentes.

Os Pontos 24 e 28 (figuras 63a e 63c; 64a e 64c) apresentam alguns resultados diferentes do Domínio III-E (ou nas encostas ocidentais da Serra do Mar), no qual estão inseridos em grande parte do Granito Anhangava. No primeiro ponto, observam-se características de movimentos transcorrentes, como mostra o posicionamento horizontalizado de  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  e verticalizado de  $\sigma_2$ ; enquanto que no segundo observa-se  $\sigma_1$  posicionado mais na vertical, caracterizando movimentos distensionais cujo eixo de extensão está posicionado quase que para N-S. Estes padrões locais são diferentes do padrão regional, eminentemente distensional que apresenta eixo de extensão posicionado para ENE-WSW.

### **8.2.3 Os campos de tensão da porção sedimentar da Bacia de Curitiba**

A bacia sedimentar igualmente foi sub-dividida em dez domínios morfoestruturais, cujas denominações vão de I-B a X-B (B de bacia) (figura 45, capítulo 6). O domínio VII-B não permitiu análise, em função de não ter havido a coleta de dados estruturais com informações suficientes.

Os domínios I-B e II-B estão situados na porção norte-nordeste da bacia, os domínios III-B e IV-B na porção leste, os domínios V-B na porção centro-norte e os domínios VII-B e VIII-B na porção centro-oeste e oeste respectivamente. Em geral, o volume de dados está razoavelmente distribuído entre os vários domínios.







O tratamento estatístico dispensado aos dados coletados, em cada um desses domínios, foi o mesmo adotado para o embasamento. A seguir são apresentados os diagramas de Schmidt com os resultados das análises e das soluções dos eixos de tensão para cada domínio morfoestrutural, além das respectivas interpretações.

#### **a) Domínio I-B**

Neste domínio, composto pela Formação Guabirota e por aluviões recentes, há 7 conjuntos de dados de planos estriados de falhas. Os resultados, através do método dos diedros (figura 65a), mostraram eixos de tensão compatíveis com um regime transtensivo. O pequeno volume de dados não permite uma análise conclusiva, mas mostra o posicionamento aproximado dos campos onde se localizam os eixos de tensão.

O tensor máximo ( $\sigma_1$ ) apresenta posição WSW, com baixo ângulo de mergulho (entre  $05^\circ$  e  $10^\circ$ ), demonstrando sua tendência direcional a oblíqua. O tensor médio ( $\sigma_2$ ) está localizado a NE do diagrama, quase verticalizado e o tensor mínimo ( $\sigma_3$ ) também em posição horizontalizada mas direcionado entre NNW-SSE e N-S.

Este posicionamento revela que os falhamentos principais do domínio em apreço podem estar orientados para NE-SW e NW-SE. A figura 65b, que mostra as projeções ciclográficas dos conjuntos de planos estriados permite esta interpretação.

O diagrama da figura 65c que mostra a análise pelo método de Arthaud confirma as localizações dos campos de eixos de tensão fornecido pelo método dos diedros retos.

#### **b) Domínio II-B**

Este domínio está constituído pelos sedimentos da Formação Guabirota, com alguns afloramentos isolados do embasamento. Foram anotados 8 conjuntos de dados de planos estriados de falha.

No diagrama gerado pelo método dos diedros retos (figura 66a), os eixos de tensão estão posicionados de forma compatível com regimes transcorrentes, em contraposição a indícios de movimentos extensionais. Foi observado, nesse sentido, que o campo de tensão máximo, onde se posiciona o tensor  $\sigma_1$ , ocorre aproximadamente orientado para oeste, com ângulos de mergulho baixos. O tensor médio ( $\sigma_2$ ) está verticalizado na direção leste e o tensor mínimo ( $\sigma_3$ ) está para NNE-SSE. Estas conclusões foram obtidas também no estereograma de Arthaud (figura 66c).





A observação de registros estruturais contraditórios, como falhas normais, oblíquas e até direcionais em rochas deste domínio, indicam que há diferentes gerações de estruturas em regimes tectônicos diferentes. As projeções ciclográficas dos planos de falhas deste domínio (figura 66b) mostram que os componentes principais dos sistemas de falhas estão posicionados para NE-SW e muitos apresentam movimentação extensional enquanto que o conjunto demonstra situação geral direcional.

Outra hipótese para a coexistência de falhas normais, oblíquas e direcionais é a possibilidade de ocorrência de regime transtensional.

### **c) Domínio III-B**

É constituído por sedimentos da Formação Guabirota e por depósitos colúvio-aluvionares sobrepostos. Foram medidos 7 conjuntos de planos de falhas-estrias. A análise pelo método dos diedros retos (figura 67a) mostra que o eixo de tensão máxima ( $\sigma_1$ ) apresenta-se sub-horizontal, direcionado para WNW e ESSE ou E-W. O eixo de tensão mínimo ( $\sigma_3$ ) posiciona-se para NNW-SSE com médios a baixos ângulos de mergulho, enquanto que o eixo de tensão intermediário ( $\sigma_2$ ) posiciona-se próximo à vertical.

Tal posicionamento dos eixos de tensão é compatível com um regime transcorrente cujos falhamentos principais estariam orientados para NE-SW e NW-SE. Todavia, falhas normais e inversas são encontrados com frequência, como pode ser observado na figura 67b. A análise realizada pelo método de Arthaud (figura 67c) corrobora esses resultados.

### **d) Domínios IV-B e V-B**

Os domínios IV-B e V-B são contíguos e apresentam no total 11 conjuntos de dados referentes a planos estriados de falha. Os dados do conjunto V-B são pouco conclusivos para representar a região como um todo, mesmos assim estes dados foram tratados e comparados. No Domínio IV-B (figura 68a) o eixo de tensão máximo é sub-horizontal com orientação E-W (ou WNW-ESE). O eixo de tensão  $\sigma_2$  está orientado para N-S com médio ângulo, ao passo que o eixo de tensão mínima é sub-vertical. Tal posicionamento dos tensores é semelhante ao interpretado no Domínio V-B, com pequena rotação anti-horária dos eixos  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$ . O diagrama definido pelo método de Arthaud para o Domínio IV-B (figura 68c) corrobora os resultados obtidos pelo método dos diedros retos.

Estas características são típicas de regimes tectônicos compressivos, onde há geração de falhas inversas e, secundariamente, falhas com componentes oblíquos e até direcionais. Estes padrões podem ser observados na figura 68b, que mostra as projeções ciclográficas dos falhamentos.

### **e) Domínio VII-B**

Este domínio é formado essencialmente por sedimentos da Formação Guabirotuba. Foram coletados 9 conjuntos de dados relativos a planos de falha estriados. A figura 69a mostra a projeção estereográfica a partir do método dos diedros retos, onde os eixos de tensão máximo ( $\sigma_1$ ), intermediário ( $\sigma_2$ ) e mínimo ( $\sigma_3$ ) estão posicionados de acordo com um regime tectônico distensivo mas com movimentos oblíquos e até direcionais.

Há duas interpretações para o posicionamento do eixo de tensão máximo ( $\sigma_1$ ): está situado em alto até médio ângulo de mergulho em uma direção aproximada N-S e também com possibilidade de estar sub-vertical. Os eixos de tensão intermediário ( $\sigma_2$ ) e mínimo ( $\sigma_3$ ) apresentam baixos ângulos de mergulho respectivamente para NE-SW e NW-SE. Estes resultados são confirmados pela análise através do método de Arthaud (figura 69c). A projeção ciclográfica dos planos de falha mostra deslocamentos (figura 69b) preferencialmente direcionais e inversos. Considerando um regime transtensivo, é possível que a geometria apresentada por estes feixes de falhas locais ajustem-se de forma mais conveniente, considerando-se a primeira possibilidade de posicionamento do eixo de tensão máxima.

### **f) Domínio VIII-B e Ponto 153**

Este domínio apresenta um conjunto de 9 dados de planos estriados de falha, sendo a maioria observada no Ponto 153. Os resultados apresentados nos diagramas obtidos pelos métodos de Angelier e Arthaud são semelhantes.

Os eixos de tensão posicionam-se de forma diferente daqueles observados nos outros domínios. No presente caso o eixo de tensão máximo ( $\sigma_1$ ) apresenta baixos ângulos de mergulho até a sub-horizontalidade, orientado para NW-SE; o eixo de tensão intermediário está posicionado em alto ângulo, sub-horizontal, e o eixo de tensão mínimo ( $\sigma_3$ ) também está posicionado com baixo ângulo de mergulho no quadrante NE (figura 70a). Estes resultados são corroborados pela interpretação através do método de Arthaud (figura 70c).

Tal ajuste dos campos de tensão é compatível com regime de deformação transcorrente (ou transpressivo), resultando em falhas inversas ou de movimentos oblíquos e até direcionais. Isto pode ser observado no estereograma com as projeções ciclográficas dos planos de falha e respectivas estrias de atrito (figura 70b).

### **g) Domínios IX-B e X-B**

Estes domínios morfoestruturais estão contíguos e representam apenas 7 conjuntos de dados de tipo planos estriados de falha.

A análise pelo método dos diedros (figuras 71a e 72a) revelou que o campo do eixo de tensão máxima ( $\sigma_1$ ) é vertical, o campo do eixo de tensão intermediária ( $\sigma_2$ ) sub-horizontal com direção NE-SW enquanto que o eixo de tensão mínima ( $\sigma_3$ ) também horizontal tem direção NW-SE. Tais resultados são corroborados pela análise através do método de Arthaud (figuras 71c e 72c).

Este posicionamento dos eixos revela um regime tectônico distensional, predominantemente para NW-SE e direção de falhamentos principais para NNE-SSW e ENE-WSW, como indicado pelas projeções ciclográficas dos planos de falhas medidos em campo (figuras 71b e 72b). Tais falhas apresentam, geralmente, movimentos normais, mas em alguns casos foram constatados movimentos oblíquos.







## 9. MODELOS TECTÔNICOS E NEOTECTÔNICOS PARA A BACIA DE CURITIBA

### 9.1 Generalidades

É necessária a correta caracterização do papel de cada um dos eventos tectônicos que atuaram na Bacia de Curitiba, diferenciando o evento tectônico formador da Bacia daquele responsável por sua deformação. No segundo caso inclui-se, presumivelmente, a estruturação neotectônica.

STEWART & HANCOCK (1994) resumiram as estruturas macro e mesoscópicas, além de morfoestruturas, geradas por processos neotectônicos em áreas muito ativas, conforme os seguintes critérios:

- a) deslocamentos de feições geomorfológicas, tais como superfícies originalmente regulares, escarpas de terraços fluviais e canais de rios;
- b) anomalias de drenagem com canais entalhados, com agradação a montante e erosão a jusante, em função de basculamentos e arqueamentos;
- c) escarpas de falhas, que variam de acordo com o estilo do falhamento e as características litológicas da rocha afetada. Falhas transcorrentes podem ser lateralmente pouco persistentes e alternar o lado do bloco alto ao longo de sua direção. Falhas normais geram escarpamentos bem caracterizados, ocorrem em superfícies niveladas, e se apresentam lateralmente com formas mais contínuas;
- d) feições estruturais contrastantes, atribuídas a períodos diferentes do ciclo de falhamentos, tais como estrias de atrito formadas nos deslizamentos assísmicos e degraus assimétricos formados pelo deslizamento contínuo;
- e) segmentação geométrica dos traços de falhas e alinhamentos estruturais observados nas várias escalas.

Em relação ao posicionamento dos tensores atuantes nas placas litosféricas a Placa Sul-americana é um caso clássico, onde esforços compressivos ( $\sigma_1$  horizontal) considerados neotectônicos predominam no seu interior e, neste caso, são tratados como esforços de primeira ordem. Em áreas cuja topografia é elevada é possível haver esforços secundários extensionais gerando falhas normais ( $\sigma_1$  vertical).

Segundo ZOBACK (1992), os campos de tensão de primeira ordem são decorrentes de forças compressivas atuantes nos limites das placas, principalmente aquelas originadas pela expansão do assoalho oceânico (*ridge push*) e pela colisão continental. Esforços de segunda ordem são originados no interior das placas e podem estar superimpostos aos de primeira ordem. São decorrentes de:

- a) flexuras (pilhas de sedimentos nas margens continentais);
- b) contrastes laterais de densidade e forças ascensionais relacionadas a anomalias de densidade sob a litosfera, à variação lateral da espessura da crosta e ao contraste crustal no limite oceano/continente;
- c) contrastes laterais de resistências.

A Bacia de Curitiba é rasa e relativamente extensa, com evolução exclusivamente tafrogenética. Adotar um modelo de classificação clássica para a sua evolução não é tão simples, posto que certamente não será possível identificar os vários estágios de evolução inclusos nestas classificações. KINGSTON *et al.* (1983), por exemplo, mencionam que uma das possibilidades de formação de bacia é quando a mesma é controlada por fraturas interiores (IF), podendo haver controle transcorrente no final de sua evolução (*control wrench*) (L). Esta classificação, pode descrever em parte a evolução da Bacia de Curitiba.

LEEDER & GAWTHORPE (1987) descrevem o modelo de bacia continental com drenagem interior citando como exemplo a Província Basin and Range (EUA). Neste modelo haveria a formação de leques aluviais, formando lobos de material grosso, cuja granulometria e textura variam da periferia ao centro, sendo mais fino nas porções mais distais das áreas periféricas. Este modelo é viável caso a geometria da bacia seja um hemi-gráben. Neste caso depressões isoladas por falhas formam bacias com drenagem sem ligações a sistemas externos. É possível neste contexto haver interação entre sistemas lacustres e o leque.

O gradiente tectônico pode ser variável em função da movimentação periódica nos falhamentos, com migração rápida do sistema lacustre em direção às porções distais dos leques, desde que haja flutuações climáticas favoráveis para isto (SENA COSTA *et al.*, 1992).

A Bacia de Curitiba teve, possivelmente, um sistema de transporte lateral, onde os leques aluvionais foram depositados transversalmente à direção das falhas principais limítrofes da bacia. Porém influenciaram no mecanismo de distribuição das fácies, além das características tectono-sedimentares, o clima e a geologia das áreas fontes, que a nordeste, leste e sudeste foram os maciços graníticos da Serra do Mar e a norte, noroeste e oeste foram os altos estruturais do Grupo Açungui.



NILSEN & SYLVESTER (1995) discutiram a possibilidade da evolução poligenética de bacias, onde haveria um complexidade tectônica com a concorrência simultânea ou progressiva de tipologias estruturais diferentes. Essa discussão foi desenvolvida para explicar principalmente bacias de geometrias complexas em margens ativas. Porém há possibilidade física disto ocorrer em áreas relativamente estáveis, submetidas a tectônica de mais fraca intensidade.

Na Bacia de Curitiba foram reconhecidos pelo menos dois conjuntos de estruturas: o primeiro ligado a processos extensionais e o segundo ligado a processos transcorrentes (transtensionais/transpressionais). Ambos favoreceram, de forma diferente, a implantação da calha da bacia e o seu preenchimento, como será discutido a partir de agora.

## **9.2 Tectônica formadora da Bacia de Curitiba e a articulação de blocos de falhas**

No mapa estrutural apresentado na figura 46 (capítulo 7) são mostrados os principais lineamentos (ou alinhamentos) de superfície, interpretados a partir da fotointerpretação e análise de imagens de satélite. O conjunto de estruturas forma um mosaico de blocos aparentemente irregular, cuja geometria não é uniforme.

Os sedimentos da bacia são recortados por padrões de fraturamentos com feixes de falhas de várias direções, como já descrito anteriormente, que podem ou não possuir orientações idênticas aos alinhamentos do embasamento (figura 16, ver capítulo 5). Os alinhamentos coincidentes sugerem fenômenos de reativação/ativação, de antigos planos de falhas regionais.

O sistema de falhas com orientação NE-SW, mais importante no contexto da formação da bacia sedimentar, concentra-se nas suas bordas e no seu embasamento. Na porção noroeste, o feixe é composto por alinhamentos contínuos com projeção retilínea ou encurvada na superfície. Já na porção sudeste o feixe é composto por segmentos de falhas, cuja projeção na superfície é igualmente retilínea e menos encurvada.

As falhas deste sistema limitam a Bacia Sedimentar de Curitiba, indicando que a mesma teria origem tectônica. O predomínio de falhas normais tardias neste sistema reflete a tectônica distensional. A recorrência de estruturas geradas em regimes tectônicos diferentes, comumente observadas nas estruturas de mesoescala, também é detectada em macroescala através de feições morfotectônicas tais como anomalias e assimetrias de drenagem e ocorrência de depósitos aluvionares assimétricos em relação à perfis transversais dos canais.

O sistema de falhas NW-SE, também presente no embasamento, produto de reativações tectônicas, apresenta reajustes normais e transcorrentes dextrais ou sinistrais, dependendo do alinhamento analisado. Inversões cinemáticas locais são típicas de ambientes de reativações tectônicas e/ou de ajustes de blocos por processo de deformação posterior.

Também existem alinhamentos orientados em outras direções que permitem a articulação dos planos das falhas e respectivamente dos pequenos blocos tectônicos em contatos entre si na bacia predominando reajustes normais. A maioria destas falhas apresenta padrão lístrico, com basculamento ou empinamento de um dos lados do bloco. Em alguns pontos a estruturação apresenta geometria do tipo horste e gráben, com levantamento de blocos laterais e rebaixamento dos centrais. A regra geral é a movimentação oblíqua gerando hemi-grábens que criam relevo e favorecem a caracterização morfoestrutural local pois facilita o entalhamento através de processos erosivos e respectiva instalação de drenagens.

Apesar dos basculamentos serem relativamente pequenos são suficientes para colocar lado a lado diferentes níveis estratigráficos da Formação Guabirotuba e até rochas do embasamento. Muitos destes falhamentos, entretanto, apresentam deslocamentos oblíquos em função de uma componente direcional gerada no próprio sistema de deformação.

Estas mudanças locais da cinemática são fruto de ajuste de blocos em resposta à tensão vertical e horizontal, dependendo do regime tectônico imposto. Isto é função de reativação de planos de antigas falhas do embasamento, propagadas na superfície, e também nas estruturas neoformadas que em sua maioria só atingem os sedimentos da bacia.

Estes deslocamentos meso, macro e megascópicos, aparentemente contraditórios, refletem a mudança de direção dos eixos de tensão e são resultados da presença de planos de fraqueza pré-existentes.

Acamamento, juntas e falhas pré-existentes influenciam a cinemática dos blocos e a geração de estrias, em função de movimentos em superfícies de cisalhamentos preferenciais. A tendência é a geração de falhamentos com diferentes atitudes.

Segundo ROWLAND & DUEBENDORFER (1994) é freqüente que falhas, formadas em antigos sistemas de *stress*, sejam reativadas por um sistema mais novo. Estes autores citam o exemplo da Falha de San Andreas, cujo movimento principal é transcorrente lateral direito com eixo de tensão N-S, que é sub-paralela à falha de empurrão de Sargent-Berrocal com eixos de tensão NE-SW. Como o eixo de tensão máxima ( $\sigma_1$ ) não poderia estar orientado em duas direções diferentes no mesmo local, a explicação mais plausível é que a falha Sargent-Berrocal não tenha sido produto do sistema de tensão atual, mas sim de um antigo sistema de cisalhamento, porém com

desenvolvimento de estruturas em função do atual. Os movimentos sobre os planos de fraqueza pré-existentes são tipicamente oblíquos.

Além das falhas normais da Bacia de Curitiba constatou-se que há uma tectônica associada a um regime de escape transcorrente. A cinemática destes falhamentos foi deduzida a partir da fotointerpretação, associada aos dados geológico-estruturais de campo. Tanto na borda noroeste, quanto na sudeste ocorrem estrias de falhas e anomalias na rede de drenagem indicativo de rejeito horário.

Há elementos, todavia, que indicam reativações sinistrais em alguns trechos. Estes elementos, que demonstram cinemática contraditória, podem ocorrer em função de ajustes locais de planos de falhas.

### **9.3 Cronologia relativa dos eventos tectônicos**

Os dados estruturais, apresentados nas seções anteriores, demonstram que ocorreram regimes tectônicos superpostos na área da Bacia Sedimentar de Curitiba. Isto é um fato complicador, já que há estruturas com orientações diversas geradas em função dos diferentes posicionamentos dos tensores máximos ( $\sigma_1$ ) de cada regime. Também deve ser considerada a existência de descontinuidades pré-existentes, isto é, pelo menos duas gerações de descontinuidades. As mais antigas geradas anteriormente ao Cenozóico estão impressas no embasamento, geralmente direcionadas para NE-SW, no caso dos lineamentos rúpteis-dúcteis do Pré-Cambriano, ou então direcionadas para NW-SE, no caso dos lineamentos rúpteis associados ao enxame de diques jurássico-cretácicos do Arco de Ponta Grossa.

A geração mais recente de descontinuidades são as falhas normais formadas tanto no primeiro evento de deformação cenozóica que afetou o embasamento, e os sedimentos da bacia quanto no segundo evento transcorrente posterior, já no Quaternário.

A complicação geométrica existe devido aos deslocamentos em descontinuidades pré-existentes, possibilitando a formação de estrias nos planos de falhas que caracterizam movimentações oblíquas. Isto explica a existência de planos cuja cinemática, em princípio, é incongruente com a orientação da tensão local. As informações coletadas permitem interpretar quais foram os processos tectônicos envolvidos na deformação do embasamento e dos sedimentos. O mapa de localização dos elipsóides de tensão mostram os posicionamentos dos eixos mais representativos de compressão ( $\sigma_1$ ) e/ou distensão ( $\sigma_3$ ) em cada um dos sub-domínios morfoestruturais, tanto na tectônica extensional inicial (figura 73a) quanto na tectônica compressional posterior.

No primeiro caso a análise estrutural pelo método dos diedros retos mostrou eixos de tensão cuja posição espacial é compatível com um regime tectônico distensional: eixo de tensão máxima ( $\sigma_1$ ) na vertical; o eixo de tensão intermediária ( $\sigma_2$ ) na horizontal na direção N-S e o eixo de tensão mínima ( $\sigma_3$ ), horizontal na direção NW-SE (ou NNW-ESE).

A análise pelo método de Arthaud confirma esta conclusão. Existem apenas dois casos onde há rotação de  $\sigma_3$ , que no primeiro situa-se a sudeste e no segundo está mais próximo de leste. Isto mostra que se está trabalhando com campos onde o posicionamento espacial dos eixos de tensão é obtido em regiões cuja probabilidade de ocorrência é maior. Isto se deve à existência de corpos litológicos cujo comportamento reológico e estrutural é diferente. A direção dos falhamentos principais do embasamento é NE-SW, embora ocorram direções de falhas para outros quadrantes (figura 16, capítulo 5). Além disso, há componentes de movimentação cinemática não só de natureza normal mas também direcional e oblíqua. Esses movimentos podem estar ligados ao próprio regime de tensão distensional, podendo representar alívio das tensões principais também através de planos de falhas pré-existentes, além de ajuste tectônico de blocos limitados por estes tipos de discontinuidades. Além disso, como já discutido em itens anteriores, é a possível existência de falhas geradas em evento ou episódio tectônico mais recente. Esta deformação, representada nos estereogramas das figuras 74a até 74c, caracteriza o evento tectônico mais antigo, a partir do início do Cenozóico, aqui denominado de **D1**.

No caso do regime compressivo, melhor observado em rochas das unidades sedimentares da Bacia de Curitiba também há conjuntos de planos estriados de falha, em vários domínios morfotectônicos (figura 73b).

O estereograma com duas soluções dos campos de tensão obtidos pelo método dos diedros retos é mostrado na figura 75a: o primeiro com eixo de máxima compressão ( $\sigma_1$ ), em médio ângulo orientada para N-S e a segunda com ( $\sigma_1$ ) em posição horizontal (ou baixo ângulo - cerca de  $5^\circ$ ) para ENE-WSW. Já o eixo intermediário ( $\sigma_2$ ) pode estar posicionado em alto ângulo para NW-SE ao passo que o eixo mínimo de tensão ( $\sigma_3$ ) é horizontal segundo NNW-SSE até N-S. A análise realizada pelo método de Arthaud (figura 75c) apresenta resultados próximos àqueles obtidos pelo dos diedros retos, com uma rotação horária dos campos prováveis de ocorrência dos eixos de tensão.

Como já discutido, a coexistência de estruturas geradas em regimes tectônicos diferentes é possível, tomando-se em conta que há preservação das estruturas formadas preliminarmente ao último evento de deformação. Na figura 75b observa-se que as projeções ciclográficas dos diversos planos de falha e respectivas estrias mostram movimentos antagônicos em diversos planos de falha.





A partir de evidências estruturais e geométricas interpretou-se a existência de um regime tectônico distensivo, gerando falhas normais com rejeitos oblíquos devido a ajustes de blocos, e cujas direções principais são NE-SW e NW-SE. Há também evidências de reativação tectônica compressiva através de falhas inversas e/ou oblíqua-direcionais que favoreceram a articulação dos blocos justapostos. A orientação principal dos falhamentos pode ser observada no estereograma de projeções ciclográficas, que também mostra padrões geométricos secundários aos principais.

A relação cronológica entre os dois sistemas de deformação, representados pelos eixos de tensão ( $\sigma_{1a}$  e  $\sigma_{1b}$ , ver figura 75a), não é verificada facilmente, mesmo porque os dados de campo não são conclusivos neste sentido, em função de haver poucos registros de estrias geradas pelos diferentes processos no mesmo plano.

O sistema com maior quantidade de estruturas preservadas nos vários subdomínios morfoestruturais e, por isso, provavelmente o mais recente, é aquele que mostra o tensor máximo na horizontal, NW-SE, correspondente ao regime compressivo.

Em função disto, inferiu-se que as estruturas geradas na bacia por um regime distensivo ( $\sigma_1$  na vertical) são ligadas a movimentações tardias extensivas já do embasamento durante o preenchimento de parte ou de quase toda a calha da bacia. Por outro lado foram constatados na bacia planos de falhas inversas possivelmente relacionadas à concorrência de uma tectônica transpressiva como forma de alívio ao regime compressivo regional, promovendo ajustes de blocos no momento em que a extensão já não estivesse atuando de forma significativa.

A partir desta caracterização dos diversos regimes tectônicos rúpteis que atuaram na região é possível definir sua relação cronológica como segue:

- a) Primeiro evento de deformação (**D1**): distensão generalizada, segundo E-W ou ENE-WSW, acomodada através de falhas normais, de direção NE-SW, e altos a médios ângulos. A geometria é similar a padrões lítricos, com blocos basculados e rotacionados que geraram hemi-grábens com mergulhos para E. Há presença de estrias com *rakes* oblíquos altos a médios, e devido à reativação, neste segundo caso, de antigos planos de falhas e/ou planos de fraqueza gerados por intensa foliação de alto ângulo em metamorfitos do embasamento. Esta tectônica afetou com maior intensidade o embasamento e, mais fraca e tardiamente, os sedimentos sobrepostos, denotando uma provável tectônica sinsedimentar. Considera-se que este evento é o responsável pela geração da calha ou das depressões da Bacia de Curitiba e pelo seu processo de preenchimento.
- b) Segundo evento de deformação (**D2**): compressão generalizada horizontal ao longo de direção aproximada E-W a WNW-ESE, por vezes chegando a NW-SE. A acomodação ocorreu através de um sistema principal de falhas transcorrentes NE-SW ou NNE-

SSW, geradas por um regime tectônico transtensional e transpressional e secundariamente através de falhas normais e transcorrentes de direção NW-SE. As estrias do sistema principal apresentam baixos *rakes*, mas podem ser oblíquas em relação à horizontal, sugerindo reativação de planos mais antigos. A existência de falhas inversas, determinadas pela sua cinemática, revelam uma possível progressividade da tectônica compressiva caracterizando a inversão tectônica no movimento de rotação dos blocos. Esta tectônica afeta com mais intensidade as unidades sedimentares da bacia e mais fracamente os metamorfitos do embasamento.

#### **9.4 Mudanças na direção do elipsóide de tensão (*stress*)**

Pela análise procedida anteriormente, concluiu-se que houve mudança de orientação dos eixos de tensão principais na região da Bacia de Curitiba.

O problema das mudanças locais dos tensores deve ser analisado caso a caso, pois depende de diferenças litológicas, anisotrópicas, estratigráficas e até morfológicas locais e, para tanto, valem as análises e comparações entre os diversos subdomínios morfoestruturais.

As mudanças da posição espacial dos eixos de tensão explicam o pressuposto de que a área caracterizada pelos padrões de deformações regionais e, está sujeita a cada um dos regimes tectônicos vigentes em diversos momentos da história da sua evolução geológica-estrutural.

Pelos estudos até aqui expostos constatou-se que o primeiro evento tectônico local (**D1**) foi uma distensão generalizada com ( $\sigma_1$ ) vertical e ( $\sigma_3$ ) horizontal, mais ou menos segundo E-W. Este regime tectônico promove afinamento e abertura de crosta com geração de rifts e bacias sedimentares. As grandes feições regionais, tais como as bacias costeiras (Bacia de Santos), a Serra do Mar e a feição morfotectônica denominada de “rift continental do Sudeste Brasileiro” (RICCOMINI, 1989) e a Bacia Sedimentar de Curitiba refletem esta tectônica distensional.

O que se pretende demonstrar no contexto do presente trabalho através dos dados e por sua interpretação tectônica, é que a bacia sedimentar em apreço teve como início o abatimento de blocos, em planos de fraqueza pré-existentes, que possibilitaram a abertura de vales e depressões tectônicas favoráveis à deposição de sedimentos de natureza variada, que tiveram como fonte as encostas circunvizinhas.

Este fenômeno de distensão estaria ligado a processos mais amplos, de cunho continental, e poderia retratar os momentos finais da evolução da abertura oceânica ao fim do Cretáceo e início do Terciário, pelo menos até o Eoceno. A



possibilidade do regime tectônico distensivo ter predominado ainda no Paleógeno é levantada por diversos autores.

Como é difícil estabelecer uma idade precisa para o início da deposição da Formação Guabirotuba, é difícil determinar a extensão da influência do evento distensivo na mesma. Falhas normais observadas na superfície poderiam ser, por exemplo, o resultado de processos compressivos, ou transpressivos, mais recentes.

A mudança da orientação dos eixos de tensão local segue, igualmente, a mudança do regime tectônico regional. O segundo evento tectônico (**D2**) com eixo de tensão máximo ( $\sigma_1$ ) horizontal, cuja direção aproximada é E-W (ou ENE-WNW) e o eixo de tensão mínima ( $\sigma_3$ ) horizontal direcionado para N-S (ou NNW-SSE), é compressivo ou transpressivo. O alívio de tensão tectônica é reconhecido por diversos modos dependendo da região analisada. Na Serra do Mar observa-se inversão tectônica, onde falhas de caráter normal foram reativadas através de uma cinemática inversa. Na Bacia de Curitiba este alívio é registrado inicialmente através de movimentos transcorrentes, que possibilitaram o aumento das depressões tectônicas e conseqüentemente a deposição das unidades sedimentares pós-Formação Guabirotuba, ou seja a Formação Tinguis; e posteriormente evoluíram para uma efetiva tectônica transpressional.

Este processo de deformação, a partir de uma compressão lateral, é compatível com os eixos de tensão verificados em escala continental a partir do Neógeno e ocorreu em função da tensão gerada pelo esforço de deslocamento de leste para oeste. O eixo médio de tensão máxima horizontal da plataforma brasileira é compressivo, pelo menos nas regiões sul-sudeste, e tem direção aproximadamente E-W, ou próxima a ela (MERCIER *et al.*, 1992; STEFANICK & JURDY, 1992). Já ASSUMPCÃO (1992) também reconhece a orientação dos eixos de tensão máxima ( $\sigma_1$ ) para E-W, mas discute a possibilidade de que a mesma não tenha como principal causa a interação entre a placa Sul-americana e a placa subductante a oeste dos Andes.

O regime compressivo afetou a Bacia de Curitiba provavelmente a partir do Terciário superior (ou Neógeno), já que grandes mudanças nos processos tectônicos continentais da Placa Sulamericana, e também em escala planetária, são referidas a este período. Por exemplo, HOORN *et al.* (1995) detectaram uma grande reorganização da drenagem na região Amazônica, inclusive com a possível gênese do rio Amazonas, entre outros, durante o Mioceno em função de ajustes da placa e subseqüentes eventos tectônicos locais. O fim do Oligoceno marca importantes eventos geotectônicos, quando houve a ruptura da Placa de Farallon, gerando as Placas de Nazca e Cocos, que resultou em incremento das taxas de convergência entre as placas tectônicas com movimentos contrários (WORTEL, 1984 *apud* HOORN *et al.*, 1995 e WORTEL & CLOETHING, 1981 *apud* HOORN *et al.*, 1995), acelerando ainda mais o levantamento da cadeia andina. Isto confirma a hipótese levantada por FRUTOS (1981), que admite que o

Oligoceno, o Plioceno e o Pleistoceno são marcados por pulsos tectônicos na cadeia andina. No contexto da plataforma brasileira, HASUI (1990) menciona que no Neógeno, entre o Mioceno e o Plioceno, ocorreram grandes mudanças tectônicas regionais com início da deposição da Formação Barreiras, já considerada como de evolução neotectônica.

A aparente contradição entre a presença de eixos de tensão máxima ( $\sigma_1$ ) posicionados tanto na horizontal como na vertical, também foi verificada anteriormente por RICCOMINI *et al.* (1989) em áreas do rifte continental, entre elas as bacias de Taubaté, Resende e São Paulo. Estes autores interpretaram este fato como possível efeito de relaxamento crustal subsequente a ciclos compressivos. Aqui foi interpretado que a ocorrência dos tensores verticalizados, ou empinados, resultam das deformações secundárias do próprio regime compressivo, aliviado por transtensão, baseando-se no fato de que a plataforma está sob tensão permanente. Mesmo que haja relaxamento, os indícios estruturais disso podem estar mascarados ou fracamente impressos nos planos de falha da Bacia de Curitiba.

Em função da existência de falhas inversas (figura 75b), bem como através da concepção morfotectônica geral da área onde há coincidência entre os alinhamentos estruturais e os canais de drenagem que provocaram a dissecação da bacia, concluiu-se que o regime compressivo foi possivelmente aliviado através de uma inversão tectônica dos blocos falhados. Esta inversão consistiria em um episódio ou um ciclo tardio do mesmo evento que gerou a transtensão preliminar. Isto teria ocorrido pelo fato de que mecanicamente o alívio poderia ter chegado a um ponto de equilíbrio e o processo necessita evoluir para uma tensão suficientemente alta para a retomada da cinemática transcorrente.

Além disso o eixo de tensão máxima experimentou uma pequena rotação horária, ficando posicionado mais para NW-SE do que para E-W, portanto mais perpendicular aos alinhamentos transcorrentes NE-SW. Isto promoveu um comportamento geral mais de cisalhamento puro do que simples. A este episódio tectônico denominou-se de **D2'**. Na realidade, o que se move é a placa como um todo, fazendo com que haja esta pequena diferença, apenas de orientação, entre o eixo de tensão de **D2** e **D2'**. Esta mudança estabeleceu-se provavelmente no fim do Pleistoceno e início do Quaternário, favorecendo a implantação da rede de drenagem da bacia em análise com a arquitetura que se observa ainda hoje.

## 9.5 Neotectônica na Bacia de Curitiba

A questão do período de tempo em que tem início o evento neotectônico de uma dada região é discutido por vários autores. A INQUA sugere que o regime neotectônico seja o último evento tectônico de uma área que tenha iniciado, no máximo, há 10 milhões de anos, desde que tenha alterado significativamente a região, pelo menos do ponto de vista geodésico.

Outra interpretação é que seja considerado como regime neotectônico aquele mais recente, responsável pelo atual posicionamento do eixo de tensão máximo em uma dada região. Como se discutiu anteriormente, o eixo de tensão máximo ( $\sigma_1$ ) pode variar localmente até com a ocorrência de massa rochosa anômala, por exemplo a Serra do Mar. Desta forma prefere-se considerar aqui como neotectônico apenas o último evento tectônico ocorrido na região, que são os episódios tardios do **D2** e aqueles referentes ao evento **D2'** que apresentam uma abrangência regional.

A Bacia de Curitiba, como uma entidade tectônica inserida no contexto maior do rifte continental, está condicionada pelos eventos tectônicos regionais, ou seja pelo último evento tectônico ocorrido neste sistema, marcado pelo posicionamento E-W do eixo de tensão máxima ( $\sigma_1$ ) atuante na placa como resultado da movimentação lateral ou rotacional da Placa Sulamericana.

Os registros da neotectônica, de acordo com as evidências mencionadas anteriormente e com as conclusões de vários autores, são distintos para cada área, em função das peculiaridades geomorfológicas e das características geológicas, principalmente a geometria da estrutura pretérita regional. As diferenças cinemáticas e geométricas que se observam entre as várias áreas, são também explicadas pelo fato de que o alívio da tensão regional se faz primeiramente pelas descontinuidades estruturais presentes, posicionadas de tal forma que facilitem a movimentação da crosta, e também através de planos de falhas e juntas neoformadas, em função do próprio evento neotectônico.

Na Bacia de Curitiba vários são os registros estratigráficos, estruturais e morfotectônicos ligados ao evento neotectônico, tanto do evento **D2** quanto do evento **D2'**. Em termos estratigráficos, a deposição da Bacia de Curitiba, com sedimentação inicial de conglomerados e diamictitos nas bordas e argilitos na região central, foi controlada tectonicamente a partir da instalação da **D1**, provavelmente desde o Paleógeno médio até o Oligoceno, estendendo-se até o fim do Mioceno. A partir daí, no início do Plioceno o evento **D2** atuou no sentido de alterar, em parte, este quadro. Como a deposição e a seqüência estratigráfica são cíclicas, com intercalação de sedimentos grossos e finos, concluiu-se que também as manifestações tectônicas o são, já que isto

revelaria uma mudança dinâmica da paleogeografia “aproximando” ou “afastando” a área fonte dos sítios de deposição, através de pequenos basculamentos ou subsidências. A este processo somar-se-ia a influência dos variados processos paleoclimáticos locais.

A ocorrência de fluxo de detritos (*debris-flow*) intercalado com argilitos e/ou diamictitos pode ser explicada pelo soerguimento da área fonte em relação ao antigo nível de base local e conseqüente processo de intemperismo e erosão. A intercalação de sedimentos da Formação Guabirotuba, gerados através de processos deposicionais diferentes, pode indicar a ciclicidade de ambientes, típica de regiões tectonicamente ativas.

A arquitetura dos depósitos aluvionares é outro indício da atuação do regime neotectônico. Estes depósitos, na sua maioria, não estão posicionados simetricamente em relação ao vale deposicional, ou seja, a drenagem que o gerou não se encontra na linha mediana ou central do depósito o que seria esperado para um ambiente controlado exclusivamente por processos exógenos. Ao invés disto ocorreram deslocamentos laterais do canal, que geraram depósitos que foram paulatinamente sendo abandonados, aumentando a área de aluviões no lado contrariamente ao mergulho do bloco tectônico no qual estão inseridos.

Em termos estruturais, os registros da neotectônica são evidenciados através de planos de falhas com estrias de atrito que definem, geralmente, movimentação direcional ou oblíqua. Tais falhas são observados em afloramentos, secionando sedimentos da Formação Guabirotuba e da Formação Tinguis e colocando, lado a lado, sedimentos diferenciados pelos seus aspectos granulométricos e também de diferentes posicionamentos estratigráficos. As falhas apresentam dimensões variáveis desde milimétricas até decamétricas, como observado nas fotos 37 a 54, que mostram planos de falha no Ponto 153.

Os fraturamentos - falhas ou juntas - em grande parte controlam as características morfotectônicas locais da bacia. As estes aspectos geomorfológicos se devem as melhores evidências de que o evento **D2'** e parte do **D2** são efetivamente neotectônicos.

O modelado da paisagem, evidentemente, não pode ser exclusivamente atribuído à evolução tectônica da bacia, posto que esta foi submetida a diferentes eventos climáticos, geradores de ciclos de alteração e erosão que deram forma final à morfologia local. Por outro lado, os registros morfotectônicos estão relativamente bem preservados na bacia, ocorrendo feições geomórficas como escarpas de falha, tal como a escarpa da vertente oeste do vale do Rio Barigui; controle dos padrões de drenagem diferenciados para as diversas unidades geológicas e controle das anomalias de drenagem observadas na bacia e no seu entorno. Em escala regional, a maioria das bacias de drenagem dos tributários que formam o alto rio Iguazu apresentam assimetria topográfica e assimetria

da sua drenagem principal, em relação ao eixo principal da própria sub-bacia, o que também é um forte indício de movimentação sin e pós-implantação da atual rede de drenagem.

## 10. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E PALEOGEOGRÁFICA DA BACIA DE CURITIBA

### 10.1 Os processos iniciais e a exposição do embasamento

Antes da formação da depressão e/ou calha da Bacia de Curitiba, naquela área uma extensa planície dos sedimentos da Bacia do Paraná já havia sido removida, resultando na exposição de rochas do embasamento, gerando uma pediplanização denominada de Superfície Alto Iguaçu. O soerguimento deste sítio geológico foi conseqüência de eventos epirogenéticos da crosta seguidos da tectônica de distensão iniciados ainda no Mesozóico (BIGARELLA *et al.*, 1961).

A superfície de aplainamento implantada nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná foi denominada de Superfície Purunã (BIGARELLA *et al.*, *op. cit.*). Além dos movimentos epirogenéticos em escala continental houve a concorrência do arqueamento Ponta Grossa, associado a intenso fraturamento de direção NW-SE.

Durante o início da ruptura gondwânica e a concorrência de uma tafrogênese iniciando o processo tafrogenético de rifte, já havia uma estruturação bem definida. Este foi marcado por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil variando entre NE-SW e ENE-WSW herdadas do embasamento e descontinuidades rúpteis NW-SE herdadas da tectônica mesozóica durante a Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967).

O regime tectônico iniciado no Mesozóico foi predominantemente extensional levando à abertura da Cadeia Meso-Atlântica. O eixo de distensão ( $\sigma_3$ ) em escala de continente durante o Mesozóico médio até o Terciário inferior estava orientado, de acordo com a interpretação de diversos autores, na horizontal aproximadamente a E-W, enquanto o eixo de tensão ( $\sigma_1$ ) era vertical. A análise do embasamento da Bacia de Curitiba corrobora estas hipóteses, ainda que de maneira não totalmente conclusiva.

A evolução geológica local, provavelmente até o Terciário médio ou Oligoceno e parte do Mioceno (Paleógeno superior a Neógeno inferior) foi controlada por regime distensional. Estas distensões foram acomodadas pela reativação de planos de cisalhamento de geometria lítrica através de uma cinemática generalizadamente normal.

Levanta-se a hipótese de que esta tectônica seja responsável pela geração de uma calha rasa formada pela conjunção de pequenos hemi-grábens. Neste momento da

história geológica da área ocorreu, naquele local, o início da proto-bacia de Curitiba, ligada a um processo maior, que inclusive terminava por alçar o maciço da Serra do Mar.

Os processos intempéricos que estavam ocorrendo na área promoveram a geração de regolitos e modelaram a morfologia cuja arquitetura desenhava um amplo vale. As encostas eram provavelmente assimétricas e a base descontínua, cortadas por pequenas elevações diferenciais, que poderiam ser precursoras das depressões que posteriormente serviriam como depocentros locais da bacia.

Além da tectônica distensional, iniciando um processo que promoveu um embaciamento local, um intenso levantamento epirogenético da região, associado ao arqueamento Ponta Grossa também concorreu para a aceleração do dissecamento e a exposição do embasamento.

## 10.2 A formação da Bacia de Curitiba

O Oligoceno foi uma época de uma espécie de calmaria tectônica, segundo vários autores, e em cujo final começaram significativas mudanças nos processos tectônicos regionais. É possível e provável que nesta época tenha ocorrido a mudança de posição dos tensores. A tensão máxima ( $\sigma_1$ ) até então vertical e responsável pela acentuada geração de falhas normais, passou a posicionar-se na horizontal em função das forças de reação das placas litosféricas de Nazca e Cocos que começavam a atuar, como mencionado por autores que estudaram a evolução da cadeia andina, posicionando o tensor mínimo ( $\sigma_3$ ) na vertical.

A mudança dos tensores foi simétrica, isto é,  $\sigma_1$  passou a ocupar a posição de  $\sigma_3$ , e vice-versa. A princípio, apenas a intensidade da tensão lateral é que realmente mudou com reflexo de uma aceleração e/ou retardamento da deriva da Placa Sulamericana. A mudança dos tensores modificou o regime tectônico nas bordas e no interior da placa e conseqüentemente das condicionantes geológicas e geomorfológicas locais.

Os tensores máximos horizontais provocaram uma compressão na massa litosférica, forçando os blocos tectônicos delimitados pela trama estrutural a modificar sua orientação. A fuga ou o alívio de tensões se deu tanto através de falhamentos inversos como transcorrentes. Tais regimes puderam ser gerados devido a anisotropias estruturais locais.

No caso da Bacia de Curitiba, esta anisotropia local é condicionada pela estruturação pretérita do embasamento, direcionada, grosso modo, para NE-SW e/ou NW-SE. Os planos de falha e cisalhamento constituindo planos de fraqueza teriam sofrido uma reativação transcorrente.

O mapa de fraturas mostra os alinhamentos estruturais da superfície e com destaque aqueles que também ocorrem no embasamento. Estes últimos, ao sofrerem reativação, funcionaram como planos de falhas transcorrentes que se ajustam no modelo de Riedel, enquanto que aqueles exclusivamente N-S são zonas de cisalhamento rúptil neoformadas. Desta forma os alinhamentos orientados NE-SW e ENE-WSW correspondem a planos de cisalhamento de Riedel. Os planos de cisalhamento Y são alinhamentos paralelos aos planos de cisalhamento supostamente localizados na bacia. As fraturas de distensão são representadas pelos alinhamentos E-W. Na porção sul estes alinhamentos foram inferidos e parecem modificar a geometria geral da bacia. Os alinhamentos NW-SE representam o cisalhamento conjugado de Riedel ou o cisalhamento antitético do modelo de WILCOX *et al.* (1973). Esta cinemática é compatível com um regime tectônico transcorrente resultante de cisalhamento simples dextral.

Uma zona de cisalhamento pode apresentar em seu perfil transversal vários tipos de geometria, dependendo da forma dessa zona, gerando ambientes tectônicos locais distintos. Assim, em uma mesma zona de cisalhamento transcorrente é possível a coexistência de zonas transpressivas e zonas transtensivas. Estes modelos foram discutidos, principalmente, por CROWELL (1974), RODGERS (1980), AYDIN & NUR (1982), CHRISTIE-BLICK & BIDDLE (1985), além de NILSEN & SYLVESTER (1995).

As zonas transpressivas, ligadas aos sistemas transcorrentes, são o resultado da compressão localizada devido ao movimento direcional no sistema. CHRISTIE-BLICK & BIDDLE (*op. cit.*), no seu modelo clássico, colocam a existência de estruturas de ejeção (*push-up structure*), que são lascas expelidas a partir da zona de cisalhamento. Tal estrutura lembra um horste, com uma complexa zona de cisalhamento de orientações variáveis, separando blocos altos e baixos. Tal estruturação ocorre nas curvas convergentes das zonas de transcorrência.

As zonas transtensivas geralmente estão ligadas a bacias do tipo *pull-apart* ou romboedrais (ou rombo-grábens) e segundo CHRISTIE-BLICK & BIDDLE (*op. cit.*) são resultado de uma extensão crustal localizada, especialmente em zonas de convergência continental, devido a um encurtamento crustal. Segundo estes autores, que mencionam vários trabalhos a respeito de bacias *pull-apart* é possível haver alternância, tanto na extensão quanto na compressão durante um tempo relativamente curto de milhares a milhões de anos, dependendo da variação da cinemática dos blocos crustais adjacentes, ou então haver extensão em uma parte da bacia e encurtamento em outra.

A Bacia de Curitiba apresenta estruturação caracterizada pela articulação dos blocos de falha e dos alinhamentos estruturais, tanto no embasamento quanto nos sedimentos que preenchem a calha. A análise destes alinhamentos e descontinuidades,



revelou um regime tectônico transtensional, o qual modela geometricamente toda a bacia, além de condicionar a paleogeografia e conseqüentemente o modelo sedimentar-estratigráfico local, como será discutido adiante.

A interpretação sobre em qual período e época estava atuando este regime ainda não é conclusiva. Os trabalhos clássicos a partir de BIGARELLA & SALAMUNI (1962) sempre mencionaram idades de deposição plio-pleistocênica para os sedimentos da bacia. Porém, considerando-se que, a partir da formação de uma calha favorável à deposição de sedimentos devido à atuação do regime extensional e que este regime tem início provavelmente já no Paleógeno, interpretou-se o início da deposição da Formação Guabirota no Oligoceno e Mioceno. A análise preliminar dos palinofósseis encontrados em depósitos argilosos da Formação Guabirota, indicaram uma idade miocênica, o que revelaria uma maior concordância entre o início da sedimentação, a atuação dos esforços tectônicos locais e as grandes mudanças geotectônicas da placa Sulamericana.

### **10.3 Gênese e evolução da Bacia de Curitiba**

A evolução da Bacia de Curitiba deve ser entendida como um processo que iniciou desde o fim do Cretáceo, motivada pelos fenômenos tectônicos mais importantes ocorridos no interior da Placa Sulamericana.

Deve-se considerar que os eventos geológicos e tectônicos processados na bacia são respostas locais à tectônica abrangente processada na placa e não necessariamente deveria apresentar as mesmas características estruturais. Neste contexto os processos regionais de rifteamento e conseqüente evolução da Serra do Mar influenciaram diretamente a gênese das bacias tafrogenéticas do sudeste brasileiro e entre elas a Bacia de Curitiba.

#### **a) Ênfase nos processos tectônicos locais**

Até então a Bacia de Curitiba não havia sido classificada quanto à sua gênese tectônica. As evidências aqui levantadas, apesar de não revelarem todos os processos envolvidos permitem uma interpretação coerente com um modelo de bacia extensional ou de uma bacia hemi-gráben, com posterior evolução final transtensional (romboédrica) e transpressional.

Apesar de extensional os termos vulcânicos são muito raros. Outro problema é a caracterização das falhas mestras laterais à bacia, principalmente na porção E-SE, que não estão suficientemente definidas. JACKSON *et al.* (1996) mencionou

exemplos em bacias similares à de Curitiba em que estas falhas não chegam a aflorar por estarem encobertas pela sedimentação sintectônica.

Apesar disto, a geometria da bacia, tanto em superfície quanto na morfoestrutura do embasamento, encaixa-se no modelo extensional possibilitando o aparecimento da Formação Guabirotuba em hemi-grábens gerados pelos seus processos tectônicos iniciais. Ao final de sua evolução a concorrência do tectonismo transtensional teria possibilitado a geração de um romboedro (*pull-apart*) e a deposição da Formação Tinguis. Estes processos estão registrados em outras bacias sedimentares da faixa considerada como pertencente ao Rifte Serra do Mar, especificamente do Gráben Paraíba do Sul (ALMEIDA, 1976). É possível ainda que tenha havido a atuação de uma tectônica transpressional, devido à mudança da direção de aplicação dos esforços principais  $\sigma_1$ .

As Bacias de São Paulo e Taubaté, por exemplo, sofreram um tectonismo mais intenso durante a sua evolução como constatado pela maior atividade dos falhamentos até a profundidade máxima de 250 e 500 m respectivamente.

Uma característica interessante da Bacia de Curitiba, apesar da sua pequena profundidade média, é a morfologia do embasamento, onde ocorrem depressões alongadas segundo NE-SW e alinhadas segundo o eixo principal da bacia. Estas depressões são paralelas ou sub-paralelas às falhas de borda e separadas por um alto estrutural que pode ter sido gerado pela continuidade da tectônica extensional responsável pelo embaciamento local.

A geometria e a localização dos depocentros da bacia apresentam uma certa variabilidade temporal, deslocando-se geograficamente em relação ao eixo da bacia. Inicialmente é possível que os depocentros tenham se localizados na porção mais a oeste do eixo da bacia, até porque os processos distensivos predominavam e posteriormente deslocaram-se mais para o centro geográfico, obedecendo aos processos transtensionais que deram origem à geometria romboédrica local.

## **b) Processos sedimentares e paleogeográficos da Formação Guabirotuba**

Os processos genéticos de sedimentação na Bacia de Curitiba sofreram constantes modificações devido a mudanças paleogeográficas regionais que, em grande parte, estão condicionadas à tectônica extensional.

No contexto acima é necessário levar em conta que, morfológicamente, o maciço da Serra do Mar já havia sido implantado bem como já teria ocorrido o ajuste de blocos do embasamento. Estas mudanças morfotectônicas do planalto de Curitiba e também as mudanças climáticas locais possivelmente começaram a ser processadas no Oligoceno.

Entre o Mioceno e o Plioceno se tem o período principal da deposição da Formação Guabirotuba, como resposta à acentuação da subsidência da bacia. ALMEIDA

(1976) propõe para a época o aumento da subsidência das bacias de Taubaté e Resende, além do início e geração da bacia de São Paulo.

A paleogeografia local foi descrita por BIGARELLA & SALAMUNI (1962) que concluíram que a Formação Guabirotuba foi depositada em “sítios propícios ao desenvolvimento de extensos leques aluvionais” marcados por canais intermitentes e “divagantes” de dimensões variadas. Em direção ao centro da bacia o ambiente iria alternando para o tipo *playa*-lacustre. Este paleoambiente deve ter predominado durante todo o Plioceno até o Pleistoceno superior ou médio, enquanto a calha da bacia estava sendo preenchida e ao mesmo tempo sofrendo subsidência.

Basicamente não há propostas de alteração das conclusões dos autores acima citados, a não ser a de que a sedimentação tenha sido cíclica e variável lateralmente, principalmente em se tratando de depósitos de *fans* ou leques aluvionais, que avançam ou recuam, dependendo da geometria momentânea da própria bacia e também das vertentes altas do entorno da calha da mesma.

A hipótese aqui levantada é que esta heterogeneidade da geometria da bacia, e suas circunvizinhanças, tenha sido controlada episodicamente pelos pulsos tectônicos da extensão seguida da transtensão/transpressão.

A figura 76 (ver também a figura 22, capítulo 5) mostra a distribuição de sedimentos, respectivamente na superfície e em profundidade da bacia. Ambos os modelos mostram, de forma mais completa no primeiro, fácies de sedimentos grossos nas bordas da bacia e de finos na região central, com uma região intermediária entre ambas.

No modelo tridimensional as fácies mais grossas encontram-se concentradas na porção leste da bacia na base da vertente ocidental dos maciços da Serra do Mar desde a base até o topo (mais neste horizonte) do espaço analisado. Além disso esta característica também é observada nas seções basais das áreas situadas na porção oeste da bacia.

Em campo, esta fácies grossa é composta desde diamictitos até fanglomerados restritos. Há predominância de pacotes intercalados de produtos de fluxo de detritos (*debris-flow*), que em determinados horizontes estão mais próximos do centro da bacia do que outras, permitindo interpretar que os leques aluvionais possam ter sido gerados com formas lobulares. Estes horizontes intercalados podem corresponder a camadas estratificadas admitindo-se a possibilidade de existência de estratificação num ambiente com predomínio de fluxo de massa e/ou detritos.

O avanço ou o recuo dos lobos dos leques em direção ao centro da bacia teria sido ocasionado apenas pelo diferencial do volume de água envolvidos em cada época ou idade, pela natureza dos sedimentos e pelo maior ou menor grau de desagregação das rochas da área fonte. Por outro lado, levanta-se aqui a hipótese de que também provavelmente estariam condicionados aos pulsos tectônicos de compressão que

teriam alçado ainda mais as partes altas, gerando condições morfotectônicas favoráveis à deposição dos *debris-flow* com maior alcance a partir da área proximal da área fonte.

Estes sedimentos foram observados tanto em afloramento como de forma indireta em seções verticais de sub-superfície obtidas através das sondagens para poços tubulares profundos já mencionadas. Também estas observações foram feitas através de fotoanálise, a qual mostra a dimensão lateral destes depósitos.

Os depósitos de areias arcósianas ou de arcósios são encontrados na porção intermediária entre os depocentros onde se encontram as fácies finas argilíticas e as fácies grossas dos leques aluvionais. Geralmente tais depósitos são lenticulares e podem representar depósitos dos canais de descarga dos leques. Esses canais seriam do tipo *braided* ou anastomosados, intermitentes e “vagueantes”, pois só existiriam se condicionados temporal e espacialmente à ocorrência do leque. Por este motivo o mapeamento dos pacotes arcósianos é difícil, só se encontrando depósitos esparsos sem continuidade lateral e freqüentemente intercalados a outros tipos de diamictitos e até entre os argilitos. Neste caso deve-se admitir que alguns canais de maior energia, e mais duradouros, poderiam penetrar no ambiente lacustrino onde se depositariam, além dos finos, material grosso caracterizando pequenas seqüências turbidíticas.

A última porção importante deste sistema sedimentar interior são as fácies de material fino, depositadas em ambientes lacustrinos no centro da bacia, onde predominam características de *playa-lacustre*. Tais corpos de água eram efêmeros e rasos, porém com uma razoável amplitude lateral onde os sedimentos finos eram depositados, formando laminações finas de argilito ou então depósitos maciços com vários metros de espessura, podendo intercalar-se com outras camadas de sedimentos mais grossos.

A intermitência das lagoas e a saturação da água em carbonatos permitiu a formação de depósitos evaporíticos restritos, de natureza areno-carbonática, classificados como margas e/ou caliches (BIGARELLA & SALAMUNI, 1962; BECKER, 1982). Tais depósitos juntamente com as outras características levantadas para a bacia permitem determinar que a maior parte da sua deposição se deu em um ambiente árido a semi-árido. Nas camadas superiores é comum a presença de uma laterização incipiente, ou seja, plintificação e formação de crostas ferruginosas, revelando oscilação do nível da água subterrânea e conseqüentemente a ciclicidade da variação climática.

A paleogeografia local entre o Mioceno e o Plioceno, poderia então ser resumida através das seguintes considerações: a paisagem planáltica, intermontana, mostrava uma planície relativamente extensa com altas cristas e/ou montanhas no seu bordo leste e morros mais suaves, mas também cristas, circundando o resto desta planície. No interior do terreno aplainado, no sopé das montanhas poderiam ser observados lobos de leques aluvionais de material grosso com canais de descarga secos

ou não do tipo *braided*, talvez com rompimento de pequenos diques laterais. No interior da planície observar-se-ia canais maiores com a mesma morfologia fluvial, intermitentes, desembocando em lagoas rasas, restritas, com sinais de variação da lâmina d'água, inclusive até a evaporação total ou das porções mais rasas das mesmas. As depressões maiores paulatinamente acabavam por ser preenchidas (figura 78). Em termos de presença vegetal, possivelmente havia no máximo uma cobertura de gramíneas ou de campo, já que o clima era árido a semi-árido, com períodos curtos e intermeados de umidade intensa.

Este quadro não foi estático, com uma evolução estratigráfica linear, apenas condicionada aos fatores climáticos. O quadro é cíclico também em função de fatores tectônicos. A intercalação de níveis mais finos e mais grossos, como observada nos perfis das sondagens realizadas na bacia, revela uma evolução estratigráfica episódica em respostas a ciclos de extensão e subsidência.

A ciclicidade dos processos deposicionais é ocasionada, em parte, pelos processos tectônicos. Estes são comprovados pelas evidências de campo, através da observação direta de inúmeros planos de falhas nos sedimentos e até estruturas que podem ter sido geradas por atividades sísmicas e já mencionadas anteriormente como *sismitos*. A observação indireta, através dos dados de sondagens da intercalação bem variada dos tipos litológicos sedimentares, revelam uma subsidência da bacia durante a vigência do maior período de deposição.

A figura 21 (quadros **a** até **d**), capítulo 5, mostra representações de modelos tridimensionais de parte significativa da Bacia de Curitiba. O embasamento está representado com colorações ocres avermelhadas, com um corte a leste que exclui as porções adjacentes da Serra do Mar. Essas representações esquemáticas mostram perfis verticais (quadros **a** até **c**) com direções leste-oeste, noroeste-sudeste e nordeste-sudoeste, respectivamente, possibilitando a visualização dos níveis onde ocorrem diferentes características faciológicas. Nos quadros em questão as porções vermelho-amareladas representam as áreas onde há deposição de sedimentos grossos (conglomerados, diamictitos e arenitos arcóianos), enquanto que nas áreas de tonalidade azul a esverdeadas observa-se a deposição de sedimentos finos a médios (argilitos a arenitos sílticos).

Já o modelado da figura 76 é uma representação volumétrica da área como um todo, produzido igualmente pela interpolação de dados de sondagem. Ele representa a distribuição através de uma função de sua granulometria. Neste caso as tonalidades amarelas representam os sedimentos mais finos e as tonalidades azuladas os sedimentos mais grossos.

Especialmente através destes modelos foi possível a interpretação da ocorrência de ciclos deposicionais ligados, possivelmente, a períodos de maior e menor

atividade tectônica. Assim a separação entre sedimentos muito finos e os grosseiros determinam locais de maior subsidência na bacia que poderia ter se desenvolvido em três "episódios" diferentes como mostra a interpretação realizada na figura 76. O primeiro seria demarcado por uma ativação de falhas posicionadas na porção leste (ou sudeste) da bacia, o segundo por ativação de falhas posicionadas a oeste (ou noroeste) e o terceiro pela reativação das primeiras. Toda esta conjunção de falhamentos seria correspondente ao evento de deformação D1 (extensional) através de falhas normais.

A diferença litofaciológica em profundidade teria se dado em função das diferenças de *slips*, que é bem mais alto na porção leste, no pulso de ativação **1** e **3** e relativamente alto na porção oeste no pulso de ativação **2**.

Tendo-se por base estas características, um esquema da evolução extensional é mostrado na figura 77 (quadros **a** até **d**) e um esquema final da evolução da bacia, fase transtensional, é representado na figura 78. Neste segundo caso é observada a distribuição faciológica em superfície, gerada e/ou controlada por falhas mestras da borda da bacia que apenas em alguns trechos é representada na superfície, além de alguns falhamentos importantes no seu interior.

### **c) Processos sedimentares pós-Formação Guabirotuba e os processos de dissecação**

A fase principal de sedimentação e preenchimento da calha da bacia foi concomitante a um clima seco intermeado por chuvas torrenciais. Deste processo resultou a Superfície Curitiba, uma superfície de aplainamento que teve seu período de maturidade no fim do Plioceno e início do Pleistoceno. Os trabalhos sobre a morfologia local referenciam esta superfície como Pd1 ou superfície de pediplanização mais recente.

Após esta época, talvez entre o Mioceno superior e o Pleistoceno inferior, ocorreram mudanças nas condições paleoambientais locais. O clima torna-se mais úmido favorecendo o surgimento de uma vegetação mais robusta, talvez arbórea. O aumento da disponibilidade de água em todo o sistema, por sua vez, favoreceu a saturação do solo e a ocorrência de surgências, cuja tendência era de se concentrarem nos primeiros sulcos erosivos ou em sulcos já existentes.

Naquele momento um fator endógeno fundamental estaria ocorrendo. Uma mudança na orientação do tensor principal ( $\sigma_1$ ) regional encerrava um pulso tectônico extensional e transtensional dando início a outro em que blocos tectônicos sofriam um ajuste em sua geometria e em seu posicionamento através de processos transpressionais. Tal ajuste proporcionou abatimentos locais e, no conjunto, um possível basculamento generalizado da bacia de norte para sul (ou nordeste para sudeste).

A combinação destes processos proporcionou a instalação da rede de drenagem o início da bacia hidrográfica do alto rio Iguaçu. Os canais de drenagem atuaram no sentido de dissecar e/ou exumar as porções mais profundas da bacia, através

de erosão a jusante. Com a atuação da tectônica e o basculamento inicial de blocos de falha ocorreram alguns represamentos. Como consequência a erosão remontante formou uma capa aluvional pretérita, que foi depositada nos primeiros vales formados.

Alternâncias climáticas ocorreram durante o Plioceno e o Pleistoceno. É possível que épocas de umidade tenham cedido lugar a outras relativamente curtas semi-áridas a áridas. Com a escassez de vegetação e a maior frequência de chuvas torrenciais, sedimentos já desagregados da própria Formação Guabirota e dos depósitos aluvionais pretéritos tenham sido retrabalhados através de fluxos aquosos desordenados, possivelmente fluxos de massas localizados, formando um pacote de sedimentos proveniente de drenagens de alta energia, imaturos, de caráter diamictítico, que constitui a Formação Tinguis de BECKER (1982).

Também recorrências de pequenos depósitos de leques aluvionais, na base das regiões montanhosas podem ter sido formados nesta época, inclusive com canais meandantes de alta energia, possivelmente responsáveis pela geração e ocorrência de pacotes rudáceos mais recentes próximos à Serra do Mar, além de diamictitos esparsos. Há nestes pacotes, por vezes caracterizando paleossolos, uma laterização tênue com processos de plintificação e geração de crostas ferruginosas localizadas. O aluviões mostram deslocamentos laterais dos canais, anomalias topográficas nas sub-bacias de drenagem e represamentos, cuja consequência mais visível é um espraiamento e gênese de depósitos aluvionares recentes.

Com o retorno do clima úmido, os processos de dissecação da bacia foram acelerados e começou-se a desenhar, já entre o Pleistoceno superior e o Holoceno, o modelado atual da paisagem. As grandes linhas morfológicas locais, no entanto, ainda eram controladas por processos neotectônicos que continuaram gerando basculamentos e escarpas além de anomalias na drenagem.

A contínua atuação tectônica pode ser observada através dos indícios de basculamento e rotação de blocos, geralmente demarcados por drenagens maiores, que podem caracterizar assimetrias topográficas nas sub-bacias hidrográficas.

Um indício de atividade tectônica recente é o padrão meandrante do rio Iguçu no trecho em que corta a Bacia de Curitiba a sul e sudeste. Segundo OUCHI (1985), a morfologia de um rio, bem como o comportamento de seu canal, podem ser resposta ao processo de ajuste tectônico de falhamentos quaternários, que apresentam faixas de deformação menores que 10 mm/ano. A troca lenta do gradiente hidráulico do rio promove mudança no seu regime de sedimentação e, conseqüentemente, na sua planície aluvionar. Comparando-se o trecho do rio Iguçu com o modelo proposto por OUCHI (*op. cit.*), pode-se inferir que este rio está sofrendo influências de um levantamento, modificando seu canal.

A porção oriental do rio encontra-se mais meandrante do que sua porção ocidental, havendo mudança do padrão próximo ao local onde deságua o rio Barigui. Este segundo rio está encaixado em um falhamento, aproximadamente N-S, que limita um bloco de falha e represa o rio Iguaçu.

Esta morfologia poderia ter sido criada através da movimentação positiva dos blocos estruturados do embasamento. Os processos tectônicos podem estar atuando até o presente, como evidenciam as regiões sísmicas da costa brasileira. É de se esperar que mudanças sutis através de processos tectônicos intersísmicos estejam acontecendo no presente momento.









## 11. CONCLUSÃO E DISCUSSÕES

### 11.1 Discussões em torno de uma tese

Uma das conclusões principais desta tese é que, além das influências paleoclimáticas, como proposto na literatura corrente, a Bacia Sedimentar de Curitiba teve sua evolução geológica controlada por processos tectônicos. Esta evolução foi responsável tanto pelo arcabouço estrutural da bacia como pelo controle da sedimentação, evidentemente de forma associada aos fenômenos climáticos e erosivos então vigentes. Para a elaboração deste modelo foram levantadas e utilizadas informações morfotectônicas, geomorfológicas, litológicas, sedimentares, estratigráficas, estruturais e tectônicas, que puderam ser confrontadas entre si de modo a servir de base às idéias aqui constantes.

Em termos morfotectônicos, constatou-se que os padrões de drenagem são controlados, em sua maioria, pelas estruturas que seccionam os sedimentos da Bacia de Curitiba e o seu embasamento. Os métodos de análise morfométrica que caracterizam padrões anômalos de drenagem possibilitaram o reconhecimento de assimetrias importantes, geralmente associadas a descontinuidades estruturais maiores, resultantes de atividades tectônicas. Estes padrões foram melhor observados nas sub-bacias tributárias do rio Iguaçu. A ocorrência de escarpamentos em várias sub-bacias, tais como a do rio Barigui, é mais uma evidência de que as mesmas sofreram processos tectônicos que as moldaram, no sentido morfológico.

As litologias presentes na Bacia de Curitiba, com predominância de depósitos de argilas inconsolidadas, areias-arcosianas, diamictons e depósitos rudáceos, além dos caliches (Formação Guabirota), são produtos dos diversos ciclos climáticos e erosivos que atuaram na região durante sua evolução geológica (BIGARELLA & SALAMUNI, 1962 e BECKER, 1982).

Os trabalhos de campo, a construção de modelos digitais de terreno e a modelização morfoestrutural do embasamento em sub-superfície mostraram todavia, que a organização espacial, a arquitetura estratigráfica e a distribuição litofaciológica da Bacia de Curitiba estão essencialmente ligadas aos processos tectônicos que a afetaram. Alguns ciclos deposicionais na bacia certamente estiveram ligados à atividades tectônicas cíclicas de suas falhas controladoras. O posicionamento dos sedimentos mais grossos

próximo à Serra do Mar e dos mais finos no restante de sua área reflete uma arquitetura tipo hemi-gráben ou gráben, conforme o período da evolução da bacia, geradas inicialmente por uma tectônica distensional. Em um segundo momento uma tectônica transtensional promoveu a mudança na distribuição litofaciológica dos sedimentos, através da concentração dos sedimentos grossos na periferia da bacia, e não só na porção leste (ou nordeste-sudeste), e os mais finos na sua porção central.

Além do detalhamento do arcabouço litoestratigráfico da Formação Guabirotuba em sub-superfície, que ainda não havia sido detalhada, os documentos fotográficos e cartográficos, os esquemas, modelos e figuras mostrados no decorrer deste trabalho mostram uma relação direta desta distribuição espacial dos sedimentos com os atributos tectônicos da bacia.

A distribuição disseminada da Formação Tinguis, sobreposta e formada por argilas e diamictos retrabalhados de sedimentos da Formação Guabirotuba, juntamente com suas características sedimentológicas demonstram que ela foi gerada, igualmente, a partir dos movimentos transtensionais/transpressionais.

Os dados estruturais são os que melhor caracterizam os eventos tectônicos presentes na bacia. No embasamento Pré-Cambriano, formado principalmente por migmatitos, gnaisses, granitóides, metabasitos e, secundariamente, por xistos, a estruturação é caracterizada por foliações de alto e médios ângulos de mergulho, geralmente direcionadas segundo NE-SW, além de descontinuidades ligadas à movimentação transcorrente do Brasiliano. Estas estruturas dúcteis-rúpteis serviram como descontinuidades reológicas reativadas em épocas bem mais recentes, possivelmente no fim do Cretáceo e início do Terciário. Naquele momento, quando ocorre um importante evento geotectônico (fase juvenil da abertura atlântica ao final da reativação Wealdeniana), falhas em sítios intracratônicos sofreram efeitos de uma reativação tectônica rúptil. Além disso houve a ocorrência de estruturas neoformadas. Estas movimentações se fizeram presentes também nos sedimentos que preenchem a calha, durante e após o processo de sedimentação.

É possível determinar zonas de descontinuidade bem visíveis em fotografias aéreas, e com menos frequência em campo, tais como falhas de extensões centimétricas até decamétricas, sendo mais comuns aquelas de comprimentos métricos. Em grande escala o contato entre unidades litológicas distintas, seja entre o embasamento e as da Formação Guabirotuba ou dos pacotes sedimentares desta formação entre si, coincidem com grandes falhas. Um notório exemplo de falha revelando contato, trata-se do encaixe do rio Barigui, sendo necessária uma acurada busca de afloramentos interessantes.

A maior parte dos planos de falhas observados, tanto nas rochas do embasamento quanto nos sedimentos, apresentam estrias de atrito, superfícies lisas e até cataclastos de espessuras centimétricas. Além de falhas, que podem ser conjugadas ou

não, uma das grandes expressões estruturais em escala de afloramento e regional são juntas ou diáclases encontradas em todas os tipos litológicos da bacia. Sua análises permitiu detectar padrões de direção semelhante nos sedimentos e no embasamento.

Em relação ao arcabouço da Bacia, os dados apontam para uma geometria inicial do tipo hemi-gráben gerada em regime tectônico distensivo. A ativação posterior e a geração de falhas indicam que movimentações ao final da evolução tectônica ocorreram em ambos os lados da bacia, fazendo com que a calha principal evoluísse com uma arquitetura do tipo romboédrica, em função da tectônica transcorrente final.

## **11.2 Sobre a evolução da Bacia Sedimentar de Curitiba**

### **a. Contexto regional**

A Bacia de Curitiba pode ser melhor compreendida no seu conjunto se for considerado o seu contexto tectônico regional do fim do Cretáceo, marcado pela evolução da Serra do Mar, em função da extensão da Placa Sulamericana os movimentos finalizaram no início do Terciário, e daqueles movimentos de extensão intraplaca que iniciaram, durante este período geológico e evoluíram até pelo menos o fim do Pleistoceno.

As características geológicas apresentadas anteriormente revelam que na Bacia de Curitiba atuaram processos tectônicos decorrentes da resposta que a plataforma sul-americana vem sofrendo às tensões (distensões e compressões) laterais de direção E-W a partir do início do Cenozóico (LIMA et al., 1997 e LIMA, 1998).

Diversos trabalhos recentes (HASUI, 1990; SAADI, 1993; RICCOMINI et al., 1989; ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; BORGES et al., 1998 e HASUI et al., 1998, entre outros) têm abordado os eventos tectônicos do território brasileiro ocorridos nesta Era. Através de evidências diretas e indiretas concluiu-se neste trabalho que os processos tectônicos regionais em nível de placa foram responsáveis pela organização e pela evolução geológica da Bacia de Curitiba. Estruturas geológicas derivadas deste tectonismo, entretanto, são diferenciadas nas diversas regiões do território brasileiro, seja no litoral, seja na região da bacia amazônica, seja na Bacia de Curitiba, por exemplo. Isto decorre principalmente das diferentes características geomorfológicas, litológicas e da estruturação pretérita local em cada uma das áreas.

### **b. Contexto local**

A síntese da evolução tectônica e geológica da Bacia de Curitiba obtida neste trabalho e mostrada no Quadro 5. Embora passível de modificações a partir da agregação de novas informações e dados, aponta um caminho para discussão em torno do tema.

Uma das conclusões mais importantes foi a determinação, no âmbito da bacia, das direções dos tensores distensivos, com direção entre E-W e WNW-ESE, gerando falhas normais, que atuaram no mínimo até o Mioceno, caracterizando o evento tectônico **D1**. Durante o Mioceno houve uma mudança do regime tectônico regional e estes tensores passaram de distensivos para compressivos, com direção entre E-W e NW-SE, os quais geraram ou reativaram falhas direcionais, caracterizando os eventos neotectônicos **D2** e **D2'**.

Outra importante conclusão refere-se ao período de tempo em que evoluiu a Bacia de Curitiba. Trabalhos anteriores propuseram, em função de dados paleoclimáticos, que o início da sedimentação tenha ocorrido a partir do Plioceno e se processado até o Pleistoceno.

Um dado palinológico isolado, ainda não confirmado, sugere deposição já no Mioceno. O cruzamento dos dados estruturais com aqueles levantados regionalmente permite concluir que a evolução tectônica da Bacia de Curitiba é semelhante às correlatas do sudeste brasileiro, notadamente a de São Paulo, que sofreu influência da própria evolução da Serra do Mar.

A evolução do conjunto das grandes feições geológicas e geomorfológicas recentes do sul-sudeste brasileiro tem sido ligada a fenômenos do início do Terciário médio pelo menos, ou seja do Eoceno e/ou Oligoceno. Postula-se aqui então que a Bacia de Curitiba apresente um início de evolução mais antigo do que considerado anteriormente, provavelmente já no Mioceno médio, cuja formação da calha da bacia possibilitou o início da sedimentação da Formação Guabirota.

É provável, porém, que a bacia em apreço tenha se desenvolvido de forma concomitante aos demais sítios localizados no rifte sudeste, pelos processos de ajuste tectônico da placa, admitindo-se uma rotação horária para ela.

Embora tenha sido possível detectar os fenômenos tectônicos que controlaram os ciclos deposicionais da bacia, os processos de deformação final da Bacia de Curitiba foram mais atenuados do que em outras bacias (São Paulo, Taubaté e Resende, por exemplo), visto que suas estruturas tectônicas, tais como falhas, são menos expressivas. Esta atividade tectônica recorrente é bem caracterizada a partir da distribuição faciológica da Formação Guabirota.

IDADE	UNIDADE	FENÔMENO GEOLÓGICO	REGIME TECTÔNICO	PALEOCLIMA PREDOMINANTE
Holoceno (superior)	Aluviões	Deposição e retrabalhamento	Compressão, levantamento e dissecação: fim da transpressão (?) alívio	Alternância entre úmido a semi-árido
Holoceno (inferior)	Formação Tinguis	Dissecação e erosão	$\sigma_1 = \text{NW-SE}$ <b>D2</b>	
Pleistoceno (superior)	Formação Tinguis	Deposição e plintificação	Compressão, levantamento e dissecação com transcorrência (transpressão ?)	Alternância entre úmido e árido
Pleistoceno (inferior)	Formação Guabirota	Dissecação e erosão	$\sigma_1 = \text{NW-SE}$ <b>D2/D2'</b>	
Plioceno	Formação Tinguis	Início de deposição	Transcorrência (transensão ?)	Úmido
	Formação Guabirota	Dissecação e erosão/plintificação (Período da deformação principal)	$\sigma_1 = \text{E-W}$ <b>D2</b>	
Mioceno (superior)	Formação Guabirota	Fim da deposição e início da dissecação	Fim da extensão $\sigma_1 = \text{vertical}$ $\sigma_3 = \text{E-W}$	Árido, deposição de sedimentos em vale tectônico, deposição tipo <i>playa lake</i>
Mioceno (inferior)	Formação Guabirota	Período principal da deposição	<b>D1</b>	
Oligoceno	Formação Guabirota	Início da deposição (?)	Extensão $\sigma_1 = \text{vertical}$ $\sigma_3 = \text{E-W}$	Árido, formação inicial de vale tectônico, deposição tipo <i>playa-lake</i> (com alternância de climas úmidos)
			<b>D1</b>	
Eoceno Paleoceno	Embasamento e coberturas sedimentares da Bacia do Paraná (final)	Epirogênese e soerguimento crustal (levantamento da Serra do Mar) com erosão das coberturas e exumação do embasamento	Extensão <b>E-W ou ESE-WNW</b>	(?)
Cretáceo (superior)		Início do levantamento da Serra do Mar	Extensão <b>ESE-WNW</b>	(?)

**Quadro 5: Síntese da evolução da Bacia de Curitiba a partir do Cretáceo até o Holoceno**



### 11.3 Algumas reflexões sobre a aplicação do conhecimento

Além da contribuição para a discussão sobre a tectônica cenozóica e até neotectônica da plataforma brasileira, o presente trabalho constitui subsídio para trabalhos de geologia aplicada à exploração de recursos hídricos, planejamento e saneamento ambiental, ocupação do solo e obras de engenharia no sítio urbano de Curitiba e arredores.

O entendimento da estruturação e da evolução tectônica, tanto no embasamento quanto nos sedimentos que preenchem a Bacia de Curitiba permite que os dados referentes à água subterrânea e geotecnia sejam melhor interpretados, bem como as características da bacia, em relação a estes dois temas, possam ser melhor compreendidas.

Em relação ao embasamento, ao longo das suas descontinuidades maiores ocorre uma efetiva circulação de água subterrânea, principalmente aquelas de direção NE-SW e NW-SE e mais efetivamente no cruzamento de ambas. Como se tem constatado pelas observações empíricas, os poços tubulares profundos localizados nas regiões de borda de sedimentos são mais produtivos ao atingir o embasamento. Neste contexto podem ser apontados alguns locais cujo volume explorado é maior, tais como a porção norte da bacia (região do Bairro de Santa Cândida), região sul-sudeste (regiões onde há alinhamentos estruturais no bairro Cidade Industrial de Curitiba) e na região oeste (próximo ao alinhamento estrutural do rio Barigui, no Bairro Seminário).

Também na porção central, próximo ao cruzamento de alinhamentos estruturais há ocorrências pontuais de poços de alta vazão. No Centro de Curitiba foi verificado um caso onde a vazão é maior do que  $35 \text{ m}^3/\text{h}$  e cujas amostras de calha revelaram rochas intensamente catacladas, inclusive com estrias de atritos nos planos de falha em fragmentos de rochas preservados da sondagem. Tal sondagem encontra-se em um dos alinhamentos estruturais NW-SE assinalado na bacia, onde se encaixa o Rio Belém. Com exceção dos casos localizados em alinhamentos estruturais, é de se esperar, porém, que na porção central da Bacia de Curitiba, próximo ao centro de Curitiba, as vazões dificilmente ultrapassem a média de  $3 \text{ m}^3/\text{h}$ , em função da maior espessura de sedimentos e do menor grau de fraturamento em relação às bordas da bacia.

Já com relação ao pacote sedimentar da Bacia de Curitiba, a fácies aquífera da Formação Guabirota tem sido considerada aquelas situadas a leste-nordeste, nos sopés da Serra do Mar. Nos locais de teste, próximos à cidade de Quatro Barras, a leste de Curitiba, sondagens ali realizadas têm encontrado volumes significativos de água, na faixa de  $60 \text{ m}^3/\text{h}$ . As descrições de calha revelaram sedimentos de granulometria alta, corroborando os modelos apresentados no decorrer deste trabalho.

No restante da bacia os pacotes sedimentares são, no seu conjunto, formados por aquíferos, principalmente porque constituídos por argilitos e devido ao

seu baixo grau de consolidação. Neste caso não estão sendo considerados os depósitos aluvionares posicionados sobre a Formação Guabirota.

Em relação aos aspectos geotécnicos gerais, principalmente da região onde se posicionam os sedimentos da bacia, alguns estudos sistemáticos em curso têm encontrado correlação entre sistemas de juntas (ou falhas) e os processos de instabilização do solo na área. Com base em dados levantados por HACH-HACH (1998), foi possível se constatar que num total de 147 sítios de pontos instáveis na Bacia de Curitiba, onde há rupturas geotécnicas nas camadas da Formação Guabirota, 50% das mesmas encontram-se direcionadas para NE-SW, 41% para NE-SW e 9% para E-W. Tais direções são idênticas àquelas constatadas para as drenagens de primeira ordem, mostradas em capítulo específico no presente trabalho, as quais foram consideradas como resultantes do evento D2 (neotectônico) na bacia.

É possível, desta forma, associar as informações geotécnicas e estruturais para a determinação de um controle de ordem tectônica para tais linhas de rupturas geotécnicas. Tal controle poderia ser resposta ao eixo de tensão ( $\sigma_1$ ) de direção E-W (ou ESE-WNW) ainda atuante na Bacia Sedimentar de Curitiba. Este fato estaria gerando a diferença de compressibilidade das formações superficiais, maior na direção ESE-WNW do que na direção NNE-SSW, como tem sido constatado de forma preliminar pelo Grupo de Geotecnia do CESEC-UFPR (informação verbal).

É no sentido destas novas descobertas, além dos detalhamentos litoestratigráficos e estruturais, que deverão evoluir as pesquisas a serem realizadas na Bacia Sedimentar de Curitiba.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. -1957- Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras-USP**. São Paulo, v.219, n.12, p.1-343.
- AB'SABER, A.N. – 1966 – Notas a respeito do sítio urbano de Curitiba. USP – São Paulo, Instituto de Geografia, **Geomorfologia**, v. 3, 8 p.
- AB'SABER, A. N. ; BIGARELLA, J.J. -1961- Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia, UFPR**. Curitiba, n. 4/5, p.116-125.
- AB'SABER, A.N. -1966- Notas a respeito do sítio urbano de Curitiba. **Geomorfologia-USP**. São Paulo, v.3, p.1-7
- ALEKSANDROWSKI, P. -1985- Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.7, n.1, p.73-82.
- ALMEIDA, F.F.M. -1952- Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos Estados de São Paulo e Paraná. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v.1, n.1, p.53-58.
- ALMEIDA, F.F.M. -1955- As camadas de São Paulo e tectônica da Serra da Cantareira. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v.4, n.2, p.23-40.
- ALMEIDA, F.F.M. -1967- Origem e evolução da Plataforma Brasileira. **Boletim do DNPM-DGM**. Rio de Janeiro, n.241, p.1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. -1976- The systems of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, v.48, p.15-26 . Suplemento.
- ALMEIDA, F.F.M. -1983- Relações tectônicas das rochas alcalinas mosozóicas da região meridional plataforma sul-americana. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.13, n.4, p. 325-349.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R -1998- Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.28, n.2, p. 135-150
- ALMEIDA, F.F.M.; RICCOMINI, C.; DEHIRA, L.K.; CAMPANHA, G.A -1984- Tectônica da Formação Itaquaquecetuba na Grande São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1988. **Anais...**, Rio de Janeiro: SBG. v.4, p.1794-1808.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. -1966- Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Oxford, v.30, p.159-189.

- AMADOR,E.S.; CASTRO,M.I.B. -1976- Depósitos neocenozóicos da Bacia de Volta Redonda, Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto,1976. **Anais**. Ouro Preto:SBG. v.1, p.307-327
- ANDERSON,E.M. -1951- The dynamics of faulting. 2.ed. **Edinburgh: Oliver e Boyd**. 206p.
- ANGELIER,J. -1979- Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.56, p.T17-T26.
- ANGELIER,J. - 1990- Tectonic analysis of fault slip data sets. **Journal of Geophysical Research**, Washington, D.C., v.89, n.B7, p.5835-5848.
- ANGELIER, J. -1990- Tectonique cassant et neotectonique. **Annales de la Société Géologique de Belgique**, Liege, v.112, n.2, p.283-307.
- ANGELIER,J.; MECHLER,P. -1977- Sur une méthode graphique de res. des contraintes principales également. **Bulletin de la Société Géologique de France**, Paris, p.1309-1318.
- ANGULO,R.J. -1995- Caracterização e reavaliação da Formação Alexandra (Terciário) e de sedimentos continentais associados a vertentes, no litoral do Estado do Paraná; Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.67, n.4,p.89-102.
- ARAI,M., YAMAMOTO,I.T. -1995- Novos dados sobre a idade da Formação Itaquaquecetuba: uma contribuição palinológica. Simpósio de Geologia do Sudeste, 4, **Boletim de Resumos**, Águas de São Pedro – SP, SBG-SP/RJ/ES, p. 84
- ARTHAUD, F. -1969- Methode de detrmation graphique des directions de reccourcissement d'allongement et intermediaire d'une population de failles. **Bulletin de la Societe Geologique de France**, Paris, v.7, n.11,p.729-737.
- ASMUS,H.E.;BAISCH, P.R. -1983- Geological evolution of brazilian continental margin. **Episodes**, Nottingham, v.4, p.3-9.
- ASMUS, H.E.; FERRARI,A.L. -1978- Hipótese sobre a causa do tectonismo Cenozóico na região Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro: Petrobrás. p.75-88. (**Projeto REMAC, 4**)
- ASMUS,H.E.; PORTO,R. -1980- Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,31., Balneário de Camboriú. **Anais...**, Balneário de Camboriú:SBG. v.1, p.225-239.
- ASSUMPÇÃO,M. -1992- The regional stress field in South America. **Journal of Geophysical Research**, Washington,D.C., v.97, n.88, p.1189-11903.
- AUTODESK, INC. -1997- AutoCad, release 14 ® (*software*)
- AYDIN,A.; NUR,A. -1982- The types and role of stepover tectonics. **Special Publication Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, n.37, p.35-44.
- AZEVEDO,F.F. -1981- Thecamoebianas e organófitas na Formação Guabirotuba. In.: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba. **Atas...**, Curitiba: SBG. v.2,p.226-242.

- BASEI,M.A.S.; SIGA Jr.,O.; MACHIAVELLI,A. -1990- Tectônicas de nappes do Proterozóico Superior e Eopaleozóico da porção Sul-brasileira. In.: REUNIÃO INTERNACIONAL DE PROJETO 270 -PICG, 3, São Paulo, 1990. **Atas...** São Paulo, IUGS.
- BASEI,M.A.S.; SIGA Jr.,O.; MACHIAVELLI,A.; MANCINI,F. -1992- Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.22, n.2, p.212-227.
- BATOLAJE,F.; SILVA,A.T.S.F.; ALGARTE,J.P. -1981- O pré-cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e leste-nordeste de Estado do Paraná. In.: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA,3., Curitiba. **Atas...** Curitiba:SBG. p.94-108.
- BECKER,R.D. -1982- Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional. **Tese** (Doutorado) Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BERROCAL,J.;BARROS,J.; OLIVEIRA,R. -1971- Sismotectônica do nordeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo,1971. **Anais...** São Paulo: SBG. v.2, p.129-137.
- BESSA Jr.,O. -1996- Estratigrafia e sedimentação dos depósitos continentais cenozóicos da planície costeira do Estado do Paraná. **Dissertação** (Mestrado)-Instituto de Geociências Universidade de São Paulo.
- BIGARELLA,J.J. -1956- Planta geológica provisória da cidade de Curitiba e arredores. Curitiba, **Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas**. 1 mapa:color.; 67x105cm. Escala 1:50.000.
- BIGARELLA,J.J.; BECKER,R.D. -1975- International Symposium on the Quaternary. **Boletim Paranaense de Geociências, UFPR**. Curitiba, n.33.
- BIGARELLA,J.J.; MOUSINHO,M.R. -1965- Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia, UFPR**. Curitiba, n.16/17, p.153-196.
- BIGARELLA,J.J.; MOUSINHO,M.R.; SILVA,J.X. -1965- Pediplanos pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia,UFPR**. Curitiba, n.16/17,p.117-151.
- BIGARELLA,J.J.; SALAMUNI,R. -1957- **Aspectos geográficos e geológicos da cidade de Curitiba e arredores**. Curitiba.4p (Reimpresso do v. Comemorativo do Primeiro Centenário da Farmácia Stellfeld).
- BIGARELLA,J.J.; SALAMUNI,R. -1959- Notas complementares à planta geológica da cidade de Curitiba e arredores. **Boletim do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas**. Curitiba, n.40, p.1-14.
- BIGARELLA,J.J.; SALAMUNI,R. -1962- Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. **Boletim da UFPR. Geologia**. Curitiba, n.7, p.1-164.
- BIGARELLA,J.J.; SALAMUNI,R. ; AB`SABER,A.N. -1961- Origem e ambiente de deposição da Bacia de Curitiba. **Boletim Paranaense de Geografia, UFPR**, Curitiba, n.4/5, p.71-81.

- BIGARELLA,J.J.; SALAMUNI,R.; MARQUES FILHO,P.L. -1959- Ocorrência de depósitos sedimentares no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). **Notas Preliminares e Estudos**, Rio de Janeiro, n.1, p.1-7.
- BJORNEBERG,A.J.S. -1969- Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia. **Tese** (Doutorado)-Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- BJORNEBERG,A.J.S. -1972- Sismogênese e neotectônica no sul do Brasil. In.: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS,8., São Paulo,1972. **Anais...** São Paulo:Comitê Brasileiro de Grandes Barragens. v.12, p.1-13.
- BJORNEBERG,A.J.S.; GANDOLFI,N.; PARAGUASSU,A.B.; RODRIGUES,J.E.- 1979- Considerações sobre alternativas de sismogênese brasileira. In.: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. **Atas...** São Paulo, SBG. v.1,p.331-336.
- BJORNEBERG,A.J.S. et al. -1968- Nota sobre basculamentos tectônicos no Estado de São Paulo. **Ciência e Cultura**, São Paulo, v.2, n.20, p.160.
- BLES,J.L.; COLLEAU,A.; FOURNIGUET,J.; GODEFROY,P.; LENOTRE,N.; SAURET,B.; COMBES,P.; DUBIE,J.Y.; VASKOV,P. -1991- Proposal for classificaton of fault activity in an intraplate collision setting: definition and examples. **Tectonophysics**. Amsterdam, n.194, p.279-293.
- BORGES,M.S.; COSTA,J.B.S.; HASUI,Y.; PIRES NETO,A.G.; MORALES,N.; JIMENEZ-RUEDA,J.R. - 1998 - Compartimentação neotectônica do sudeste do Brasil. Congresso Brasileiro de Geologia, 39, **Anais do...**, Belo Horizonte - MG, p. 74
- CAMPANHA, G.A.C.; RICCOMINI,C.; MELO,M.S.; HASUI,Y.; ALMEIDA,F.F.M.; DEHIRA, L.K. - 1985- Análise do padrão de fraturamento Mesozóico-Cenozóico das bacias tafrogênicas do sudeste do Brasil. In.: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA,5., São Paulo, **Atas...**São Paulo:SBG. p.337-350.
- CAMPANHA,G.A.C.; BISTRICHI,C.A.; ALMEIDA,M.A. -1987- Considerações sobre a organização litoestratigráfica da faixa de dobramentos Apiaí. In.: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA,3., Curitiba,1987. **Atas...** Curitiba, SBG. v.2,p.725-742.
- CANALI,N.E. ; MURATORI,A.M. -1981- Síntese da evolução geomorfológica da Bacia Sedimentar de Curitiba. In.: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. **Atas...**, Curitiba, SBG. v.2,p.363-371.
- CANALI,N.E.; PASSOS,E.; COSTA,T.M. -1981- Contribuição da geomorfologia no planejamento da Região Metropolitana de Curitiba. In.:SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, **Atas...** Curitiba:SBG. v.2, p.335-362.
- CARVALHO, P.F. -1934- Geologia do município de Curitiba. **Boletim, DNPM-SGM....**Rio de Janeiro,v.82, p.1-21.
- CHRISTIE-BLICK,N.; BIDDLE,K.T. -1985- Deformation and basin formation along strike slipe faults. **Special Publications. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**. n.37, p.1-34.

- COIMBRA,A.M; RICCOMINI,C. -1985- Considerações paleoambientais sobre as ocorrências de caliche nas bacias de Curitiba (PR), Taubaté (SP) e Resende (RJ). **Anais da Academia Brasileira**. Rio de Janeiro, v.57, p.517-518.
- COIMBRA,A.M.; RICCOMINI,C.; MELO,M.S. -1983- A Formação Itaquaquetuba: evidências de tectonismo no quaternário paulista. In.: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, **Atas...**, São Paulo:SBG. v.1, p.253-266.
- COIMBRA,A.M.; RICCOMINI,C.; SANT'ANNA,L.G.; VALARELLI,J.V. -1996- Bacia de Curitiba estratigrafia e correlações regionais. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. **Anais...** Salvador:SBG. v.1, p.135-137.
- COREL CORPORATION -1997- CorelDraw 7 ®, (*software*)
- COSGRAVE,J.J.M. -1991- **Neotectonics and resources**. Belhaven. 409p.
- COSTA,J.B.S.; HASUI,Y.; PINHEIRO,R.V.L. -1992- **Bacias sedimentares**. Belém: Editora UFPA. 106p.
- COTTON,C.A.-1950- Tectonic scarps and fault valleys. **Bulletin of the Geological Society of America**, Boulder,Co., v.61, p.717-758.
- COUTINHO,V.M.J. -1986- Lantanita de Curitiba. **Boletim. USP. Mineralogia**, n.13,p.119-126.
- COX,K.G. - 1989- The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. **Nature**, London, v.342,p.21-28.
- COX, R.T. - 1994- Analysis of drainage e basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible quaternary tilt-block tectonics: na example from Mississipi Embayment. **Bulletin of Geological Society of America**, Boulder,Co., n.106, p.571-581.
- COZZOLINO,V.M.; MARTINATI,L.R.; BUONO,A.V.D. -1994- Contribuição ao estudo dos movimentos tectônicos sin e pós-sedimentares na Bacia de São Paulo a partir de evidências observadas nas escavações do túnel da Eletropaulo. **Solos Rochas**, São Paulo, v.17, n.1, p.13-29.
- COMPANHIA DE PESQUISAS E RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Relatório de sondagens geotécnicas nos aluviões do Rio Iguaçu, Curitiba-Pr**. (inédito).
- COMPANHIA DE PESQUISAS E RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Mapa geológico preliminar da Bacia Sedimentar de Curitiba**. (inédito)
- CROWELL,J.C. -1974- Origin of late cenozoic basins in Southern California. **Special Publication Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, n.22, p.190-204.
- DAVIS,M. -1986- **Statistics and data analysis in geology**. New York:John Wiley.
- DIEDERIX,H. -1987- Remote sensing and neotectonics. **Episodes**, Nottingham, v.10,n.1, p.59.
- DOORNKAMP,P.J.C. -1986- Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of the Geological Society**, Boulder, Co., v.143, p.335-342.
- DUYSTER,J. -1998- STERONETT v.2.1. Ruhr Universitat Bochum Institut für geologie. (*software*)

- EBERT,H. -1971- Observações sobre a litologia e subdivisão do Grupo Setuva no Estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do Geossinclínio Açungui. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. **Anais...**, São Paulo: SBG, p.131-146.
- EMBLETON, C. -1987- Neotectonic and morphotectonic research. **Zeitschrift fuer Geomorphologie**, Stuttgart, v.63, p.1-7.
- FAIRBRIDGE,R.W. -1981- The concept of neotectonics: na introduction. **Zeitschrift fuer Geomorphologie**, Stuttgart, v.40, p.7-12.
- FASSBINDER,E. – 1996 - A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. **Tese de Doutorado**, Instituto de Geociências – USP, São Paulo, 207 p.
- FERNANDES,A.J. -1997- Tectônica cenozóica na porção média da bacia do Rio Piracicaba e sua aplicação à hidrogeologia. **Tese de Doutorado**, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- FERNANDES,F.L. -1993- Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté-SP. **Dissertação** (Mestrado). Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- FERREIRA,F.J.F. -1982- Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. **Dissertação** (Mestrado)-Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- FIORI,A.P.(Coord.) -1987- Aspectos estruturais e estratigráficos do Grupo Açungui e da Formação Itaipococa no Estado do Paraná. Curitiba.191p. **Relatório - Convênio UFPR/MINEROPAR/DEGEOL**.
- FIORI,A.P. -1992-Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui-Pr. **Boletim IG-USP**. São Paulo, n.23, p.55-74.
- FORTIN,P. -1989- Mobilisation fractionnement et accumulation des terres rares lors del`alteration lateritique de sediments argilo-sableux du Bassin de Curitiba (Bresil). **Memoirs des Sciences de la Terre**. Nancy, n.10, p.1-186.
- FORTIN,P.; TRESCASES,J.J.; MELF, A.J.; SCHMITT,J.M.; THIRY,M. -1989- Rare earth elements (REE) accumulations in the Curitiba Basin(Brazil). In.: INTERNATIONAL GEOCHEMICAL EXPLORATION SYMPOSIUM, 13., Rio de Janeiro,1989. **Abstracts...**, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, p.66-68.
- FREITAS,R.O. -1951a- Sobre a origem da Bacia de São Paulo. **Boletim Paulista de Geografia**. São Paulo, v.9,p.60-64.
- FREITAS,R.O.-1951b- Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v.13,n.2,p.171-222.
- FREITAS,R.O.-1951c- Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. **Boletim da Faculdade de Ciências e Letras, USP**, São Paulo, n.2,p.120.
- FRIEDINGER,P.J.J. -1987- Subsidence modeling of rift basins. **Technical Report Marine Geoscience. University of Capetown**. v.17 p.22-38.
- FRUTOS,J. -1981- Andean tectonics as consequence of sea-floor spreading. **Tectonophysics**. Amsterdam, n.72,p.T 21- T32.



- FUCK,R.; TREIN,E.; MARINI,O.J.-1967- Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba , n.23/25,p.5-41.
- FULFARO,V.J.; PONÇANO,W.L. -1974- Recent tectonic features in the Serra do Mar region,SP Brazil, and its importance to engineering geology. In.: INTERNATIONAL CONGRESS OF ENGINEERING GEOLOGY, 2., São Paulo,1974 . **Proceedings...**, São Paulo:[S.n.], v.1, p.II 7.1- II 7.7.
- GEMAEL,C.; DOUBEK,A. -1975- Levantamento gravimétrico do município de Curitiba. **Boletim da Universidade Federal do Paraná-Geodésia** .Curitiba,n.17, p.3-7.
- GEOLOGICAL SOFTWARE. -1995- Stereonet for Windows v.3.03. Norway, Troms. (*software*).
- GÓIS,J.R.; SALAMUNI,E. ;FIORI,A.P. -1985- Lineamentos e compartimentos tectônicos do pré-cambriano paranaense. In.: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA,2, Florianópolis,1985. **Atas...** Florianópolis:SBG. p.159-171.
- GOLDEN SOFTWARE. -1995- Surfer for Windows v. 6.01. Colorado,Golden. (*software*).
- GUIMARÃES,D. -1951- Arqui-Brasil e sua evolução geológica. **Boletim DNPM-DFPM**. Rio de Janeiro,n.88, p.1-295.
- HACH-HACH,A. -1998- Inventário dos movimentos de massa gravitacionais na região leste da Grande Curitiba - Paraná, escala 1:20.000. **Dissertação** (Mestrado) - USP - Escola de Engenharia de São Carlos, 2 volumes.
- HANCOCK, P.L. ; WILLIAMS, G.D. -1986- Neotectonics. **Journal of Geological Society**. Boulder, Co., v.143,p.325-326.
- HANCOCK,P.L. ; ENGELDER, T. -1991- Neotectonics joints. **Bulletin. Geological Society of America**. Boulder, Co., v.101, p.1197-1208.
- HARE,P.W.; GARDNER, I.W. -1985- Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. In.: ANNUAL BINGHAMTON GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM, 15., Boston, 1984. **Proceedings...**,Boston:[S.n].
- HARALYI,N.L.E.; DAVINO, -1975- Origem das placas americana e africana. Evidências gravimétricas no sul do Brasil e sudoeste da África. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro,v.47, n.3/4, p.576. Resumo
- HASUI, Y. -1979- Quadro geotectônico e estrutural da sismicidade natural. In.: SIMPÓSIO SOBRE SISMICIDADE NATURAL E INDUZIDA, São Paulo,1979. **Atas...**, São Paulo: ABGE. v.1,p.9-13.
- HASUI,Y. -1990- Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In.: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZOICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, 1990. **Boletim**: SBG.
- HASUI,Y. & CARNEIRO,C.D.R. -1980- Origem e evolução da bacia sedimentar de São Paulo. São Paulo: ABGE p.47-52. (**Publicação Especial**).
- HASUI,Y. & COSTA,J.B.S. -1996- Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 5, Belém, 1996. **Notas de curso**. Belém:SBG. p.1-20

- HASUI,Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO,M.S. -1978- Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. **Anais...**, Recife:SBG. v.1, p.328-391.
- HASUI,Y. & PONÇANO,W.L. -1978- Geossuturas e sismicidade no Brasil. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA,2, São Paulo,1978. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia. V.1, p.331-338.
- HASUI,Y.; PONÇANO,W.L.; STEIN,D.P.; MELO,M.S. -1978- Investigação estrutural na região de Primeiro de Maio, SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo,1978. **Anais...**, São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia. v.1, p.339-352.
- HASUI,Y.& SADOWSKI,G.R. -1976- Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.6, n.3, p.180-200.
- HASUI,Y. et al. -1978- Os falhamentos e a sismicidade natural da região das Serras da Mantiqueira e do Mar. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo, 1978. **Anais...**, São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia. v.1, p.353-357. (Tema II).
- HASUI,Y.; COSTA,J.B.S.; BORGES,M.S.; MORALES,N.; JIMENEZ-RUEDA,J.R. -1998- Evolução morfotectônica do sudeste do Brasil. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, 1998. **Anais...**, SBG-Minas Gerais. v. 1, p. 78
- HIBBARD,B.; VELLUM,J.; PAUL,B. -1995- VIS5D v.4.3. Madison. University of Wisconsin. Space Science and Engineering Center. (*software*).
- HICKMAN, S.H.; ZOBACK,M.D. -1983- Interpretation of hydraulic fracturing pressure time data for in-situ stress determination. Washington, D.C.:[s.n.], Workshop on Hydraulic Fracturing Stress Measurements. **Anais**.
- HOORN,C.; GUERRERO,J.; SARMIENTO,G.A. -1995- Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern south America. **Geology**. Boulder,Co., v.23, n.3, p.237-240.
- HOWARD, A.D. -1967- Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **Bulletin. American Association Petroleum Geologists**. Tulsa, v.51, n.11, p.2246-2259.
- IPT-INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. -1994- Trade v.2.0. São Paulo. (*software*).
- ITCF-INSTITUTO DE TERRAS E CARTOGRAFIA -1990- Atlas do Estado do Paraná. Secretaria do Estado de Agricultura e Abastecimento - **Governo do Paraná**. 50 p.
- JACKSON,J.; NORRIO, R.; YOUNGSON,J. -1996- The structural evolution of active fault and fold systems in Central Otago, New Zealand : evidence revealed by drainage patterns. **Journal of Structural Geology**. Oxford, v.18, n.2,p.217-234.
- JAIN, V.E. - 1980- Geotectónica general. Moscou, Mir. v.1, 356p.
- KAEFER,L.Q.; ALGARTE,J.P. -1972- Maciço alcalino do Banhado - estudos preliminares. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém,1972. **Anais...**, Belém: SBG. v.1, p.57-64.

- KELLER,E.A.; PINTER,N. -1996- Active tectonics. **Prentice-Hall**. 338p.
- KING,L. -1956- A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, v.18, n.2, p.147-263.
- KINGSTON,D.R.; DISHROON,C.P.; WILLIAMS,P.A. -1983- Global basin classification system. **Bulletin. The American Association of Petroleum Geologists**. Tulsa, v.67, n.12, p.2175-2193.
- LEEDER,M.R.; ALEXANDER,J. -1987- The origin tectonic significance of asymmetrical meander-belts. **Sedimentology**. Oxford, v.34, p.217-26.
- LEEDER, M.R.; GAWTHORPE,R.L. - 1987- Sedimentary models of extensional tilt-block/half-graben basins. **Special Publication. Geological Society of London**. London, n.28, p.139-153.
- LEME,A.B.P. -1930- O tectonismo da Serra do Mar- a hypothese de uma remodelação Terciária. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro,v.11, p.143-148.
- LIMA,C. -1998- Expressões topográficas e estruturais da compressão atuante na Placa Sul-Americana. Congresso Brasileiro de Geologia, XI, **Anais...**, SBG-MG, Belo Horizonte, MG, p. 79
- LIMA,C., COBBOLD,P.R., SOUDARIAN,L. -1997- Topographic and structural expression of Andean-related tectonics in midplate South America. Simpósio Nacional de estudos Tectônicos, **Anais...**, SBG-Brasília, Pirinópolis, MG, p.27-30
- LIMA,M.R.; ANGULO,R.J. - 1990- Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra. Terciário do Estado do Paraná, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, v.62, n.4, p.357-371.
- LINDENBECK,C. & ULMER,H. -1995- GEO3VIEW: desenvolvimento e aplicação de programas de computador para a visualização de processos e estruturas geológicas. **Instituto Geológico da Universidade Albert-Ludwig**. Freiburg, Geowiss, 280 p.
- LOPES,J. A.U. -1966- Nota explicativa da folha geológica de Curitiba. **Boletim UFPR, Geologia**. Curitiba, n.20.
- MAACK,R. -1947- Breves notícias dos Estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**. Curitiba, v.2, p.63-154.
- MAACK,R. -1981- Geografia física do Paraná. **Livraria José Olympio Editora**, (reedição), 450 p.
- MACEDO,J.M. -1989- Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. **Boletim Geociências, Petrobrás**. Rio de Janeiro,v.3,n.3, p.159-173.
- MACEDO,J.M.; BACOCOLI,G.; GAMBOA,L.A.P. -1991- O tectonismo meso-cenozóico da região sudeste. In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo,1991. **Atas...**, São Paulo:SBG. v.1, p.429-437.
- MACKENZIE,D.P. -1984- A possible mechanism for epeirogenetic uplift. **Nature**. London, v.307, p.616-618.

- MAGNAVITA,L.P. -1996- Sobre a implantação da fase sin-rifte em riftes continentais. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador. **Anais...**, Salvador: SBG. v.5, p.335-337.
- MARINI,O.J.; TREIN,E.; FUCK,R.A. -1967- O Grupo Açungui no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n.23/25, p.43-103.
- MEANS,W.D. -1987- A newly recognized type of slickenside striation. **Journal of Structural Geology**. Oxford, v.9, n.5/6, p.585-590.
- MELO, C.L.; SILVA,T.M.; MOURA,J.R.S.; HEES,F.J. -1989- Evidências geomorfológicas e estratigráficas para um tectonismo recente na região de Bananal (SP). In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG. v.1, p.26-27.
- MELO,M.S. -1985- Estruturas da área da Bacia de Resende (RJ) e os modelos tectônicos regionais. In.: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., São Paulo,1985. **Atas ...**, São Paulo, SBG. v.1, p.323-335.
- MELO,M.S. -1990- A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação tectônica e geomorfogênese. **Dissertação** (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- MELO,M.S.; CAETANO,S.L.V.; COIMBRA,A.M. -1986- Tectônica e sedimentação na área das bacias de São Paulo e Taubaté. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia. **Anais...**, Goiânia: SBG. v.1, p.321-336.
- MELO,M.S.; RICCOMINI,C.; ALMEIDA,F.F.M.; HASUI,Y. -1985a - Sedimentação e tectônica da bacia de Resende-RJ. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, v.57, p.467-479.
- MELO,M.S.; RICCOMINI,C.; HASUI,Y; ALMEIDA,F.F.M.; COIMBRA,A.M. -1985b- Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.15, p.193-201.
- MELO,M.S.; STEIN,D.P.; GIMENEZ,A.F.; CARLSTRON FILHO,C.; PONÇANO,W.L.; HASUI,Y.; RODRIGUES,E.P.; COUTINHO,J.M.V. -1980- Contribuição a geologia do Alto-Capivari-Pr. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú,1980. **Anais...**, Balneário de Camboriú: SBG. v.5, p.2943-2958.
- MENDONÇA,E.S.; POLINATI, E. -1941- **Geologia e geografia física do Brasil**. São Paulo: Nacional. (Traduzido de : HARTT,C.F. -1870- Geology and physical geography of Brazil).
- MERCIER, J.L. -1976- La néotectonique, ses méthodes et ses buts. un exemple: L`arc Egéen (Méditerranée orientale). **Revue de Géographie Physique et de Geologie Dynamique**. Paris,v.18,p.323-346.
- MERCIER,J.L.; SEBRIER,M.; LAVENU,A.; CABRERA,J.; BELLIER,O.; DUMONT,J.F.; MACHARE,J. -1992- Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean Type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. **Journal of Geophysical Research**. Washington, D.C., v.97(B8), p.11945-11982.

- MESCHERIKOV, Y.A. -1968- Neotectonics. In.: FAIRBRIDGE, R.M. (Ed.), **Encyclopedia of Geomorphology**. New York, Reinhold. p.768-773.
- MIOTO, J.A.-1990- Tentativa de zoneamento sísmico do sudeste brasileiro. In.: WORKSHOP DE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO COSTEIRA NO SUDESTE DO BRASIL, 1, Belo Horizonte, 1990. **Anais...** Belo Horizonte, SBG. p.33-45.
- MIOTO, J.; HASUI, Y. -1982- Aspectos da estabilidade sísmo-tectônica do sudeste brasileiro de interesse à geologia de engenharia. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, 1982. **Anais...**, Salvador: SBG. v.4, p.1652-1659.
- MÖRNER, N.A. -1989- Paleoseismicity and neotectonics. **Tectonophysics**. Amsterdam, v.163, p.181- 84.
- MURATORI, A.M.; FERNANDES, A. ; PEKENS, E.; ROCHA, H.O.; SCOPEL, I.; SANTOS, E.L.; PASSOS, E. -1988- Compartimentação morfológica da Região Metropolitana de Curitiba. In.: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais...**, Belém, SBG, v.1, p.606-616.
- MURATORI, A.M.; GIUSTI, D.A.; CANALI, N.E. -1982- Interpretação gravimétrica preliminar da configuração topográfica do embasamento cristalino no município de Curitiba. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. **Anais...**, Salvador, SBG, v.4, p.1576-1580.
- NIKOLAEV, N.I. -1974- Tectonic conditions favorable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. **Engineering Geology**. Amsterdam, n.8, p.171-189.
- NILSON, T.H. ; SYLVESTER, A.G. -1995- Strike-slip basins. In.: BUSBY, C.J. ; INGERSOLL, R.V. **Tectonics of sedimentary basins**. Blackwell, p.425-457.
- NUR, A.; BOCCALETTI, M. -1989- Active and recent strike-slip tectonics. **EOS Transactions American Geophysical Union**. Washington, D.C., v.70, n.35, p.806.
- OBRUCHEV, V.A. . -1948- Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki. **Akademiya Nauk SSSR. Izvestiya. Seriya Geologicheskaya**. Moscou, n.5, p.13-24.
- O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A.-1976- Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Bulletin. Geological Society of America**. Boulder, Co., v.87, n.10, p.1463-1469.
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H.- 1943- Geologia do Brasil. 2<sup>a</sup> ed. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura. 774p.
- OLIVEIRA, E.P. -1927- Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. **Monografia. DNPM-SGM**. Rio de Janeiro, n.2, p.1-127.
- OLIVEIRA, M.J.R.; ZALÁN, P.V.; ALKMIM, F.F. -1994- Evidências de reativação da zona de falha Cubatão-Lancinha na Bacia do Paraná. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú. **Anais...**, Balneário de Camboriú: SBG. v.2, p.264-265.
- OUCHI, S. -1985- Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. **Bulletin Geological Society of America**. Boulder, Co., v.96, p.504-515.

- PANIZZA,M. -1983- Introduction to the morphotectonic problems. **Notas**, (Working Group Int. Geog. Un. Morphotectonics) p.48-57
- PANIZZA,M.; CASTALDINI,D.; BOLLETINARI,G.; CARTON,A.; MONTOVANI,F. -1987- Neotectonic research in applied geomorphological studies. **Zeitschrift fuer Geomorphologie**. Stuttgart, v.63, p.173-211.
- PAVLIDES,S.B. -1989- Looking for a definition of neotectonics. **Terra New**. v.1, n.3, p.233-235.
- PELOGGIA,A.-1998- O homem e o ambiente geológico. São Paulo, **Xamã VM**. 271p.
- PETIT, J.P. -1987- Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. **Journal of Structural Geology**. Oxford, n.5/6, p.597-608.
- PONÇANO,W.L.; ALMEIDA,F.F.M. -1993- Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. **Cadernos IG-UNICAMP**. Campinas, v.3, n.1, p.55-90.
- POTTER,P.E. -1978- Significance and origin of big rivers. **Journal of Geology**, v.86:13-33
- PUTZER,H. -1953- Diastrofismo "Germanótipo" e suas relações com o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**. São Paulo, v.2, n.1, p.37-71.
- RAPOSO,M.I.B. -1995- Episódios intrusivos do Arco de Ponta Grossa, determinados através de um estudo paleomagnético. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.25, n.1, p.3-19.
- REYNHARDT,J.H. -1992- Stratified deposits on the southern slope of the Magaliesberg in the vicinity of Hornsnek. **Zeitschrift fuer Geomorphology**. Stuttgart, v.84, p.159-172.
- RICCOMINI,C. -1989- O rift continental do sudeste do Brasil. **Tese** (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- RICCOMINI,C.; APPI,C.J.; FREITAS,E.L.;ARAL,M. -1987- Tectônica e sedimentação no sistema rifts continentais da Serra do Mar (Bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo). In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA RJ-ES, Rio de Janeiro, **Atas...**, Rio de Janeiro:SBG. p.253-298.
- RICCOMINI,C.; COIMBRA,A.M.; TAKIYA,H. -1992- **Tectônica e sedimentação na Bacia de São Paulo**. São Paulo: ABAS. (Mesa redonda: Problemas geológicos e geotécnicos na Região Metropolitana de São Paulo)
- RICCOMINI,C.; MELO,M.S. de ; ALMEIDA,F.F.M.; HASUI,Y. -1985- Geologia da Bacia de Volta Redonda, Rio de Janeiro, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, v.57, p.518-519.
- RICCOMINI,C.; PELLOGIA,A.U.G.; SALONI,J.C.L.; KOHNKE,M.W.; FIGUEIRA,R.M. -1989- Neotectonic activity in the serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Science**. Oxford, v.2, n.2, p.191-197.
- RICCOMINI,C.; TESSLER,M.G.; SUGUIU,K. -1984- Novas evidências de atividade tectônica moderna no sudeste brasileiro: os depósitos falhados da Formação Pariquera-Açu. [S.l.]: ABEQUA. **Publicação Avulsa**, 2, p.29-42.

- RICCOMINI,C. et al. -1991- Tectônica transcorrente na Bacia do Paraná: o exemplo da zona de cisalhamento de Paraisolândia, SP. In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., São Paulo, 1991. **Atas...**, São Paulo:SBG.
- RIEDEL,W. -1929- Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein beitrage zum problem der fiederspaltten. **Zentralblat fur Mineralogie**. Verlagsbuchhandlung, v.1919b,p.354-368.
- RODGERS,D.A.; -1980- Analysis of pull-apart basin development produced by en-échelon strike-slipe faults. **Special Publication. International Association of Sedimentologists**. v.4, p.27-41.
- ROWLAND,S.M.; DUEBENDORFER,E.M. -1994- Structural analysis and synthesis. [S.l.]: Blakwell. 279p.
- SAADI,A. -1993- Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**. Diamantina, v.1, n.1, p.1-5.
- SABINS JR.,F.F. -1978- Remote sensing: principles and interpretation. San Francisco: Feeman, 464p.
- SADOWSKI,G.R. - 1982- Origem de juntas de cisalhamento em sedimentos da Bacia de São Paulo. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais...**, Salvador, SBG. v.4, p.1427-1432.
- SADOWSKI,G.R.; CSORDAS,S.M.; KANJI,M.A. -1978- Sismicidade da plataforma brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, **Anais...**, Recife-SBG, v. 5, p. 2347-2361
- SALAMUNI,E. -1991- Análise estrutural do Núcleo Betara Rio Branco do Sul-Pr. **Dissertação** (Mestrado)-UNESP.
- SALAMUNI,E. -1995- Dobramentos e redobramentos superpostos na porção sul da zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, v.43, p.135-149.
- SALAMUNI,E.; EBERT,H.D. -1994- Estudo da neotectônica da Bacia de Curitiba: dados preliminares. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994. **Anais ...**, Balneário de Camboriú, SBG. v.1, p.565-566
- SALAMUNI,E.; EBERT,H.D. -1997 - A influência da neotectônica na implantação da drenagem atual da bacia sedimentar de Curitiba. In.: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba,1997. **Resumos expandidos**. Curitiba: ABEQUA. p.244-248.
- SALAMUNI,E.; EBERT,H.D.; HASUI,Y. -1997- As estruturas tectônicas e atectônicas da bacia sedimentar de Curitiba. In.: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba,1997. **Resumos expandidos**. Curitiba: ABEQUA. p.249-253.
- SALAMUNI,E.; EBERT,H.D.; KROLL,G.H.S. -1994- Análise morfotectônica da Bacia de Curitiba a partir da modelagem digital do terreno (MDT). In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú,1994. **Anais...**, Balneário de Camboriú:SBG. v. 2, p.329-330.

- SALAMUNI,E.;HASUI,Y.; COSTA,J.B.S.; BORGES,M.S.; EBERT,H.D. -1998- Sobre a tectônica da bacia sedimentar de Curitiba (Pr/Br). In.: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2., Punta del Este, 1998. **Actas ...**, Punta del Este, . v.1, p.10-15.
- SALVADOR,E.D. ; RICCOMINI,C. -1995- Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ,Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.25, n.3, p.151-164.
- SANTOS,B.J. -1906- Estudo sobre a constituição geológica do município de Curitiba. Curitiba: **Impressora Paranaense**. 42p.
- SCHEIDEGGER,A.E.- 1981- Geological risks caused by recent crustal movements due to the tectonic stress field. In.: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CRUSTAL MOVEMENTS IN AFRICA, 1, Adis Abeba. **Anais...**, Adis Abeba:[s.n]. p.399-407.
- SCHEIDEGGER,A.E. -1991- Neotectonic joints: discussion. **Bulletin of Geological Society of America**. Boulder, Co. v.103, p.432.
- SCHEIDEGGER,A.E. -1993- Joints as neotectonics plate signatures. **Tectonophysics**. Amsterdam, v.219, p.235-239.
- SCHOBENHAUS,C.; CAMPOS,D.A.;DERZE,G.R.; ASMUS,H.E. -1984- Geologia do Brasil. Texto explicativo da mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Rio de Janeiro: **DNPM**. 501p.
- SENGÖR,A.M.C.; CANITEZ,N. -1982- The north Anatolian Fault: alpine-mediterranean geodynamics. *American Geophysical*. **Union Geodynamics Series**. v. 7: 205-216
- SIEDNER,G.; MITCHELL,J.G. -1976- Episodic mesozoic volcanism a K-Ar isochron study bearing on the opening of the South Atlantic. **Earth Planet Sci. Lett.**, n.30, p.292-302.
- SIEMIRADZKI,J.V. -1898- Geologische Reisebeobachtungen in Süd-brasilien. **Sitzungsberichte der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Akademie der Wissenschaften**. Vienna, v.107, n.1, p.23-40.
- SIGA Jr.,O.; BASEI,M.A.S.; REIS NETO,J.M.; MACHIAVELLI,A.; HARARA,O.M. -1995- O Complexo Atuba: um cinturão paleoproterozóico intensamente retalhado no neoproterozóico. **Boletim. Instituto de Geociências, USP. Série Científica**. São Paulo, v.26, p.69-98.
- SILVA,A.da. -1996- Bacia de São Paulo: contorno estrutural integrando dados de poços e de superfície. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. **Anais...**, Salvador:SBG. v.6, p.307-310.
- SOARES,P.C. -1973- Nota sobre a tectônica moderna na depressão periférica paulista. **Notícias Geomorfológicas**. Campinas, v.13, n.25, p.75-81.
- SOARES,P.C.-1987- Seqüências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In.: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, **Anais...** São Paulo: SBG. v.2, p.743-772.
- SOARES,P.C.; FIORI,A.P. -1976- Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícias Geomorfológicas**. Campinas, v.16, n.32, p.71-104.



- SOARES,P.C. et al. -1982- Lineamentos em imagens de LANDSAT e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In.: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSOREAMENTO REMOTO, 2., Brasília, 1982. **Anais...**, Brasília: CNPQ.
- SPITZNER,R. -1953- Sobre a ocorrência de um minério de terras raras na bacia sedimentar de Curitiba. Curitiba: **Banco de Desenvolvimento do Paraná**. (Inédito)
- STEFANICK,M.; JURDY,D.M. -1992- Stress observations and driving force models for the South American Plate. **Journal of Geophysical Research**. Washington, D.C., v.97, n.B8, p.11905-11913.
- STERNBERG,H.O. -1953 - Sismicidade e morfologia da Amazônia brasileira. Boletim de Geografia, São Paulo – SP, v. 117:595-600
- STEWART,I.S.; HANCOCK,P.L. -1994- Neotectonics. In.: HANCOCK, C.L.(Ed.) **Continental deformation**. Pergamon Press. p.370-410.
- STRAHLER,A.N. -1952- Hypsometric (areal-altitude) analysis of erosional topography. **Bulletin. Geological Society of America**. Boulder, Co., v.63, p.1117-1142.
- SUGUIU,K. -1980- Síntese dos conhecimentos sobre a sedimentação da Bacia de São Paulo. In: Mesa Redonda Sobre os Aspectos Geológicos e Geotécnicos da Bacia de São Paulo, **Publicação Especial**, ABGE-SBG, São Paulo, p. 25-32.
- SUMMERFIELD,M. A . -1987- Neotectonics and landform genesis. **Progress in Physical Geography**. London, v.11, n.3, p.384-397.
- SYSTAT -1993- Systat for Windows v.5.01. Illinois, Evanston. (*software*).
- SZATMARI,P.; FRANÇOLIN,J.B.L.; ZANOTTO,O.; WOLFF,S. -1987- Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.17, n.2, p.180-188.
- TRESCASES,J.J.; FORTIN,N.; MELFI,A.; NAHON,D. -1986- Rare earth elements accumulation in lateritic weathering of pliocene sediments Curitiba Basin (Brazil). Granada, p.259-272. (**International Meeting Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral Formation**).
- TRIFONOV,V.G. -1989- Na overview of neotectonic studies. **International Geology Review**. Columbia, v.31, n.3, p.111-161.
- UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA. -1979- **Relatório n.13. Convênio FUB/CESP**. Brasília. 15p.
- VITA-FINZI,C. -1986- Recent earth movement . London: **Academic Press**. 226p.
- WALLACE,R. et al. -1986- Active tectonics. [S.l.]: **National Academic Press**, 266p.
- WEISSEL,J.K. -1990- Long-term erosional development of rifted continental margins: foward a quantitative understanding. . p.63-70. (**Pacific Rim Congress**).
- WEGMANN,E. -1955- Lebendige tektonik eine Übersicht. **Geologische Rundschau**. Berlin, v.43, n.1, p.4-34.

- WHITE,R.S.; McKENZIE,D.P. -1989- Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**. Washington, D.C., v.94, p.7685-7729.
- WILCOX,R.E.; HARDING,T.P.; SEELY,D.R. -1973- Basin wrench tectonics. **Buletin American Association of Petroleum Geologists**. Tulsa, v.57, p.74-96.
- XAVIER,E.M.; WIEDMANN,C.; ZATMARI,P. -1996- Reativação meso-cenozóica do limite estrutural norte da Serra do Mar no Brasil e na África. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. **Anais...** Salvador:SBG. v.5, p.372-374.
- ZALAN,P.V.; WOLF,S.; CONCEIÇÃO,J.C.J.; ASTOLFI,M.A.; VIEIRA,I.S.; APPI,V.T.; ZANOTTO, O.A; MARQUES,A. -1988- Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: SIMPÓSIO GONDWANA, 7., São Paulo, 1988. **Anais...**, São Paulo:IGUSP.
- ZOBACK,M.D. -1983- A new data source for in situ stress field orientation. **Nature**. London, n.306, p.18.
- ZOBACK,M.D. -1992- First and second order patterns of stress in lithosphere: the World Stress Map Project. **Journal of Geophysical Research**. Washington, D.C., v.97, p.11703-11728.

## **ANEXO**

Encarte do Mapa Geológico da Bacia Sedimentar de Curitiba e arredores