CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DA BACIA SEDIMENTAR DE CURITIBA (PR)

CONTRIBUTION TO THE GEOLOGY OF THE CURITIBA BASIN (PR)

Eduardo Salamuni[1]
Riad Salamuni[2]
Hans Dirk Ebert[3]

RESUMO

A região de Curitiba (Figura 1) é formada geologicamente por distintas unidades litoestratigráficas que são representadas, em parte, pelo embasamento, e em parte pelos sedimentos sobrepostos, os quais compõem a Bacia Sedimentar de Curitiba, situada a oeste-noroeste da Serra do Mar. A contribuição principal deste trabalho refere-se à discussão sobre os aspectos litoestratigráficos desta bacia, bem como à abordagem dos aspectos da gênese da sedimentação e das estruturas superimpostas que comprovam sua deformação. Em termos descritivos, o embasamento é caracterizado pela presença de xistos, quartzitos, anfibolitos e principalmente gnaisses e granitóides, em parte migmatizados, de idade proterozóica inferior porém rejuvenescidos no Proterozóico médio e também no superior (Figura 2). Já as unidades sedimentares são representadas pelas formações Guabirotuba e Tinguis, além dos terrenos aluvionares. A unidade sedimentar de maior abrangência, a Formação Guabirotuba, cuja idade provável é oligo-miocênica, apresenta espessura máxima de 80m (Figura 3), sendo composta essencialmente por argilas pouco consolidadas, arcósios, areias arcosianas e depósitos rudáceos basais (Figuras 4 a 6). Já a Formação Tinguis, de idade pleistocênica-holocênica e sobreposta à Formação Guabirotuba, é composta por sedimentos retrabalhados da mesma, porém com pouco transporte. Tais unidades sedimentares preenchem a calha da bacia, constituída por uma depressão rasa alongada na direção NE-SW, que faz parte do conjunto das bacias cenozóicas tafrogenéticas do sul e sudeste brasileiros, integrantes do "rift continental do sudeste do Brasil" (RICCOMINI, 1989). A formação da calha da Bacia de Curitiba tem controle estrutural por falhas antigas do embasamento, com direção NE-SW, reativadas no Terciário inferior. Outros sistemas de falhas, não menos importantes para a determinação da arquitetura da bacia, têm direções NW-SE, E-W e aproximadamente N-S (Figuras 7 a 9). Os processos sedimentares, em grande parte, foram controlados pelas falhas entre o Oligo-Mioceno até o Pleistoceno médio a superior. A deformação causada por estas descontinuidades é essencialmente rúptil nos sedimentos. Os movimentos atuais, no entanto, são relativos a uma tectônica ligada a movimentos inversos, havendo predomínio de processos de dissecação.

1 - UFPR - salamuni@bbs2.sul.com.br
2 - Hidrotec Geólogos Consultores
3 - UNESP

ABSTRACT

Geologically, the area of Curitiba (Figure 1) and vicinities comprises different lithostratigraphic units, partially represented by the basement rocks and partially by the overlain sediments of the Curitiba Basin, that are displayed to the west-northwest of the Serra do Mar (Sea Range). Main contribution of this paper concerns the discussion about the lithostratigraphic details of the basin, as well as some genetic features of the sedimentation, and of the superimposed structures that proves its deformation.

The basement is featured by the presence of schists, quartzites, amphibolites, and mainly gneises and granitoids, partially migmatized, of lower Proterozoic age, and rejuvenated in the Middle and Upper Proterozoic (Figure 2). The sedimentary units are represented by the Guabirotuba and Tinguis Formations, besides the alluvial deposits.

The largest sedimentary unit is the Guabirotuba Formation, which age is probably Oligo-Miocene, with a maximum thickness of about 80m, essentially composed by clays, arkoses, arkosic sands and basal rudaceous deposits (Figures 4 to 6). The Tinguis Formation, considered to be Pleistocenic-Holocenic and laying on the Guabirotuba Formation, is built up by sediments reworked from the latter one, pratically without transport or a very little one.

Such sedimentary units fill up the basin depression that is shallow and elongated in the direction NE-SW. It is part of the taphrogenic basins of southern and southeastern Brasil associated to the "continental rift of the southeast" (RICCOMINI, 1989). The trough of the Basin has a tectonic control in old faults of the basement, trending NE-SW, reactivated in the lower Tertiary. Other fault systems, also important for the determination of the basin architecture, show the following trends: NW-SE, E-W and approximately N-S (Figures 7 to 9). Most of the sedimentary processes were controlled by faults between the Oligo-Miocene until the Middle and Upper Pleistocene. The deformation caused by these descontinuities is essentially ruptile in the sediments. Anyhow, actual movements are related to tectonics linked to reverse movements, where there is a predominance of dissecation processes.

INTRODUÇÃO

É objetivo aqui descrever e reinterpretar aspectos geológicos das formações sedimentares que preenchem a Bacia Sedimentar de Curitiba, bem como aqueles do embasamento. Neste sentido, características litológicas foram enfocadas, na tentativa de definir uma distribuição faciológica preliminar da Formação Guabirotuba, já que a mesma apresenta variações espaço-temporais relativas às suas particularidades sedimentológicas. Também a Formação Tinguis é analisada neste contexto. Parte-se do pressuposto de que os trabalhos de BIGARELLA & SALAMUNI (1962) e BECKER (1982) já levantaram com propriedade inúmeros dados a respeito da sedimentologia e estratigrafia destas unidades sedimentares.

Em complemento às questões acima mencionadas, foi analisado o arcabouço estrutural desta bacia, no que diz respeito ao controle da arquitetura da sua calha e também aos planos de fraturas, juntas e falhas, que afetam as rochas do embasamento e os sedimentos superpostos. Além disso, alguns aspectos morfoestruturais são referidos dentro desta análise.

A abordagem geológica regional da área em enfoque fornece suporte para novas interpretações, considerando que a Bacia de Curitiba faz parte de um conjunto de bacias tafrogênicas cenozóicas posicionadas no "rift continental do sudeste do Brasil (RCSB)" (RICCOMINI, 1989). A Bacia de Curitiba está localizada na porção centro-sul do Primeiro Planalto de Curitiba, ou simplesmente planalto de Curitiba, abrangendo a totalidade do município homônimo e parte dos circunvizinhos. Posiciona-se entre as coordenadas oeste 49°00' e 49°35' e sul 25°20' e 25°46' (Figura 1).

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

O EMBASAMENTO DA BACIA DE CURITIBA

GEOMETRIA E O CONTORNO ESTRUTURAL

A calha da Bacia de Curitiba é uma depressão alongada, com direção aproximada N40°-50°E, cujas maiores profundidades, em torno de 80m, estão situadas na porção centro-sul da bacia, onde localizam-se suas depressões mais acentuadas (SALAMUNI *et al.*, 1997). A pequena profundidade reflete uma atividade tectônica menos intensa do que a das demais bacias cenozóicas cratônicas correlatas do sudeste brasileiro. Anomalias gravimétricas retilíneas, apresentadas no mapa de GEMAEL & DOUBEK (1975), à luz de novos dados morfotectônicos, foram interpretadas como zonas de falhas, que controlaram a geometria interna da bacia e, conseqüentemente, sua sedimentação, confirmando o contorno estrutural do embasamento obtido através de dados de sondagem.

A topografia da superfície da bacia apresenta algumas diferenças significativas em relação ao seu contorno estrutural. No geral, as porções mais altas estão posicionadas a NE e as mais baixas para SW.

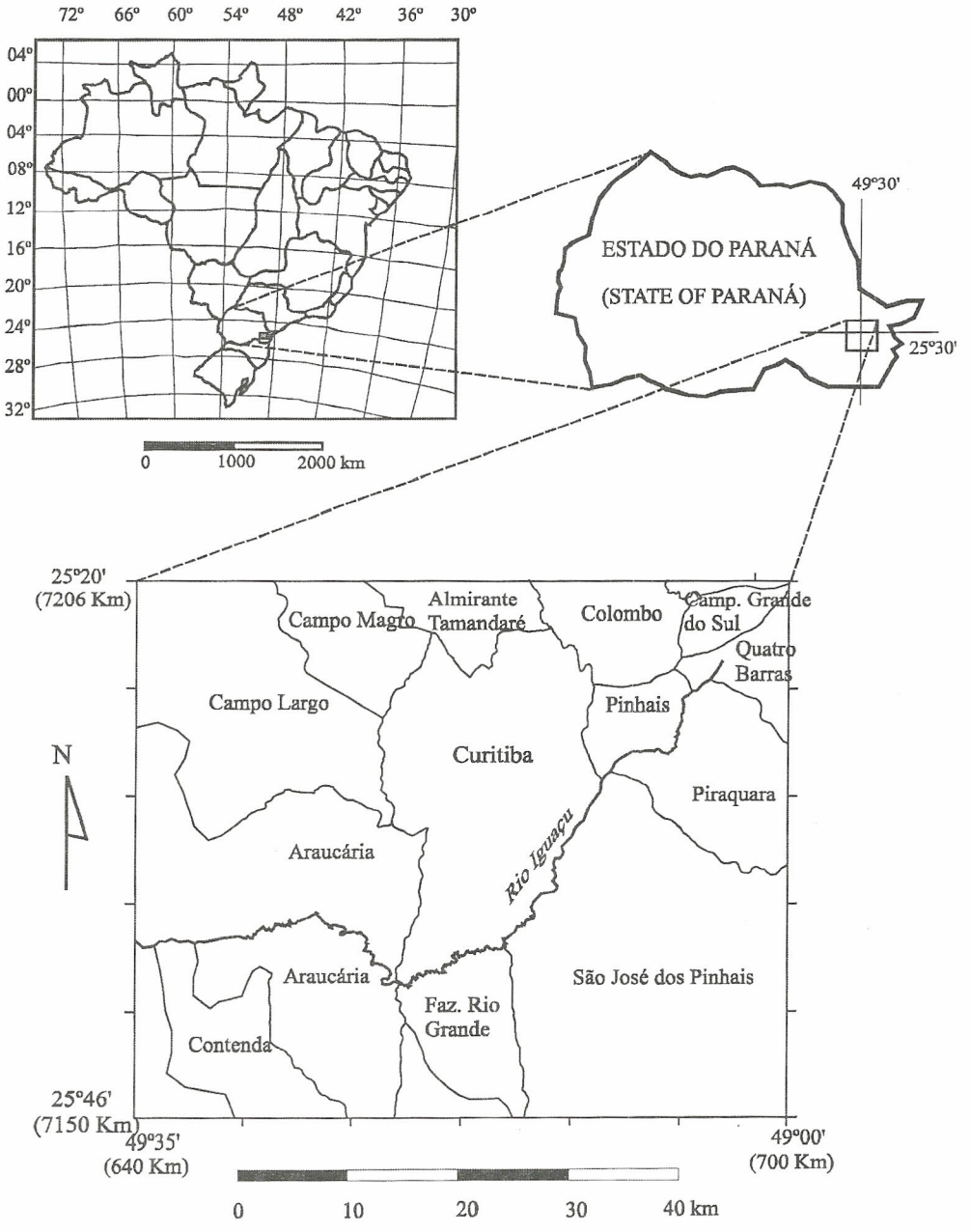


Fig. 1: Localização da área de estudo, destacando os limites dos municípios onde ocorrem sedimentos da Bacia de Curitiba. *Localization of study area, showing the limits of municipalities where the Curitiba Basin occurs.*

TIPOS LITOLÓGICOS E PRINCIPAIS ESTRUTURAS

O embasamento é composto por grande variedade litológica atribuída ao Complexo Atuba (SIGA JR. *et al.*, 1996). São inúmeros corpos interdigitados, cujos contatos geralmente são marcados por zonas de cisalhamento de alto ângulo de regime essencialmente rúptil-dúctil a dúctil, direções médias entre NE-SW e E-W.

As características litológicas e estruturais do embasamento são observadas em várias pedreiras. As que revelam as melhores exposições, na zona urbanizada, são as do Atuba, Paulo Leminski e Roça Grande. Na borda norte-noroeste da bacia, ocorrem boas exposições dos litotipos do Grupo Açungui.

A idade das rochas do embasamento é proterozóica inferior, com rejuvenescimento isotópico no fim do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico (MELO *et al.*, 1985; BASEI *et al.*, 1992; SIGA JR. *et al.*, 1996). Compreende vários domínios litológicos, aqui agrupados em: (a) metabasitos anfibolíticos e metaultrabasitos; (b) corpos gnáissico-graníticos; (c) subordinadamente, xistos, quartzitos finos e supostos paragnaisses com diferenciados quartzo-feldspáticos; (d) migmatitos indiferenciados; e (e) corpos graníticos anatéticos, bem como granitos al-

calinos a subalcalinos da Serra do Mar, entremeados por xistos, gnaisses e granulitos (Figura 2).

O domínio de rochas metabásicas é composto por anfibolitos, em geral hornblenditos, migmatizados, de composição tonalítica. Em meio a estas porções básicas, é comum a ocorrência de lentes métricas a decimétricas de metaultrabasitos migmatizados. O conjunto pode estar gnaissificado, principalmente se associado a rochas de composições granodioríticas, quando apresentam injeções quartzo-feldspáticas paralelas à foliação. A foliação é pouco desenvolvida e por vezes a rocha apresenta um aspecto maciço a olho nu. A leste-nordeste da bacia, bem como na sua porção oeste, a foliação gnáissica torna mais evidente uma superfície Sn, de caráter dúctil a dúctil-rúptil, direcionada segundo N30°-50°E, com ângulos de mergulho geralmente médios a altos (50° a 80°), ora voltados para NW ora para SE (Figura 7). Os fraturamentos são freqüentes, ocorrendo juntas fechadas e abertas, bem como falhas de caráter exclusivamente rúptil. A alteração das rochas básicas promove um manto intempérico de coloração ocre a amarelo-esbranquiçada, com freqüentes clastos subesféricos do tamanho de seixos.

O segundo conjunto litológico importante é representado pelos gnaisses-granitos, granitóides em geral e também granodioritos. Ocorrem com maior concentração na porção sul e no contato com rochas do Grupo Açungui, a norte. Estas rochas estão freqüentemente migmatizadas, apresentando injeções quartzo-feldspáticas concordantes ou não 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, e pegmatóides, quartzo-feldspáticos, de caráter discordante.

A característica estrutural mais evidente deste conjunto é uma foliação milonítica de alto ângulo direcionada segundo NE-SW e ENE-WSW e também com mergulhos variáveis ora para NW, ora para SE. Os planos de foliação são do tipo gnáissico, geometricamente lenticulares ou anastomosados, com micrólitons milimétricos a centimétricos. É comum a observação de *ribbons* de quartzo, por vezes gerando porfiroblastos, milimétricos até decimétricos. Indicadores cinemáticos revelam o sentido de movimento transcorrente dextral, pelo menos para o último evento deformacional proterozóico. Lineações dadas pela isorientação de biotita e/ou outros minerais placóides e prismáticos são comuns nestas rochas, acentuando ainda mais sua característica anisotrópica. É bastante comum a ocorrência de dobras de cisalhamento, com estilos de dobras-falhas, centimétricas a decimétricas, cujo eixo mergulha de 30 a 45°, tanto para NE quanto para SW, caracterizando uma cinemática oblíqua. O flanco falhado é invariavelmente limitado pela própria foliação, podendo indicar a concomitância entre a geração das estruturas planares e as próprias dobras.

O intemperismo destas rochas criou um regolito arenoso ou areno-siltoso, abundante em quartzo e feldspato, que pode ser confundido com depósitos arcosianos da Formação Guabirotuba. Tais regolitos constituem, em parte, a fonte das areias arcosianas encontradas em vários pontos da bacia.

Um terceiro conjunto de rochas observado no embasamento da Bacia de Curitiba é formado por quartzo xistos, biotita-quartzo xistos, sillimanita-granada xistos e quartzitos finos, por vezes interdigitados em gnaisses. Localiza-se principalmente a oeste, sudoeste e noroeste da bacia. Os quartzitos constituem lentes métricas a decamétricas com granulação submilimétrica a milimétrica e coloração esbranquiçada. Estruturalmente não diferem muito das outras rochas já descritas. A foliação principal Sn, de caráter milonítico, também está direcionada para ENE-WSW, com mergulhos médios a altos para NW ou SE. Apresenta micrólitons de espessura submilimétrica, com geometria anastomosada ou lenticular, cujos planos são descontínuos, com estiramento ou achatamento mineral, em forma de *ribbons* de quartzo, ou lineações geradas por orientação de micas. A alteração destas rochas produziu material síltico-arenoso, ou exclusivamente arenoso. Apesar do transporte do regolito para a calha da bacia não ter sido muito longo, alguns depósitos rudáceos, principalmente os com seixos de quartzito, originaram-se deste conjunto metamórfico.

O quarto conjunto de rochas consiste de migmatitos indiferenciados. São derivados de granodioritos, com tendências tonalíticas, ou de rochas granitóides geralmente ácidas. Apresentam remobilizados quartzo-feldspáticos, além de injeções de granitos anatéticos e/ou alaskíticos, freqüentemente pegmatóides. Estão localizados em faixas com direção NE-SW, tanto a norte quanto a sul da bacia. Estruturalmente, comportam-se como os conjuntos anteriores. As faixas leucocráticas são paralelas às melanocráticas, com indicação de intensa mobilização fluidal, ressaltando 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, sempre anastomosada, delimitando bandas cujas dimensões variam entre centimétricas e métricas. Seu intemperismo forma regolito com 10 a 15 m de espessura. A composição do regolito é argilo-arenosa e sua coloração é ocre a arroxeada, ocorrendo com freqüência faixas compostas essencialmente por caulinita e quartzo.

Os quatro conjuntos litológicos descritos apresentam paragênese de grau metamórfico médio a alto (fácies anfibolito), com a cristalização de granada, hornblenda e biotita, gerada provavelmente por tectônica tangencial de baixo a médio ângulo. Esta tectônica produziu imbricação tectônica, dobras de cisalhamento, gnaissificação e migmatização. Evento retrometamórfico posterior é evidenciado pela recristalização de muscovita, biotita derivada

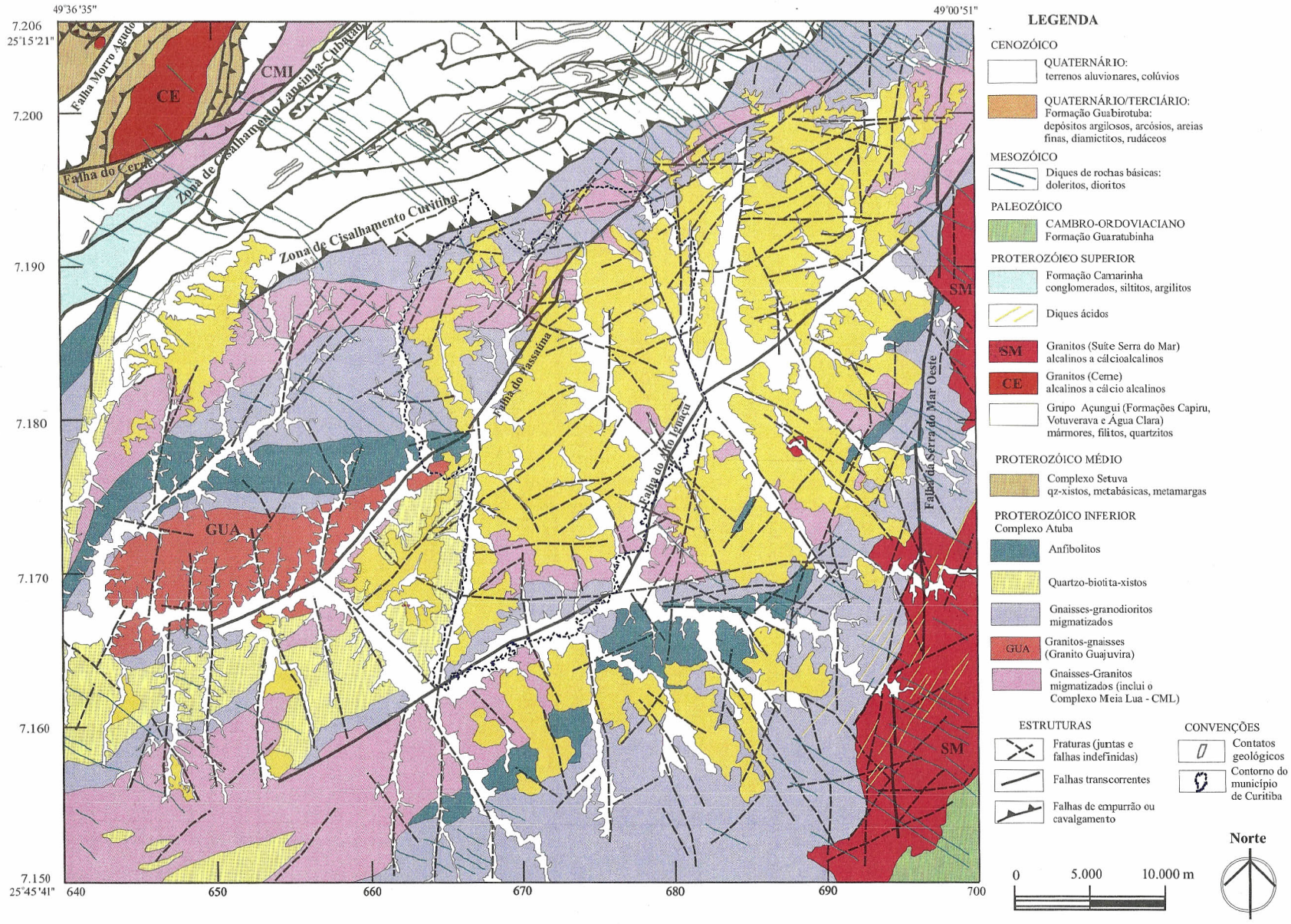


Fig. 2: Mapa Geológico da Bacia Sedimentar de Curitiba e arredores (mod. Mapa Geológico CPRM - inédito). *Geological map of Curitiba Sedimentary Basin and vicinities. (mod. Geological Map CPRM - inedit).* (Carta Geológica do Paraná, 1969; Fiori, 1992; Salamuni, 1998)

de hornblenda e quartzo de segunda geração. O retrometamorfismo seria da fácies xisto-verde, zona da biotita, em certos casos até a zona da clorita, ligadas a uma história tectônica transpressional. Nas diversas pedreiras onde afloram as rochas do embasamento, em particular a do Atuba, está presente uma foliação S_{n+1}, com freqüente presença de lineações minerais relacionadas a movimentos transcorrentes dextrais e em alguns pontos a movimentos sinistrais.

Em meio a porções menos deformadas foi observada uma foliação S_{n-1}, que pode ter sido originada em situações de tectônica tangencial. Também é milonítica, porém com planos oblíquos e rotacionados pela foliação S_n.

Os granitos compõem dois maciços. Aquele situado a oeste da bacia, e individualizado pela Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (inédito), é denominado Granito Guajuvira. Trata-se de um maciço arrasado topograficamente, posicionado em meio aos gnaisses e migmatitos do Complexo Atuba. São biotita-hornblenda granitos porfiróides, homogêneos, de coloração cinza-clara quando a rocha está preservada da deformação. O maciço geralmente encontra-se migmatizado, com intensa foliação milonítica a ultramilonítica, cuja direção ENE-WSW a E-W apresenta médios a altos ângulos, mergulhando para N ou para S. A forma do corpo é sigmoidal, com tendências à 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 arcosianos.

A 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 brasiliana (proterozóica superior). 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 10m nas áreas mais planas, nas faldas da serra. Nas áreas de topografia acentuada, no entanto, não é propício o desenvolvimento do manto regolítico espesso. O material produzido é rapidamente removido, caracterizando este granito como uma das principais áreas-fonte dos sedimentos que preencheram a Bacia de Curitiba.

A norte e a noroeste, o embasamento da bacia é constituído por metassedimentos do Grupo Açungui. O conjunto de rochas encontradas neste grupo corresponde às seqüências de metacalcários, filitos, metassiltitos e quartzitos indiferenciados, atribuídas ao Neoproterozóico. Estas rochas estão em contato tectônico com aquelas mais antigas do embasamento, ora por falhas de cavalgamento empinadas, ora por falhas direcionais que aproveitaram as zonas de fraqueza pré-existentes. Constituem zonas de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil, que posteriormente foram reativadas no Terciário inferior e/ou médio, de maneira exclusivamente rúptil. As características estruturais dos litotipos do Grupo Açungui foram descritas por vários autores e pormenorizadas por FIORI (1987, 1992). A foliação dos metassedimentos está direcionada segundo NE-SW, com médios a baixos ângulos de mergulho, geralmente para NW. Nas porções onde ocorrem falhamentos maiores, porém, a foliação geralmente está empinada. O intemperismo destas rochas fornece manto regolítico argilo-siltoso, com exceção das porções mais quartzíticas, onde ocorrem cascalhos.

Um último tipo litológico constituinte do embasamento da Bacia de Curitiba é composto por 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 dos sedimentos. Embora não aflorem em meio aos sedimentos, por serem mais antigas, estas rochas podem ser responsáveis por pequenos vales de direção NW-SE nos sedimentos da bacia, uma vez que coincidem com zonas de fraqueza estrutural reativadas no Terciário.

FORMAÇÕES SEDIMENTARES QUE PREENCHEM A CALHA DA BACIA

A coluna estratigráfica apresentada no Quadro 1 representa as diversas unidades geológicas que compõem a Bacia de Curitiba. Os sedimentos são depositados, em discordância erosiva, diretamente sobre as rochas do embasamento.

Quadro 1: Coluna estratigráfica da Bacia de Curitiba. *Curitiba Basin stratigraphic column.*

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 arcosianas
Terciário (médio a superior) - Mioceno a Plioceno	Formação Guabirotuba	Argilas, areias arcosianas, cascalheiras em meio a sedimentos areno-argilosos, 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	Maciços graníticos da Serra do Mar	Granitos alcalinos
Proterozóico superior	Grupo Açungui (Formação Capiru)	Quartzitos, filitos e mármores dolomíticos e calcíticos
Proterozóico inferior a Arqueano	Complexo Costeiro ou Domínio Curitiba ou Domínio Atuba	Migmatitos, ortognaisses, xistos, quartzitos restritos e granitos orogênicos deformados

FORMAÇÃO GUABIROTUBA

A Formação Guabirotuba é a principal unidade sedimentar da Bacia de Curitiba. As pesquisas anteriores referem-se principalmente às suas características sedimentológicas e, em segundo plano, aos estudos estratigráficos e paleoambientais, a exemplo dos traba-

lhos de BIGARELLA & SALAMUNI (1962) e BECKER (1982). Pouco há sobre a determinação de estruturas tectônicas impostas aos sedimentos.

Características tectônicas da Bacia de Curitiba deixam claro que a ferramenta ideal para se obter resultado com a análise estratigráfica é a morfotectônica. A área de ocorrência da Formação Guabirotuba abrange toda a Bacia de Curitiba, com cerca de 3.000 km^2 (Figura 2). A espessura é diferenciada, variando de espessuras métricas nas bordas até decamétricas na região central, não sendo isto, porém, regra geral.

Estes depósitos assentam discordantemente sobre o embasamento, sendo compostos predominantemente por depósitos argilosos e sílticos esverdeados que gradam para termos mais grossos de forma interdigitada ou abrupta, dependendo das características estratigráficas e estruturais locais. Há intercalações de areias arcosianas e, mais raramente, de cascalheiras com predominância de seixos de quartzo. Também foram observadas lentes siltosas esparsas, além da freqüente ocorrência de caliche, sob a forma de impregnações de carbonato de cálcio em quantidades subsidiárias, esparsas nos depósitos argilosos.

Os tipos litológicos da Formação Guabirotuba são detalhados a seguir:

Argilas inconsolidadas e depósitos de lamas

Na periferia da bacia os depósitos argilosos são pouco freqüentes, enquanto que no centro ocorrem suas maiores espessuras. Geralmente apresentam-se bem compactados e com texturas predominantemente maciças (BIGARELLA & SALAMUNI, 1962) 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 alterados, os pacotes argilosos freqüentemente apresentam colorações rosadas (mosqueadas) a ocres, que seriam resultantes de laterização incipiente ou plintificação. Tais processos lateríticos são indícios de mudanças no regime climático durante a evolução da bacia. Nos depósitos argilosos da seção tipo da Formação Guabirotuba foram observados horizontes lateríticos em espessura total de 0,5m, com crosta ferruginosa limonítica de espessura média de 5cm.

Níveis estratificados raros e de espessura centimétrica a milimétrica, são decorrentes da intercalação de sedimentos um pouco mais siltosos.

Depósitos carbonáticos (caliches)

Estes depósitos apresentam-se dispersos lateralmente em profundidades rasas na Formação Guabirotuba. São bancos descontínuos, tabulares, com extensões laterais métricas, de coloração esbranquiçada a creme, com espessuras centimétricas a métricas, geralmente maciços, mas podendo ocorrer de forma foliada.

Dentro das areias arcosianas, a impregnação pelos carbonatos encontra-se na forma de cimento friável e descontínuo. Além dos depósitos tabulares, os caliches ocorrem como vênulas, correspondentes a pequenas fraturas preenchidas, como calcretes, aleatoriamente distribuídos. Estas podem ser produto de processos pedogenéticos recentes. Também foram observadas algumas vênulas com recristalização de sílica, ou silcretes, em afloramentos onde está exposto o contato entre a Formação Guabirotuba e o embasamento. Estes silcretes preenchem fraturas de origem tectônica, verticais, cuja direção é NE-SW.

As estratificações de caliche caracterizam depósitos que seguem o padrão geométrico das camadas arcosianas, apresentando-se lenticulares em grande escala, mas localmente com aspectos tabulares.

Depósitos arcosianos e areias arcosianas

Formam depósitos pouco consolidados, compostos por clastos de quartzo, quartzito e feldspato, este geralmente caulinizado. Os clastos têm tamanhos variados, desde submilimétricos até centimétricos, geralmente angulares e subangulares, atestando pouco retrabalhamento. A matriz é areno-siltosa e, por vezes, argilosa, chegando a apresentar, segundo BECKER (1982) entre 20 e 40% de feldspatos. Apresentam cores variegadas, havendo predominância de tons avermelhados até esbranquiçados quando a rocha está alterada.

Nestas litologias são reconhecidas variadas granulações na areia arcosiana, desde bastante grossas pouco selecionadas até as mais finas com melhor seleção, de coloração cinza. A granulometria das areias arcosianas é variável desde médias e finas, no centro e sudoeste da bacia, ao passo que as mais grossas são as classes texturais mais abundantes na sua porção nordeste e leste. As areias grossas são as classes texturais mais abundantes entre o nordeste e o centro da bacia. Nestas areias, as principais estruturas desenvolvidas são lentes descontínuas, onde, por vezes, há estratificação cruzada. O acamamento é tipificado através destes estratos cruzados, raramente acanalados, que podem ter *sets* de até 20cm de espessura, embora normalmente não ultrapassem poucos centímetros.

As areias arcosianas estão presentes em toda a bacia, apresentando extensões laterais variáveis entre decimétricas a hectométricas, enquanto que a espessura varia do decímetro a dezenas de metros. Variações destas camadas arcosianas são areias inconsolidadas, compostas exclusivamente de grãos de quartzo e matriz siltosa. São depósitos de pequena espessura e lenticulares, mais selecionados e trabalhados do que os puramente arcosianos.

Depósitos rudáceos (cascalheiras)

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 quartzito, enquanto que, na porção nordeste, leste e sudeste, os cascalhos são formados por quartzo e feldspato alterado, além de fragmentos rochosos, tais como granitos, migmatitos e diabásios, bem como camadas ferruginosas. Em exames mais detalhados, observa-se que a granulometria é irregular, contendo seixos de tamanhos variáveis, desde 1 ou 2cm até 5cm, e também grânulos, com formas alongadas ou subesféricas, podendo ser angulosos ou não. Em afloramentos na borda da bacia, foram verificados calhaus de até 10cm. Há casos em que há material bastante arredondado e esfericidades bem evidenciadas, e outros onde predomina a angulosidade e a baixa esfericidade do material. Os locais formados por estes depósitos representam provavelmente a parte proximal da bacia, posicionada principalmente nas porções leste e sul-sudeste, onde ocorrem as camadas mais espessas, mas também, secundariamente, a oeste e noroeste, onde os depósitos são mais delgados.

Em trabalhos anteriores (COUTINHO, 1986; BECKER, 1982; TRESCASES *et al.*, 1989), foi descrita a existência de minerais de terras raras na Bacia de Curitiba. Observaram-se pequenas placas de lantanita, de ocorrência esporádica, associadas aos depósitos de caliche. A área-fonte destes minerais são os maciços graníticos da Serra do Mar, já que os afloramentos onde se observaram as lantanitas localizam-se próximos a esses maciços.

A Formação Guabirotuba não apresenta espessuras constantes, variando desde 1m até um máximo de 80m. As maiores espessuras estão localizadas na porção central e centro-sudeste da bacia onde se posicionam depressões que formam a sua calha principal. Em média, porém, a espessura é de aproximadamente 40m.

Os valores absolutos das profundidades dos contatos entre o embasamento e o pacote da Formação Guabirotuba permitiram a confecção do mapa de contorno estrutural do embasamento da referida bacia (Figura 3), elaborado através da interpolação pelo inverso da distância (IQD), através do *SURFER FOR WINDOWS* (GOLDEN SOFTWARE, 1995).

Grande parte da área estudada apresenta o embasamento aflorante da bacia, com exceção da região centro-oeste, onde está concentrada a maior parte dos sedimentos da Formação Guabirotuba. Na porção sudoeste concentra-se a maior quantidade dos depósitos aluvionares recentes do rio Iguaçu.

O mapa de contorno estrutural do embasamento revela pelo menos três áreas mais profundas, dispostas segundo a direção NE-SW, formando o eixo da calha da bacia. Tais áreas constituem os depocentros mais importantes da bacia, com profundidades máximas entre 75 e 85m, a partir da cota 940m, usada como superfície de normalização topográfica. Esta cota foi tomada como valor arbitrário de referência, por ser a cota aproximada das regiões de maior altitude dos sedimentos da Formação Guabirotuba. A antiga superfície de erosão, de idade holocênica, representada por estas regiões foi denominada Superfície de Curitiba por BIGARELLA *et al.* (1961).

Estas depressões são separadas por núcleos mais elevados do embasamento, que podem refletir o basculamento *(tilt)* ou soerguimentos de blocos tectônicos independentes, possivelmente responsáveis pela criação das diferenças morfológicas presentes.

OUTRAS FORMAÇÕES/SEQÜÊNCIAS

Em trabalhos anteriores já foram propostas subdivisões da Formação Guabirotuba devido a diferentes características sedimentológicas. Em função disto, BECKER (1982) propôs a existência das Formações Tinguis e Boqueirão, e COIMBRA *et al.* (1996) mencionaram a Formação Piraquara, cujas áreas de ocorrência não se encontram documentadas, portanto não sendo aqui considerada formalmente.

A Formação Tinguis é composta por psefitos imaturos, com matriz areno-argilosa em meio a clastos não trabalhados, bastante angulosos e pouco heterogêneos e, também, por depósitos argilo-arenosos e lamíticos imaturos. A espessura é pequena, não ultrapassando os 10m, com média de 5m. Seu contato com a Formação Guabirotuba é erosivo, sendo fácil a diferenciação entre ambas. Exceção se faz em alguns locais, particularmente nos contatos com as porções mais grossas da Formação Guabirotuba.

A Formação Tinguis foi depositada em pequenos vales ou depressões rasas, tendo sido o resultado do retrabalhamento da Formação Guabirotuba, ou seja, alteração, desagregação e posterior transporte. Apesar do transporte de material caracterizar uma aloctonia, não possibilitou boa seleção dos sedimentos, dificultando a existência de estratificações bem definidas, a não ser por incipiente granodecrescência da base para o topo.

A "unidade" Boqueirão estaria localizada em possíveis paleodrenagens, que poderiam representar a situação pretérita dos próprios depósitos de várzea, originados a partir do início do Holoceno. Sendo assim, ela não estaria dissociada, em termos evolutivos, dos aluviões atuais. A "unidade" Piraquara necessita de melhor caracterização. Pode tratar-se de uma fácies de deposição tardia da Formação Guabirotuba, dominada por canais meandrantes, já ao final do seu ciclo de sedimentação, sendo formada por depósitos de barras de canais argilo-arenosos e cascalheiras. Aliás, ressalte-se que há manchas, em toda a Formação Guabirotuba, de depósitos semelhantes àqueles descritos como "Formação Piraquara", cujas relações de contato não são claras.

ESTRUTURAS E PROCESSOS SEDIMENTARES NAS FORMAÇÕES GUABIROTUBA E TINGUIS

Nas litologias da Formação Guabirotuba é comum a observação de estruturas primárias tais como estratificações plano-paralelas e cruzadas, bem como níveis granodecrescentes. Igualmente ocorrem marcas onduladas decimétricas, acamamento lenticularizado, laminações convolutas e estruturas de carga.

Nos sedimentos mais arenosos, as estratificações plano-paralelas e entrecruzadas são normalmente de pequeno porte, mas em alguns pontos foram observados estratos cruzados de até 2m de espessura. Além dessas estruturas, há níveis segregados com os mais grossos na base e os mais finos no topo, constituindo parte da gradação normal. Em geral, no entanto, a deposição parece ter sido

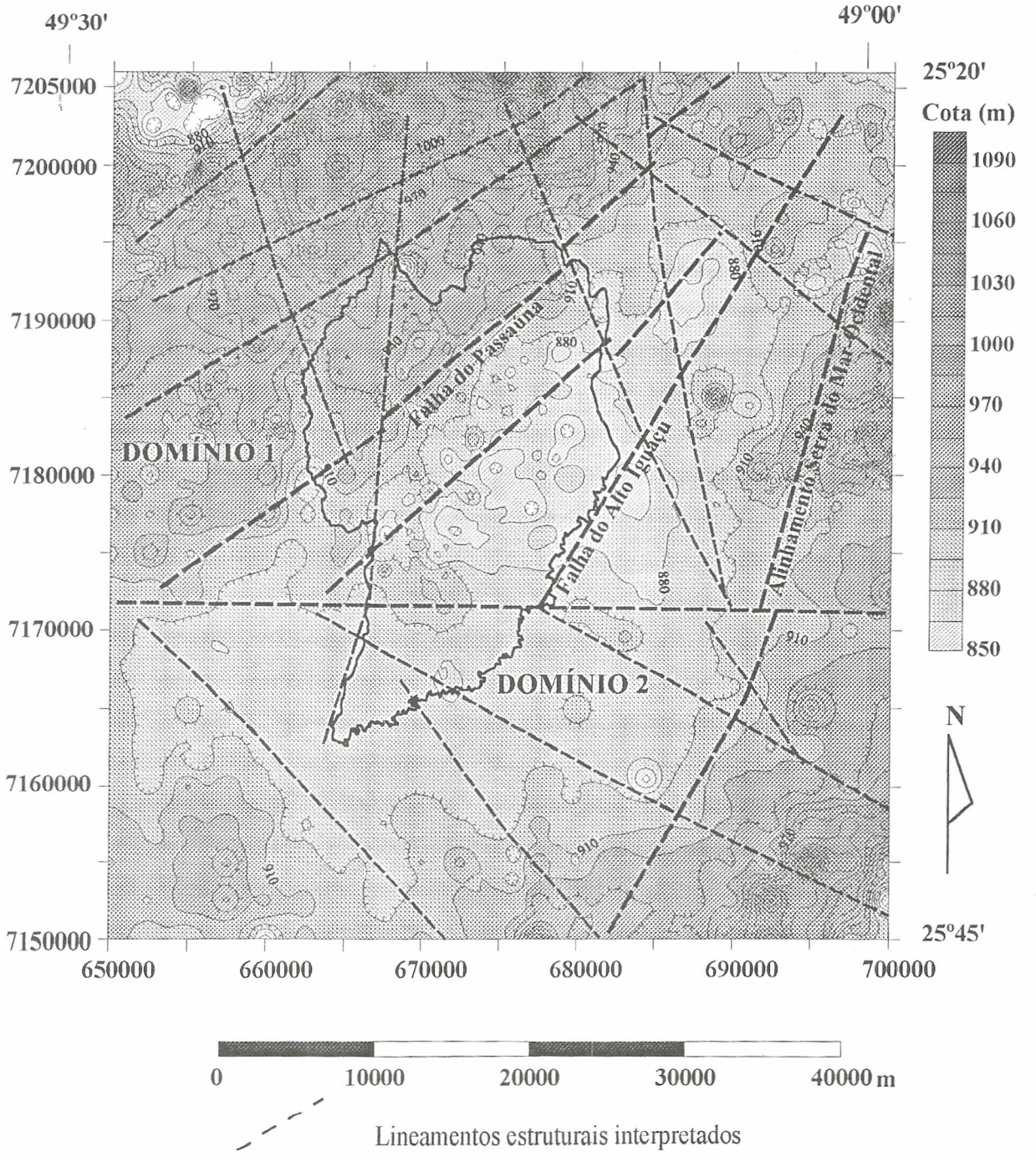


Fig. 3: Mapa do contorno estrutural do embasamento da Bacia Sedimentar de Curitiba, com interpretação dos prováveis lineamentos estruturais (falhas) que estão condicionando a calha da bacia (mod. SALAMUNI *et al.*, 1997). Coordenadas expressas em sistema UTM. *Structural outline map of basement Curitiba Sedimentary Basin with interpretation of probable structural lineaments (faults) that organized the framework of the basin (mod. SALAMUNI* et al., *1997). Coordinates in UTM system.*

bastante aleatória, havendo uma predominância de grossos na periferia da bacia e uma predominância de argilas e lamas onde se estima estejam localizados seus depocentros.

Constatou-se também a presença de estruturas sindeposicionais, tais como marcas convolutas, estruturas de carga e fraturas atectônicas. Estas últimas geralmente são conchoidais, de dimensões centimétricas a decimétricas, com superfície lisa e brilhante, sem orientação definida ou padrão geométrico claro. A presença esparsa de estruturas típicas de canais demonstra que a Bacia de Curitiba sofreu relativamente pouca influência de ambientais fluviais típicos. Não obstante, indicadores do sentido de fluxo foram constatados, apontando geralmente para o centro-sul da bacia. Por outro lado, é freqüente a ocorrência de depósitos de material grosso, devido a fluxos de massa. Isto ocorre quase que exclusivamente na periferia da bacia, principalmente na sua borda leste, em diversos níveis estratigráficos, denunciando a existência de leques de sedimentos detríticos, com ativações intermitentes que estariam afogando leques mais antigos. Os sedimentos rudáceos caracterizam as áreas fontes, marginais à calha da Bacia. Estão pouco consolidados e geralmente com matriz síltico-argilosa, que sustenta seixos e grânulos quartzo-feldspáticos e/ou quartzíticos e xistosos.

As argilas, por sua vez, caracterizam uma deposição por suspensão, com pouca ou nenhuma energia de transporte. Esta deposição poderia ter sido lacustre, como resultado da acumulação de água nas porções mais aplainadas da Bacia. Estes lagos provavelmente estavam represados por algum fenômeno de levantamento do substrato, o qual poderia ter ocorrido na porção ocidental sul e também em outras partes da bacia, principalmente no eixo que representa a sua calha.

O problema de interpretação estratigráfica na Bacia de Curitiba passa pela dificuldade em individualizar fácies sedimentares contínuas nesta bacia. Para uma melhor compreensão da sua arquitetura deposicional, foram observados diversos pontos de afloramento dos depósitos, na tentativa de caracterizar estruturas primárias, que permitissem a distinção de algumas associações de processos de sedimentação. Isto possibilitou a determinação de processos de deposição, e portanto a individualização de algumas fácies estratigráficas.

Croquis desenhados a partir de afloramentos, tanto para a Formação Guabirotuba quanto para a Formação Tinguis, indicam estas associações primárias, disseminadas em boa parte da bacia. Estes croquis são mostrados nas Figuras 4 e 5, tendo sido utilizadas as seguintes convenções:

Dm = diamicton maciço; Arct = depósito arenoso com estratificação cruzada tabular; ASct = depósito arenoso síltico com estratificação cruzada tabular; AScs = depósito arenoso com estratificação cruzada sigmoidal; Ar = depósito arenoso maciço ou com marcas onduladas; AS = depósito arenoso síltico maciço; Pl = pelito laminado; Pm = pelito maciço; Rm = depósito rudáceo pouco consolidado sustentado pela matriz; Cl = caliche laminado.

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

Assim, foram caracterizados quatro processos sedimentares principais, de acordo com as convenções acima explicitadas:

Fluxo gravitacional = Rm + Dm + Pm

Fluxo unidirecional = ASct (ou Arct) + Aca + Ar

Suspensão = Pl

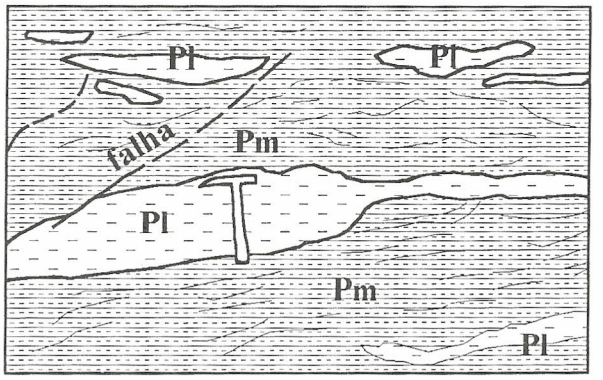
Evaporação (ou processos diagenéticos) = Cl + Cm

Seguindo-se essa formulação, a Formação Guabirotuba, 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 trativos. Estes últimos são provavelmente o resultado da sedimentação de rios efêmeros alimentadores dos lagos no centro da bacia e foram referidos como lentes de areias arcosianas por BIGARELLA & SALAMUNI (1962).

Na periferia da bacia, a Formação Guabirotuba é dominada por associações sedimentares típicas de processos de fluxo gravitacional *(debris-flow)*, intermeados por processos de fluxo unidirecional. É possível que os mesmos tenham sido depositados em corpos de geometria lobular, a partir da área fonte, podendo ter sofrido uma estratificação através de processos gravitacionais. Entre as áreas periféricas da Bacia de Curitiba, aquela que melhor demonstra estes processos é a que se situa a leste-nordeste, vizinha aos maciços da Serra do Mar.

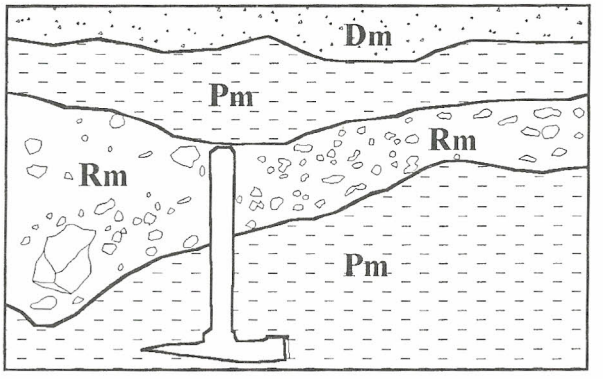
Em localização intermediária entre as zonas onde predominam os processos gravitacionais e aquelas onde ocorre deposição por suspensão, há, em vários pontos da bacia, ocorrência de feições características de processos sedimentares típicos de fluxos trativos. Nestas áreas poderia ter ocorrido a maior concentração de canais e rios efêmeros, com deposição de areias finas e das areias arcosianas.

Os dados obtidos no presente estudo permitiram análises estratigráficas diferenciadas tanto para a superfície quanto para a subsuperfície da Formação Guabirotuba. O objetivo foi separá-la em zonas litofaciológicas, mesmo que de forma aproximada, determinando locais com predominância de sedimentos grossos (rudáceos) e locais com predominância de sedimentos mais finos (argilas e afins). Os dados de superfície foram integrados e permitem observar que os sedimentos finos estão concentrados na porção central da Bacia de Curitiba e, com menor espessura, na porção WNW. Observa-se que a predominân-



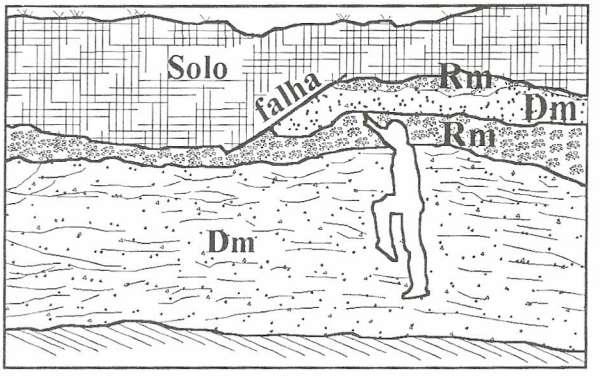
(A) Formação Guabirotuba
Pm --> pelito maciço
Pl --> pelito laminado

Pm\Pl = processo de deposição através de fluxo gravitacional (*debris-flow*) associado ao processo de deposição por suspensão (lagos).



(B) Formação Guabirotuba
Pm --> pelito maciço
Dm --> diamictito maciço
Rm --> rudáceos maciços

Pm + Dm + Rm = processo de deposição através de fluxo gravitacional (possível fluxo de detritos/*debris-flow*).



(C) Formação Guabirotuba
Rm --> rudáceo maciço
Dm --> diamicton maciço

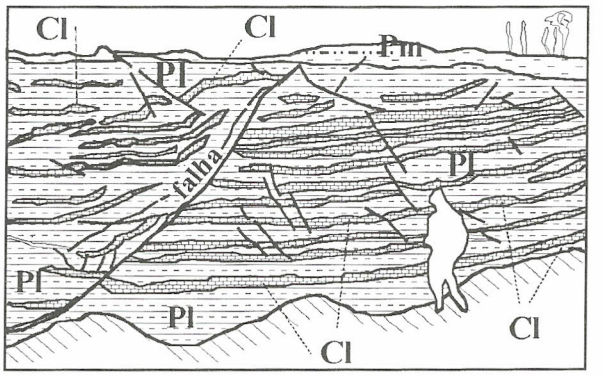
Rm + Dm = processo de deposição através de fluxo gravitacional gerando *debris-flow*.

Fig. 4: Croquis de afloramentos com sedimentos pelíticos, diamictons e rudáceos gerados por processos de fluxo gravitacional (fluxos de detritos) posicionados geralmente nas bordas da bacia. *Outcrop sketches with pelitic, diamictons and rudaceous deposits generated by gravitacional flow process (debris-flow) near the limits of the basin.*

cia de grossos é gradativamente maior do centro para as porções periféricas da bacia, como já relatado em trabalhos anteriores. Em subsuperfície, pode-se constatar que a concentração de argila se dá em faixa contínua.

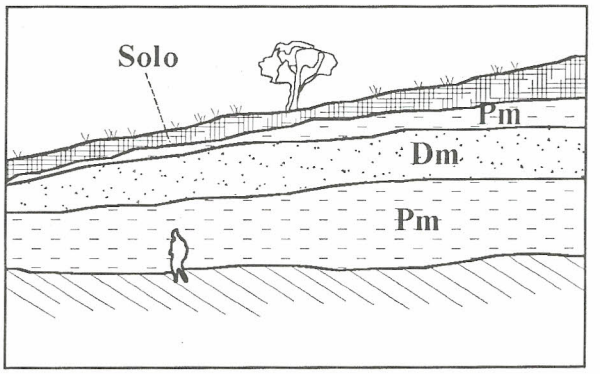
Outra característica estratigráfica que necessita ser melhor compreendida é a natureza da fácies de material grosso, a qual foi englobada em uma zona única. No entanto, os trabalhos de campo revelaram que os tipos de material predominantes nas bordas principais da bacia são de diferentes naturezas (Figura 6). Assim, nas bordas oeste e noroeste da bacia ocorrem cascalheiras de seixos de 1 a 5cm, arredondados, mas pouco esféricos, formados principalmente de quartzo e quartzito. Já na borda leste e sudeste, o material é mais arcosiano e pode apresentar-se mais grosso. Em alguns pontos, na porção leste da bacia, há ocorrência de blocos de rocha arcosiana muito alterada, em meio ao sedimento rudáceo. Assim, é possível considerar que há um retrabalhamento autofágico dos depósitos sedimentares da Formação Guabirotuba.

Já em subsuperfície, este zoneamento faciológico



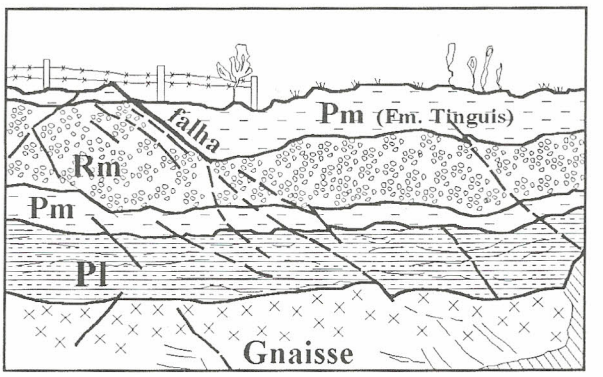
(A) Formação Tinguis
Pm --> Pelito maciço
Pm = processo de sedimentação através de fluxo gravitacional (lagos).

Formação Guabirotuba
Cl --> caliche
Pl --> pelito laminado
Cl + Pl = processo de formação de camadas carbonáticas (caliches) através de evaporação ou processo diagenético associado a processo de deposição por suspensão (lagos).



(B) Formação Guabirotuba
Pm --> pelito maciço
Dm --> diamicton maciço

Pm + Dm = processo de deposição através de fluxo gravitacional, gerando *debris-flow*.



(C) Formação Tinguis
Pm --> pelito maciço
Pl --> pelito laminado
Rm --> conglomerado maciço
Pm + Rm = processo de deposição através de fluxo gravitacional (*debris-flow*).

Formação Guabirotuba
Pm --> pelito maciço
Pl --> pelito laminado
Pm\Pl = processo de deposição através de fluxo gravitacional, intercalado com processo de deposição por suspensão em lagos e/ou lagoas.

Fig. 5: Croquis de afloramentos mostrando associações de sedimentos pelíticos, diamictons e sedimentos rudáceos gerados por processos de fluxo gravitacional *(debris-flow)*, e associações de sedimentos pelíticos e caliches, possivelmente gerados em *playa-lakes*. *Outcrop sketches showing sets of pelitics, diamictons and rudaceous deposits, generated by gravitacional flow process (debris-flow), and set of pelitic and carbonatic sediments, generated likely in playa-lakes.*

é um pouco diferenciado. Observa-se que a granulometria mais grossa 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 produzidas por uma modelagem volumétrica (em 3D) foram geradas a partir do programa Vis5D v.4.3 (HIBBARD *et al.*, 1995), e expressam, para uma área delimitada da bacia, a distribuição dos sedimentos da Formação Guabirotuba em termos faciológicos, no que concerne à sua granulometria.

A Figura 6 representa a distribuição volumétrica de sedimentos da porção principal da Bacia de Curitiba. Os sedimentos finos estão posicionados mais na superfície a sudoeste da bacia e também a oeste. Os sedimentos de granulometria média, composição síltica a arenítica fina estão posicionados na base da bacia a oeste, sul, noroeste e sudoeste e em porções relativamente rasas a nordeste. Já os sedimentos grossos distribuem-se em sua maior

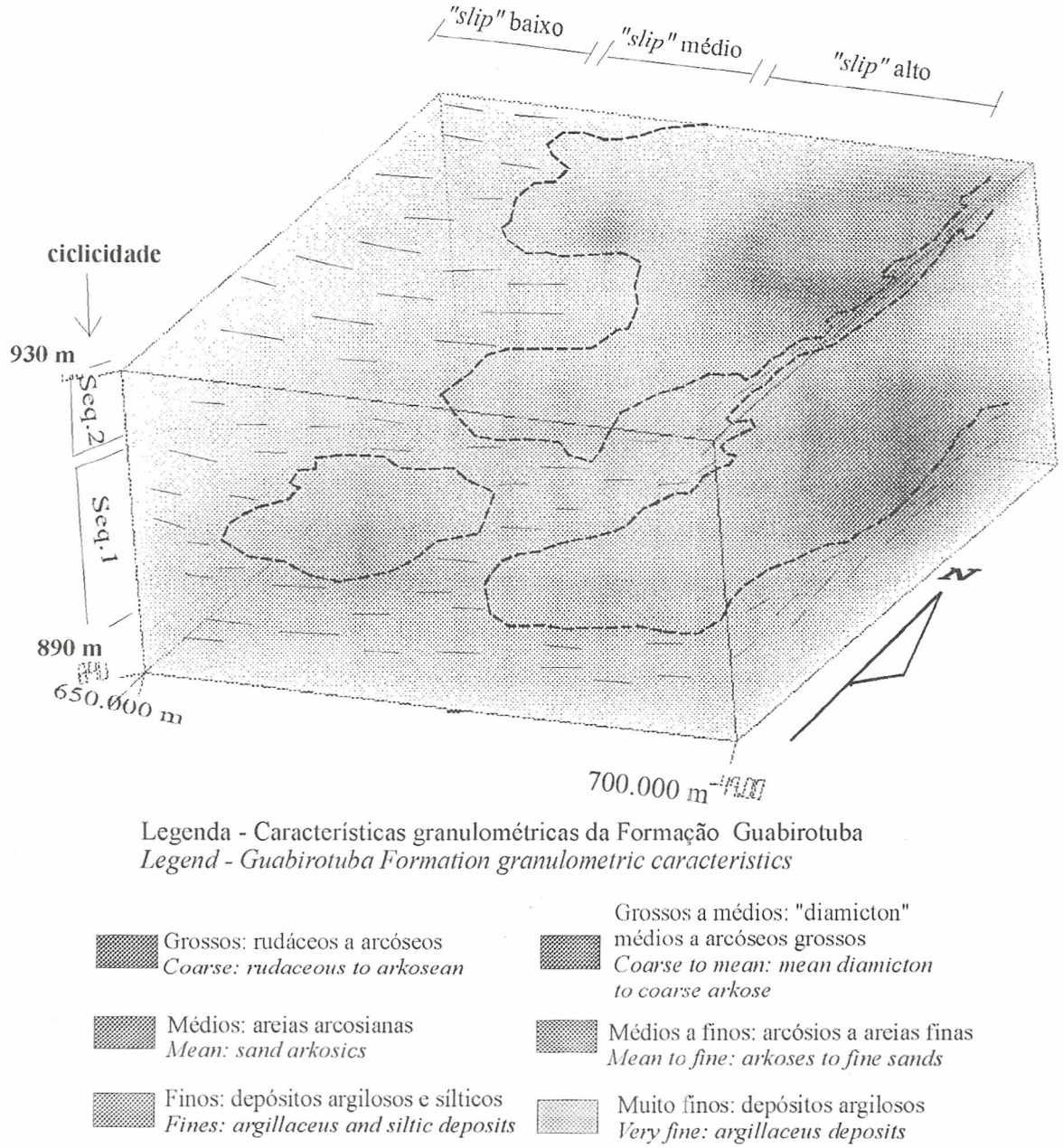


Fig. 6: Bloco diagrama representando a distribuição de sedimentos grossos e finos dentro da porção principal da Bacia de Curitiba.
Diagram block showing the distribution of coarse and fine sediments in the main part of Curitiba Basin.

parte a leste e nordeste da bacia, em dois níveis principais, na base e também na superfície. Estratos intermediários de sedimentos 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 maior número de sondagens para poços tubulares profundos.

A distribuição dos sedimentos 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 as metragens totais dos sedimentos grossos e dos sedimentos finos de

dados de colunas verticais, que neste caso foram obtidos através de sondagens para água subterrânea na área da bacia. O resultado 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 modelos, diferenciados daqueles obtidos em superfície, podem apresentar uma explicação estratigráfica e tectônica, já que os resultados indicam uma mudança na geometria da bacia.

PROBLEMA DA IDADE DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA

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) e AZEVEDO (1981) atribuem a idade plio-pleistocênica para os depósitos da Bacia de Curitiba como sendo a mais provável, em função da sua disposição em relação à superfície de erosão de idade inferida, mas não descartaram a possibilidade de ampliação destas idades até o Terciário Médio. BECKER (1982), por sua vez, posiciona a sedimentação e o retrabalhamento dos sedimentos da bacia entre o Plioceno Inferior (Formação Guabirotuba) e o Pleistoceno Inferior (Formação Tinguis).

Com base em uma ocorrência fossilífera de palinomorfos, na porção centro-leste da bacia, sugere-se aqui que a deposição da Formação Guabirotuba tenha se iniciado no mínimo entre o Eomioceno e o Mesomioceno. Esta deposição pode ter finalizado no Mesopleistoceno. A ocorrência é constituída de bolsões de matéria orgânica, de coloração escura, em meio às argilas cinza-esverdeadas, típicas da Formação Guabirotuba. 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 M. ARAI (CENPES), tais palinomorfos são pólens 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, datada do Mioceno inferior, é mencionada como correlata à Formação Guabirotuba, já que apresenta as mesmas características.

DEPÓSITOS ALUVIONARES HOLOCÊNICOS

Os depósitos aluvionares constituem importantes componentes litológicos da Bacia de Curitiba. Ocupam área de cerca de 500 km², correspondente a 20% da superfície da bacia. Ocorrem nas planícies de inundação das diversas drenagens secundárias, cobrindo principalmente a planície do alto rio Iguaçu, além de seus arredores. Os depósitos aluvionares imaturos são constituídos principalmente por areias finas a grossas e cascalhos, com matriz síltico-argilosa a síltico-arenosa. O pacote areno-rudáceo apresenta estruturas sedimentares tais como estratificação plano-paralela, estratificação cruzada, e é entremeado por lentes e/ou camadas de argila orgânica, escura, muitas vezes de natureza turfácea.

As associações sedimentares são próprias de depósitos fluviais meandrantes, com barras marginais, além de depósitos típicos de rompimento de diques marginais ou de inundação. A espessura total destes depósitos oscila, invariavelmente, entre 1 e 7m, com a média de 3m, característica que pode ser constatada em toda a sua área de ocorrência. De acordo com ROCHA (1996), o rio Iguaçu é o principal responsável pelo espessamento dos depósitos aluvionares.

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, há heterogeneidade da faciologia sedimentar. É comum observar-se que a maior parte dos depósitos aluvionares concentra-se na porção média para jusante.

Também na bacia hidrográfica maior, a do alto rio Iguaçu, a sedimentação dos depósitos aluvionares não ocorre de forma homogênea. No terço superior da bacia hidrográfica ocorre a maior difusão dos aluviões, havendo alguns "estrangulamentos" em pontos onde a drenagem torna-se mais profunda, ou onde há uma descontinuidade abrupta da topografia, possivelmente em resposta local a 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 destes depósitos, realizadas pela Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (inédito), revelaram que as características sedimentares variam no sentido longitudinal do rio. Provavelmente as áreas fontes dos sedimentos colúvio-aluvionar são as vertentes dos rios, formadas por diferentes tipos litológicos da Bacia Sedimentar de Curitiba e do seu embasamento.

Foi constatado que os rios formadores do alto rio Iguaçu erodem os depósitos aluvionares com geração de rebaixamento do nível de base da bacia hidrográfica e formação de terraços aluvionares disseminados em toda sua extensão. Isto caracteriza ascensão ou soerguimento do conjunto da bacia sedimentar ou de parte dela, provocando o retrabalhamento dos sedimentos depositados em processos fluviais anteriores.

ESTRUTURAÇÃO NA BACIA DE CURITIBA

A ESTRUTURAÇÃO RÚPTIL E MORFOESTRUTURAS

O estudo da tectônica rúptil registrada no embasamento e nos sedimentos que preenchem a bacia

demonstrou a ocorrência freqüente de estruturas geradas em nível estrutural raso por processos tectônicos cenozóicos. A estruturação mais comum é dada por fraturas métricas, ora representadas por famílias de juntas, ora por falhas que indicam controle tectônico para a evolução da Bacia de Curitiba. É possível muitas vezes anotar-se a direção de transporte nos planos de falhas. Porém isto é raramente possível para seu sentido de movimento, devido à dificuldade da observação de indicadores cinemáticos.

As estruturas impressas nos sedimentos da Formação Guabirotuba variam da escala de afloramento até a escala regional, e estão ligadas aos processos que determinaram a formação da calha da Bacia Sedimentar de Curitiba, e portanto seus depocentros iniciados no Mioceno, bem como processos de deformação da bacia, atuantes até o Recente. Tais processos geraram feições morfotectônicas remodeladas por processos climáticos atuais (SALAMUNI *et al.*, 1998).

ESTRUTURAS TECTÔNICAS MAIORES

Através de fotointerpretação, é possível a observação de lineamentos estruturais hectométricos a quilométricos, onde estão encaixados os rios maiores, tais como os rios Passaúna, Barigui, Pequeno e Iraí, que constituem a bacia do alto rio Iguaçu. Geralmente as drenagens de primeira e segunda ordens também encontram-se controladas por estruturas menores.

O controle do padrão de drenagem da bacia, bem como da morfologia do terreno, é estrutural. A vertente oeste do rio Barigui, por exemplo, principalmente nas imediações de sua foz, forma uma escarpa de falha, com diferença altimétrica pequena entre os blocos alto (oeste) e baixo (leste). O padrão de drenagem do embasamento no entorno das unidades sedimentares também é controlado pelos alinhamentos estruturais mais pronunciados. A sul da bacia, observa-se um padrão misto em treliça e semidendrítico, com orientações preferenciais para E-W. Nas porções marginais da bacia, a leste e oeste, o padrão é em treliça com orientações preferenciais para NE-SW e NW-SE, que podem ter sido uma reativação de alinhamentos estruturais do embasamento.

No contexto da bacia propriamente dita, o padrão de drenagem é misto em treliça e paralelo. A drenagem apresenta orientação em parte segundo NE-SW e em parte segundo ENE-WSW, podendo secundariamente observar-se drenagens com direção N-S, indicando que as mesmas são um reflexo do arcabouço estrutural imposto na bacia após sua implantação e preenchimento.

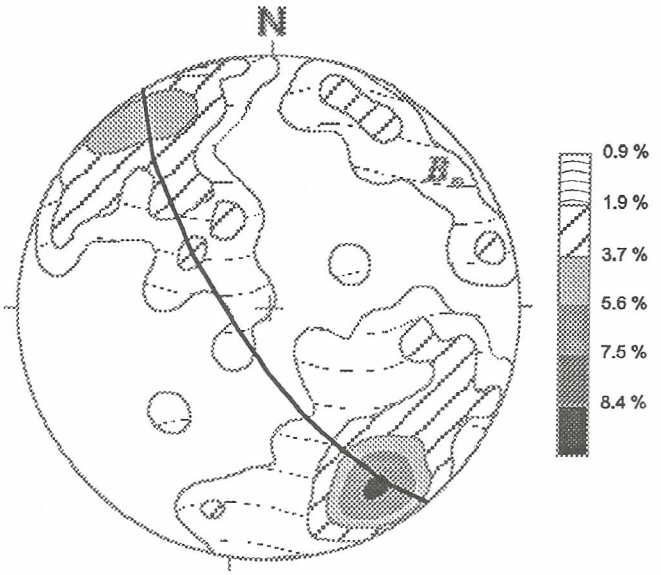
Os diagramas de equiárea, com as estruturas predominantes da Bacia de Curitiba, permitem observar que as principais direções de fraturas são N30-40E, N75-85E, N-S, N30-50W e secundariamente E-W (Figura 8). O embasamento, no entanto, apresenta direções cujos *trends* principais são N30-40E, N-S e secundariamente N20-30W e E-W (Figura 9).

Em trabalho recente, SALAMUNI *et al.* (1997) mapearam o embasamento da Bacia Sedimentar de Curitiba no seu contexto morfoestrutural. Os principais alinhamentos ali mostrados, cujas direções são NE-SW e NW-SE, são estruturas herdadas do Proterozóico Superior, análogas à Falha da Lancinha ou Zona de Cisalhamento Transcorrente Lancinha-Cubatão (SALAMUNI, 1995), reativadas a partir do Terciário médio. Tal reativação não só gerou uma série de fraturamentos secundários no embasamento como também nos sedimentos sobrepostos, onde estão impressas deformações tardi a pós-deposicionais. A deformação tardi-deposicional foi constatada através de perturbações em camadas de argilas e horizontes de caliches a ponto das mesmas apresentarem-se onduladas. Em conseqüência das deformações pós-deposicionais, falhas e famílias de juntas em escala de afloramento são facilmente observadas, como será detalhado adiante.

É importante salientar, no entanto, que estes sistemas de alinhamentos ainda não haviam sido caracterizados na bacia. Neste trabalho, como observado nas Figuras 8 e 9, os sistemas são caracterizados pela ocorrência de duas zonas de cisalhamento rúptil principais, que transectam a Bacia de Curitiba na direção NE-SW. Ambas foram geradas como falhas transcorrentes (possivelmente transpressivas) ainda no Neoproterozóico, reativadas como falhas normais no Terciário médio e voltando a apresentar rejeitos direcionais (possivelmente transtensionais) no Quaternário. Estes alinhamentos são caracterizados através de anomalias Bouguer e descontinuidade de fácies sedimentares e controle morfotectônico (SALAMUNI, 1998). Grandes alinhamentos NE-SW, N-S e E-W podem ser caracterizados como componentes rúpteis do sistema de falhas em consonância com o modelo de RIEDEL (1929) e estão controlando o deslocamento de blocos na região da Bacia de Curitiba (Figura 3).

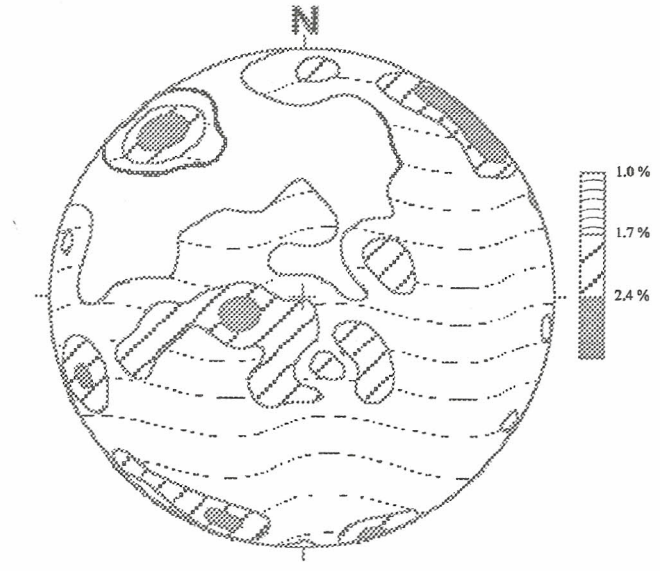
Há um alinhamento importante na calha do rio Passaúna, seccionando a Bacia de Curitiba na sua porção noroeste, soerguendo o bloco norte-noroeste e ocasionando erosão e dissecação dos sedimentos ali posicionados, onde ficam preservadas apenas algumas ilhas de sedimentos da Formação Guabirotuba. Este alinhamento, com direção N50-70E, é aqui denominado Falha do Passaúna. Um segundo alinhamento praticamente divide o restante da bacia sedimentar em duas e está posicionado quase no limite sudeste da mesma, na calha do terço superior do alto rio Iguaçu. Tal alinhamento ocasiona um rebaixamento do bloco posicionado a sudeste da própria bacia e é aqui denominado Falha do Alto Iguaçu, cuja direção média é N30-35E, infletindo-se posteriormente para N40-45E. Um terceiro alinhamento, denominado alinhamento Serra do Mar Ocidental, com direção N20-40E, pode ser

interpretado em subsuperfície nas faldas da Serra do Mar. Porém, há poucas evidências em superfície, o que torna difícil sua individualização. A Figura 3 mostra a relação espacial entre estes alinhamentos.



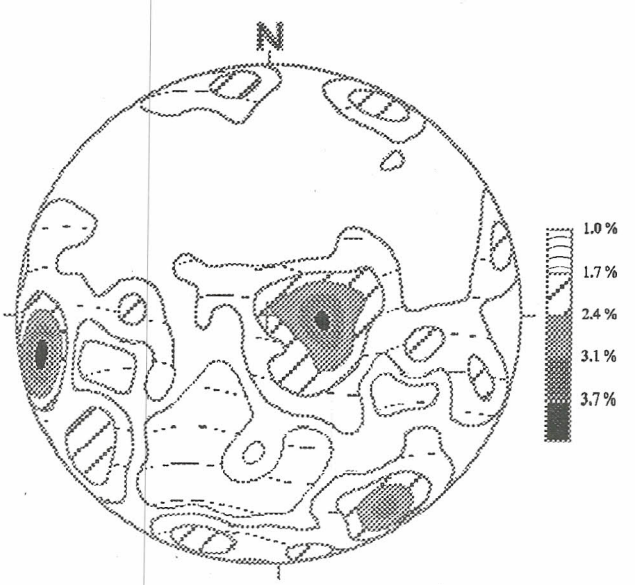
Hemisfério inferior - Sn do embasamento
(Lower hemisphere - Basement Sn)
N=107 Máximo *(Peak)* = 9.5%

Fig. 7: Estereograma de Schmidt mostrando contorno estrutural a partir dos pólos de xistosidade (Sn) das rochas do embasamento da bacia de Curitiba. (*B* = eixo de dobra = N50/15). *Schmidt net showing pole structural contourn of the basement rocks schistosity (Sn) of the Curitiba basin. (B = fold axis = N50/15)*



Hemisfério inferior - Fraturas, Bacia de Curitiba
Lower hemisphere - Fractures, Curitiba Basin
N=246 Máximo *(Peak)* = 7.0 %

Fig. 8: Representações em rede de Schmidt das direções de fraturas dos sedimentos que preenchem a calha da Bacia de Curitiba, principalmente a Formação Guabirotuba. *Schmidt net of the fracture trends of sediments that fill the Curitiba basin, especially the Guabirotuba Formation.*



Hemisfério inferior - Fraturas, Embasamento
Lower hemisphere - Fractures, Basement
N=294 Máximo *(Peak)* = 11.70 %

Fig. 9: Representações em rede de Schmidt das direções de fraturas das rochas do embasamento da Bacia de Curitiba. *Schmidt net of the fracture trend of the Curitiba Basin basement rocks.*

ESTRUTURAS TECTÔNICAS MENORES

Em mesoescala, são encontradas estruturas de natureza rúptil, de dimensões centimétricas a métricas. Geralmente são fraturamentos homogêneos, retilíneos, planares a curviplanares, com espaçamento variável entre si. As fraturas, conjugadas ou não, podem ser juntas ou falhas com rejeitos pequenos.

Através de estrias (*slickensides*), determinou-se que as falhas geralmente apresentam movimentos normais e, secundariamente, transcorrentes. Falhas com movimentação inversa são raras no local, mas ocorrem principalmente na porção norte da bacia.

A maioria das fraturas são empinados, porém ocorrem planos com baixos ângulos de mergulho. As atitudes médias mais freqüentes encontradas são: N40-45E/70-80SE; N15-25E/80-90NW; N-S/80-90; N05-15W/10-20NE; N05-10W/65-70NE e N30-40W/20-30SW. No embasamento, as fraturas subverticais de direção NE-SW geram rochas protocataclásticas com tectonitos cominuídos. O sistema, de baixo ângulo, composto por duas famílias que apresentam mergulhos entre 10° e 30°, ora para NW ora para SE, gera freqüentemente brechas cataclásticas, resultando um padrão em "X". Algumas fraturas nos sedimentos, principalmente em pontos onde é observado contato entre estes e o embasamento, apresentam preenchimento por quartzo de falha, de espessuras centimétricas a milimétricas, com cristalização bipiramidal (silcretes).

Além das estruturas acima referidas, há camadas areno-argilosas, bancos centimétricos de caliche, que se encontram ondulados, fraturados e com pequenos deslocamentos, e cujas espessuras são centimétricas a decamétricas. Segundo uma interpretação preliminar, estas camadas delgadas estão onduladas devido à perturbação por atividades sísmicas sin a tardideposicionais, possivelmente de pequena intensidade na região, tendo sido caracterizadas como sismitos.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E PALEOGEOGRÁFICA DA BACIA DE CURITIBA

A Bacia Sedimentar de Curitiba teve evolução geológica controlada por processos tectônicos, responsáveis pelo seu arcabouço estrutural, pela estratigrafia e sedimentação e também pelos padrões morfométricos da drenagem que seccionam os sedimentos e seu embasamento.

Os processos geradores de sedimentação na Bacia de Curitiba sofreram constantes modificações devido a mudanças paleogeográficas regionais que, em grande parte, estiveram condicionadas à tectônica extensional durante o Paleógeno. Neste contexto, é necessário levar em conta que o maciço da Serra do Mar já havia sido implantado no Terciário inferior, bem como já teria ocorrido o ajuste de blocos do embasamento em resposta ao levantamento da serra. 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, ocorre 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. Na paleogeografia inferida por BIGARELLA & SALAMUNI (1962) admite-se 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, a geografia iria alternando para o tipo *playa-lake*, o qual deve ter predominado durante todo o Plioceno até o Eopleistoceno ou Mesopleistoceno, enquanto a calha da bacia estava sendo preenchida e ao mesmo tempo sofrendo subsidência.

Basicamente não há propostas de alteração das conclusões dos autores 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 no entorno da sua calha. A hipótese aqui levantada é que esta heterogeneidade da geometria da bacia e suas circunvizinhanças tenha sido controlada episodicamente por pulsos tectônicos extensionais e transcorrentes.

A Figura 6 apresenta o modelo de distribuição de sedimentos, com fácies de sedimentos grossos nas bordas da bacia concentradas em sua porção leste na base da vertente ocidental dos maciços da Serra do Mar desde a base até o topo (mais neste horizonte), bem como nas seções basais das áreas situadas na porção oeste da bacia, e de finos na região central, com uma região intermediária entre ambas.

A fácies grossa é composta por desde diamictons até depósitos rudáceos de *fans* restritos. Há predominância de pacotes intercalados de produtos de fluxo de detritos (*debris-flow*), que em determinados horizontes estão mais proximais do centro da bacia e em outros horizontes mais distais, permitindo interpretar que os leques aluvionais possam ter sido gerados com formas lobulares. Estes horizontes intercalados podem corresponder a camadas estratificadas, admitindo-se a existência de uma relativa 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 pelo diferencial do volume de água envolvido 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 ele poderia estar igualmente condicionado a 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 fonte. Os sedimentos detríticos foram observados tanto em superfície como, de forma indireta, em seções verticais de subsuperfície obtidas através de sondagens para poços tubulares profundos.

Os depósitos de areias arcosianas 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 entrelaçados (*braided*), intermitentes e "vagueantes", pois sua existência era condicionada temporal e espacialmente à ocorrência do leque. Por este motivo, o mapeamento dos pacotes arcosianos é difícil, só se encontrando depósitos esparsos sem continuidade lateral e freqüentemente intercalados a outros tipos de diamictons e até entre os depósitos argilosos. Neste caso, deve-se admitir que alguns canais de maior energia, e mais duradouros, poderiam penetrar no ambiente lacustrino onde depositariam, além dos finos, material grosso.

O último conjunto deste sistema sedimentar interior são as fácies de material fino, depositadas em lagos no centro da bacia, onde predominam características de *playa-lake*. Tais corpos de água eram efêmeros e rasos, porém com uma razoável amplitude lateral onde sedimentos finos eram depositados, formando laminações milimétricas

de argilas ou então depósitos maciços com vários metros de espessura, com intercalação esparsa de camadas de sedimentos mais grossos.

A intermitência das lagoas e a saturação da água em carbonatos permitiram a formação de depósitos evaporíticos restritos, de natureza areno-carbonática, classificados como margas e/ou caliches (BIGARELLA & SALAMUNI, 1962). Tais depósitos permitem determinar que a maior parte da sua deposição se deu sob um clima 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 ser resumida através das seguintes considerações: a paisagem planáltica, intermontana, uma planície relativamente extensa com altas cristas e/ou montanhas no seu bordo leste e morros mais suaves, mas também com cristas, circundando o resto desta planície. No interior do terreno aplainado, no sopé das montanhas, havia lobos de leques aluvionais de material grosso com canais de descarga secos ou não do tipo entrelaçados, talvez com rompimento de pequenos diques laterais. No interior da planície poderia ter havido canais intermitentes, desembocando em lagoas rasas, restritas, com sinais de variação da lâmina d'água, inclusive até a evaporação total.

Este quadro não foi estático, nem teve uma evolução estratigráfica linear, condicionada apenas por fatores climáticos. A ciclicidade entre a intercalação de níveis mais finos e mais grossos pode revelar uma evolução estratigráfica episódica em respostas a ciclos de extensão e subsidência. A cada nova movimentação tectônica do substrato aumentava a possibilidade de haver levantamento isostático compensatório, elevando os maciços que constituiriam as áreas fontes para a bacia.

Especialmente através destes modelos, foi possível a interpretação da ocorrência de ciclos deposicionais ligados a prováveis períodos de maior e menor atividade tectônica. Assim, a separação entre sedimentos muito finos e os grossos determina locais de maior subsidência na bacia, desenvolvidos em três "episódios" diferentes. 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 a evento extensional.

A diferença litofaciológica em profundidade teria se dado em função das diferenças de *slips*, que são bem mais altas na porção leste, no pulso de ativação 1 e 3 e relativamente altas na porção oeste no pulso de ativação 2 (ver Figura 6).

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, ou seja, uma superfície de aplainamento que teve seu período de maturidade no fim do Oligomioceno 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 Neomioceno superior e o Eopleistoceno 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 favoreceu a saturação do solo e a ocorrência de surgências, cuja tendência era 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 (σ_1) regional encerrava um pulso tectônico extensional, 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, possivelmente, um basculamento generalizado da bacia de norte para sul (ou nordeste para sudeste).

A combinação destes processos proporcionou a instalação da rede de drenagem, marcando 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 conseqüência, 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 freqüência de chuvas torrenciais, sedimentos já desagregados da própria Formação Guabirotuba e dos depósitos aluvionais pretéritos teriam sido retrabalhados através de fluxos aquosos desordenados, possivelmente através de fluxos de massas localizados, formando um pacote de sedimentos proveniente de drenagens de alta energia, imaturos, de caráter diamictítico, que constitui a Formação Tinguis.

Também recorrências de pequenos depósitos de leques aluvionais, na base das regiões montanhosas, podem ter sido formados nesta época, inclusive com canais meandrantes de alta energia, possivelmente responsáveis pela geração e ocorrência de pacotes rudáceos mais recentes próximos à Serra do Mar, além de diamictons

esparsos. Paleossolos são característicos, com desenvolvimento de laterização tênue com processos de plintificação e geração de crostas ferruginosas localizadas. A distribuição de corpos aluvionares sugere deslocamentos laterais dos canais, anomalias topográficas nas sub-bacias de drenagem e represamentos, cuja conseqüência 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 a desenhar-se, já entre o Neopleistoceno e o Holoceno, o modelado atual da paisagem. As grandes linhas morfológicas locais, no entanto, ainda eram controladas por processos tectônicos quaternários, que continuaram gerando basculamentos e escarpas, além de anomalias na drenagem.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA,F.F.M. 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, 1952.

_____. The systems of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 48, p.15-26, 1976. Suplemento.

ARAI,M.; YAMAMOTO,I.T. Novos dados sobre a idade da Formação Itaquaquecetuba: uma contribuição palinológica. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, 1995, *Boletim de Resumos*, SBG-SP/RJ/ES, p. 84.

AZEVEDO,F.F. Thecamoebianas e organófitas na Formação Guabirotuba. *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba. *Atas...*, SBG, v. 2, p. 226-242.

BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 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, 1992.

BECKER, R.D. *Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional.* Rio Grande do Sul, 1982. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. *Boletim da UFPR. Geologia.* Curitiba, n. 7, p. 1-164, 1962.

_____.; _____.; AB'SABER, A.N. Origem e ambiente de deposição da Bacia de Curitiba. *Boletim Paranaense de Geografia*, UFPR, Curitiba, n. 4/5, p. 71-81, 1961.

CARVALHO, P.F. Geologia do município de Curitiba. Boletim, DNPM-SGM. Rio de Janeiro, v. 82, p. 1-21, 1934.

COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; VALARELLI, J.V. Bacia de Curitiba: estratigrafia e correlações regionais. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador. 1996. *Anais...*, v. 1, Salvador: SBG, p.135-137.

COUTINHO, V.M.J. Lantanita de Curitiba. *Boletim USP Mineralogia*, n. 13, p. 119-126, 1986.

COMPANHIA DE PESQUISAS E RECURSOS MINERAIS (CPRM). *Relatório de sondagens geotécnicas nos aluviões do Rio Iguaçu, Curitiba-PR*. Inédito.

_____. *Mapa geológico preliminar da Bacia Sedimentar de Curitiba*. Inédito.

FIORI, A.P. (Coord.) *Aspectos estruturais e estratigráficos do Grupo Açungui e da Formação Itaiacoca no Estado do Paraná.* Relatório - Convênio UFPR/MINEROPAR/ DEGEOL. Curitiba, 1987. 191 p.

FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui-PR. *Boletim IG-USP*, São Paulo, n. 23, p. 55-74, 1992.

GEMAEL, C.; DOUBEK, A. Levantamento gravimétrico do município de Curitiba. *Boletim da Universidade Federal do Paraná - Geodésia*. Curitiba, n. 17, p. 3-7, 1975.

GOLDEN SOFTWARE. *Surfer for Windows v. 6.01.* Colorado, Golden. 1995. (*software*)

HIBBARD, B.; VELLUM, J.; PAUL, B. *VIS5D v. 4.3.* Madison: University of Wisconsin, Space Science and Engineering Center, 1995. (*software*)

MAACK, R. Breves notícias dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, v. 2, p. 63-154, 1947.

MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y; ALMEIDA, F.F.M.; COIMBRA, A.M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 15, p.193-201, 1985.

MURATORI, A.M.; FERNANDES, A .; PEKENS, E.; ROCHA, H.O.; SCOPEL, I.; SANTOS, E.L.; PASSOS, E. Compartimentação morfológica da Região Metropolitana de Curitiba. *In*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. *Anais...*, v. 1, Belém: SBG, p. 606-616.

MURATORI, A.M.; GIUSTI, D.A.; CANALI, N.E. Interpretação gravimétrica preliminar da configuração topográfica do embasamento cristalino no município de Curitiba. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais...*, v. 4, Salvador: SBG, p.1576-1580.

OLIVEIRA, I.; LEONARDOS, O.H. *Geologia do Brasil.* 2. ed. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 1943. 774 p.

RICCOMINI, C. *O rift continental do sudeste do Brasil.* São Paulo, 1989. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

RICCOMINI, C.; APPI, C.J.; FREITAS, E.L.; ARAI, M. 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, 1987, p. 253-298.

RICCOMINI, C.; PELLOGIA, A.U.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R.M. 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, 1989.

RIEDEL,W. *Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein beitrag zum problem der fiederspalten. Zentralblat fur Mineralogie. Verlagsbuchhandlung*, v. 1919b, p. 354-368, 1929.

ROCHA, A.L. *Caracterização ambiental, hidrogeológica e geoquímica dos depósitos aluvionares da bacia hidrográfica de Rio Pequeno, Região Metropolitana de Curitiba-PR.* Curitiba, 1996. Dissertação (Mestrado) - UFPR. 157 p.

SALAMUNI, E. Dobramentos e redobramentos superpostos na porção sul da zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v. 43, p. 135-149, 1995.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D. 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.; BERNARDI, J.V.E.; BORGES, M.S. Mapeamento do contorno estrutural do embasamento da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v. 45, p. 133-148, 1997.

SALAMUNI, E.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; EBERT, H.D. Sobre a tectônica da bacia sedimentar de Curitiba (PR/BR). *In*: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2., Punta del Este, 1998. *Actas...*, v. 1, Punta del Este, p. 10-15.

SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O.M. O Complexo Atuba: um cinturão paleoproterozóico intensamente retalhado no neoproterozóico. *Boletim do Instituto de Geociências da USP.* Série Científica. São Paulo, v. 26, p. 69-98, 1995.

SPITZNER, R. *Sobre a ocorrência de um minério de terras raras na bacia sedimentar de Curitiba.* Curitiba: Banco de Desenvolvimento do Paraná, 1953. Inédito.

TRESCASES, J.J.; FORTIN, N.; MELFI, A.; NAHON, D. Rare earth elements accumulation in lateritic weathering of pliocene sediments Curitiba Basin (Brazil). INTERNATIONAL MEETING OF GEOCHEMISTRY OF THE EARTH SURFACE AND PROCESSES OF MINERAL FORMATION. Granada, 1986. p. 259-272.