

ANA CLARISSA STEFANELLO

**ESTUDO DA OCORRÊNCIA DE SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO  
EM TRANSECTOS NO SETOR ORIENTAL DO ESTADO DO PARANÁ**

Tese de doutoramento apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Everton Passos

Coorientador: Prof. Dr. João José Bigarella

CURITIBA

2011

Stefanello, Ana Clarissa

Estudo da ocorrência de superfícies de aplanamento em transectos no setor oriental do Estado do Paraná / Ana Clarissa Stefanello. – Curitiba, 2011.

171 f. : il.; graf., tab. + mapas

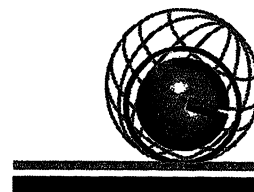
Tese (doutorado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Orientador: Everton Passos

Co-orientador: João José Bigarella

1. Geografia física - Paraná. I. Passos, Everton. II. Bigarella, João José. III. Título.

CDD 910.02098162



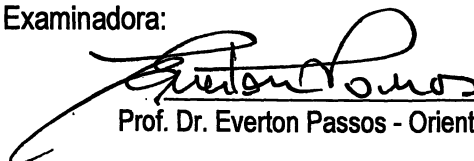
PARECER

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Geografia reuniram-se para a arguição da Tese de Doutorado, apresentada pela candidata **ANA CLARISSA STEFANELLO** intitulada "**ESTUDO DA OCORRÊNCIA DE SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO EM TRANSECTOS NO SETOR ORIENTAL DO ESTADO DO PARANÁ**", para obtenção do grau de Doutor em Geografia, Área de Concentração **Espaço, Sociedade e Ambiente**, Linha de Pesquisa **Paisagem e Análise Ambiental**.

Após haver analisado o referido trabalho e arguido a candidata, são de parecer pela Aprovação da Tese.

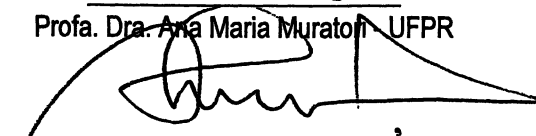
Curitiba, 9 de agosto de 2011.


Nome e Assinatura da Banca Examinadora:

  
Prof. Dr. Everton Passos - Orientador

  
Prof. Dr. João José Bigarella - Co-orientador

  
Profa. Dra. Ana Maria Muraton - UFPR

  
Prof. Dr. Arnaldo Yoso Sakamoto - UFMS

  
Prof. Dr. Luiz Eduardo Mantovani - UFPR

  
Profa. Dra. Maria Lúcia de Paula Herrmann - UFSC

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao Professor Dr. Everton Passos por me receber como sua orientanda no Curso de Doutorado em Geografia da UFPR, por suas valiosas orientações sempre claras e precisas, realizadas com muita paciência, dedicação e por partilhar comigo sua experiência em muitas horas de estudo e diálogos enriquecedores. Agradeço pelo exemplo, muito positivo, como professor e orientador, pela compreensão, educação e profissionalismo com que me orientou ao longo do curso e, especialmente, durante todo o período de escrita dessa tese. Agradeço pelo companheirismo e ensinamentos tanto nos trabalhos teóricos como nos de campo, ensinamentos esses, que me acompanharão em minha carreira docente e de pesquisadora.

Agradeço ao Professor Emérito Dr. João José Bigarella, por me conceder a honra de ser meu coorientador nesse curso de Doutorado, pelos valiosos ensinamentos e orientações, os quais foram fundamentais para o desenvolvimento dessa tese e certamente, guiarão meus passos de pesquisadora no futuro. Agradeço, também pelo acesso ao seu acervo bibliográfico pessoal, pelo companheirismo, compreensão, paciência e exemplo profissional. Por sua sempre pronta disposição para ensinar e sair a campo, assim como, por seu exemplo de luta em defesa do meio ambiente e dedicação à geociência.

Às professoras que aceitaram compor Banca Examinadora de qualificação e defesa, Dra. Maria Lucia Hermann e Dra. Ana Maria Muratori, assim como aos professores membros da Banca Examinadora de defesa, Dr. Arnaldo Yoso Sakamoto e Dr. Luiz Eduardo Mantovani, pelas sugestões e contribuições para o aperfeiçoamento desta tese.

Aos professores do Departamento de Geografia pelo aprendizado e estímulo à pesquisa desde o período da Graduação, passando pelo Mestrado, até o presente momento de conclusão dessa tese.

Ao secretário do Departamento de Geografia, Luiz Carlos Zem pelo apoio, convívio e encaminhamentos documentais necessários para a realização do Curso.

Aos colegas de Pós-Graduação, pelo convívio e apoio, em particular ao colega de equipe José Mauro Palhares.

Ao Governo do Estado do Paraná, pela licença concedida e à Secretaria de Estado da Educação e à Secretaria de Estado de Meio Ambiente.

Ao Governo Federal, em específico à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pelo auxílio financeiro.

À Minerais do Paraná – Mineropar, pelo material de pesquisa concedido.

Aos professores Dra. Teresa Florenzano e Dr. Marcio de Morrison Valeriano do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, pelos esclarecimentos sobre a edição dos dados SRTM (NASA /USGS), assim como pelas referências sugeridas.

À Sra. Iris Koehler Bigarella pela compreensão, incentivo e cafezinhos nas horas de estudo.

À Sra. Tânia Mara Passos, pela compreensão e palavras de otimismo e também, à Anne Liz Costa Passos, por aperfeiçoar a ilustração de curvaturas.

Ao Alfonso Celso Arruda Bianchini Lückemeyer pelo amor, amizade, generosidade e companheirismo durante todos esses anos.

Aos meus pais, Anacleto Luiz Stefanello e Dileta Batista Stefanello, pelo amor, compreensão, conselhos, apoio e orações. Aos demais familiares pela compreensão e estímulo.

Agradeço a Deus pela vida e graças concedidas.

## RESUMO

Nesta tese se estuda a distribuição das superfícies de aplanamento relacionadas à morfogênese paleoclimática, em transectos no setor oriental do Estado do Paraná. A área de estudo é delimitada por um transecto que compreende a porção centro-norte da Planície Litorânea, seguindo em direção a Serra do Mar, ao Primeiro Planalto, na região da Superfície de Curitiba e do extremo meridional da bacia do Ribeira, mais especificamente, abrangendo parte da bacia do Capivari e da região montanhosa do Açungui, ao norte referido planalto. Este transecto chega ao leste do Segundo Planalto envolvendo, em seu setor norte, parte da Superfície do Purunã e da bacia do Alto Tibagi e no setor sul, parte da bacia do Médio Iguaçu. Classificações exploratórias para esta porção do relevo do território paranaense foram elaboradas com base em características fisiográficas e morfoclimáticas, ou seja, foram consideradas as superfícies de aplanamento de morfogênese climática. Deste modo, como objetivo principal, buscou-se o registro da ocorrência de tais superfícies, com o uso de um modelo digital de elevação do terreno, cujos dados são gerados por imagens de radar disponibilizadas pelo projeto *Shuttle Radar Topographic Mission*. Como metodologia de pesquisa, considerou-se o modelo conceitual de origem e evolução das superfícies aplanadas, desenvolvido com base na influência das alternâncias climáticas cenozóicas, entre fases semiáridas e úmidas, no relevo. Essas superfícies são classificadas na literatura segundo critérios que abrangem a hipsometria, a litologia e a cronologia de tais geformas. São de interesse particular nesta tese, dentre as superfícies de erosão, as grandes superfícies aplanadas situadas acima dos níveis de pedimentação – os pediplanos – denominadas Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>. Os dados obtidos foram organizados e sintetizados, estabelecendo-se um gradiente altimétrico para cada pediplano. Foi realizado um mapeamento exploratório no transecto, obtendo-se o registro da ocorrência das superfícies aplanadas em seus diversos níveis, ou seja, tanto dos níveis de erosão, quanto dos níveis de sedimentação. Esse mapeamento, associado à proposição de critérios específicos para compartimentação, possibilitou constatar a distribuição de superfícies relacionadas à pediplanos na área objeto de estudo. A ocorrência significativa dessas superfícies de aplanamento no relevo sugere a possibilidade de uma reclassificação geomorfológica para o território do Estado do Paraná, complementando-se a subdivisão clássica realizada por Reinhard Maack na década de 1940.

Palavras-chave: Superfícies de aplanamento morfoclimáticas. Pediplanos. Alternâncias paleoclimáticas cenozóicas. Modelo Digital de Elevação.

## ABSTRACT

This thesis studies the distribution the planation surfaces morphogenesis paleoclimate in transects in the eastern sector of the State Paraná. The study area is bounded by a transect covers the central-north portion Coastal Plain, following toward the Serra do Mar, to Primeiro Planalto in the region of the Curitiba Surface and the southern extreme portion of Ribeira basin, more specifically covering part of the Capivari basin and the mountainous region of the Açungui in the north of the refered Planalto. This transect reaches the east of Segundo Planalto, involving in its northern sector, part of the Purunã Surface and Alto Tibagi basin, and in the southern sector, part the Médio Iguaçu basin. Exploratories classifications for the this relief portion of the territory Paraná were elaborated with base on physiographics and morphostructurals characteristics, this is, were considered the planation surfaces of morphogenesis climatic. Thus, the main objective, was sought to record the occurrence of such surfaces, using a digital terrain elevation model whose data are generated by radar images provided by the *Shuttle Radar Topografic Mission* project. As research methodology, was considered the conceptual model of the origin and evolution of planation surfaces, developed based on the influence of Cenozoic climate alternations between semiarid and humid phases in relief. These surfaces are classified in the literature according to criteria that include the hypsometric, lithology and chronology of these landforms. Are of particular interest in this thesis, among the surfaces of erosion, large planation surfaces located above the levels of pedimentation - the pediplains - called Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> and Pd<sub>1</sub>. The data obtained were organized and synthesized being established a gradient for each pediplain. Was realized a exploratory mapping in this transect, obtaining the record of the occurrence of the planation surfaces in levels divers, this is, as erosion levels as sedimentation levels. This mapping associated to the proposition of specific criteria for the compartmentalization, allowed to observe the distribution of surfaces related to pediplains in the area object of study. The significant occurrence of these planation surfaces in relief suggests the possibility of a geomorphology reclassification for the territory of the State Paraná, complementing the classic subdivision realized for Reinhard Maack in 1940's.

Key-words: Planation surfaces morphoclimatics. Pediplains. Cenozoic paleoclimate alternations. Digital elevation model.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 – FORMAS DO TERRENO DERIVADAS DE CURVATURAS VERTICAL E HORIZONTAL.....	24
FIGURA 2 – RELAÇÕES ESPACIAS ENTRE SUPERFÍCIES DE EROÇÃO SEDIMENTAÇÃO ...	28
QUADRO 1 – CLASSIFICAÇÃO DAS SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO .....	29
FIGURA 3 – ESQUEMA DE EVOLUÇÃO DO RELEVO EM BLOCOS DIAGRAMAS .....	33
QUADRO 2 – CLASSIFICAÇÃO DAS UNIDADES DE PAISAGEM NO PARANÁ .....	40
FIGURA 4 – PERFIL ESQUEMÁTICO DE SUPERFÍCIES APLANADAS NO PRIMEIRO PLANALTO .....	55
MAPA 1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E UNIDADES FISIAGRÁFICAS NO PARANÁ.....	64
MAPA 2 – GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	68
FIGURA 5 – APLANAMENTO NO VALE DO AÇUNGUI /RIBEIRA .....	71
FIGURA 6 – ASPECTO DA SUPERFÍCIE DO ALTO IGUAÇU.....	71
FIGURA 7 – REGIÃO DE OCORRÊNCIA DE ROCHAS DOLOMÍTICAS: RELEVO REBAIXADO .....	72
FIGURA 8 – SUPERFÍCIES APLANADAS NO PRIMEIRO PLANALTO: RELEVO MAMELONIZADO .....	73
FIGURA 9 – SUPERFÍCIES APLANADAS DO PRIMEIRO SEGUNDO PLANALTOS .....	73
FIGURA 10 – FLUXOGRAMA DOS PROCEDIMENTOS REALIZADOS .....	78
FIGURA 11 – ARTICULAÇÃO DAS CARTAS 385 A 391 E 409 NO PRIMEIRO PLANALTO .....	91
FIGURA 12 – PEDIPLANOS NO PRIMEIRO PLANALTO: PADRÕES HIPSOMÉTRICOS DISTINTOS.....	98
FIGURA 13 – PROPORÇÃO DAS ÁREAS COM DECLIVIDADE ATÉ 10% POR COMPARTIMENTO .....	103
FIGURA 14 – COMPORTAMENTO DAS SUPERFÍCIES APLANADAS NA SERRA DO MAR .....	110
FIGURA 15 – PERFIL 1: SERRA DO MAR.....	114
FIGURA 16 – PERFIL 1: SERRA DO MAR (TRANSVERSAL).....	114
FIGURA 17 – PERFIL 2: SERRA DO MAR.....	115
FIGURA 18 – PERFIL 2: SERRA DO MAR (TRANSVERSAIS).....	115
FIGURA 19 – PERFIL 3: SERRA DO MAR.....	116
FIGURA 20 – PERFIL 3: SERRA DO MAR (TRANSVERSAL).....	116
FIGURA 21 – PERFIL 4: SERRA DO MAR.....	117
FIGURA 22 – PERFIL 4: SERRA DO MAR (TRANSVERSAL).....	118
FIGURA 23 – PERFIL 5: SERRA DO MAR.....	119
FIGURA 24 – PERFIL 5: SERRA DO MAR (TRANSVERSAL).....	119
FIGURA 25 – DISTRIBUIÇÃO DAS SUPERFÍCIES APLANADAS NO PRIMEIRO PLANALTO .....	121
FIGURA 26 – PERFIL 6: SUPERFÍCIE DE CURITIBA.....	122



FIGURA 27 – PERFIL 6: SUPERFÍCIE DE CURITIBA (TRANSVERSAIS).....	123
FIGURA 28 – PERFIL 7: SUPERFÍCIE DE CURITIBA.....	125
FIGURA 29 – PERFIL 7: SUPERFÍCIE DE CURITIBA (TRANSVERSAIS).....	126
FIGURA 30 – PERFIL 8: SUPERFÍCIE DE CURITIBA.....	127
FIGURA 31 – PERFIL 8: SUPERFÍCIE DE CURITIBA (TRANSVERSAIS).....	128
FIGURA 32 – PERFIL 9: CAPIVARI /RIBEIRA .....	130
FIGURA 33 – PERFIL 9: CAPIVARI /RIBEIRA (TRANSVERSAIS) .....	130
FIGURA 34 – PERFIL 10: CAPIVARI /RIBEIRA.....	131
FIGURA 35 – PERFIL 10: CAPIVARI /RIBEIRA (TRANSVERSAL).....	131
FIGURA 36 – PERFIL 11: CAPIVARI /RIBEIRA.....	132
FIGURA 37 – PERFIL 11: CAPIVARI /RIBEIRA (TRANSVERSAIS) .....	132
FIGURA 38 – PERFIL 12: AÇUNGUI /RIBEIRA.....	135
FIGURA 39 – PERFIL 12: AÇUNGUI /RIBEIRA (TRANSVERSAIS).....	136
FIGURA 40 – PERFIL 13: AÇUNGUI /RIBEIRA.....	137
FIGURA 41 – PERFIL 13: AÇUNGUI /RIBEIRA (TRANSVERSAIS).....	138
FIGURA 42 – DISTRIBUIÇÃO DAS SUPERFÍCIES APLANADAS NO SEGUNDO PLANALTO .....	139
FIGURA 43 – PERFIL 14: SUPERFÍCIE DO PURUNÃ E BACIA DO ALTO TIBAGI.....	140
FIGURA 44 – PERFIL 14: SUPERFÍCIE DO PURUNÃ E BACIA DO ALTO TIBAGI (TRANSVERSAIS) .....	141
FIGURA 45 – PERFIL 15: SUPERFÍCIE DO PURUNÃ E BACIA DO ALTO TIBAGI.....	142
FIGURA 46 – PERFIL 15: SUPERFÍCIE DO PURUNÃ E BACIA DO ALTO TIBAGI (TRANSVERSAIS) .....	143
FIGURA 47 – PERFIL 16: MÉDIO IGUAÇU.....	145
FIGURA 48 – PERFIL 16: MÉDIO IGUAÇU (TRANSVERSAIS).....	146
FIGURA 49 – PERFIL 17: MÉDIO IGUAÇU.....	148
FIGURA 50 – PERFIL 17: MÉDIO IGUAÇU (TRANSVERSAIS).....	149
FIGURA 51 – PERFIL 18: MÉDIO IGUAÇU.....	150
FIGURA 52 – PERFIL 18: MÉDIO IGUAÇU (TRANSVERSAIS).....	151

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – ÍNDICES DE DISSECAÇÃO DO RELEVO SEGUNDO FORMAS DO TERRENO .....	82
TABELA 2 – COTAS ATRIBUÍDAS ÀS SUPERFÍCIES DE EROÇÃO E NÍVEIS EMBUTIDOS .....	85
TABELA 3 – PEDIPLANOS NA SERRA DO MAR E PRÉ-SERRA: NÚMERO DE OCORRÊNCIAS REGISTRADAS A PARTIR DE DADOS PRÉ-EXISTENTES.....	88
TABELA 4 – PEDIPLANOS NO PRIMEIRO PLANALTO: OCORRÊNCIAS REGISTRADAS A PARTIR DE DADOS PRÉ-EXISTENTES .....	89
TABELA 5 – DISTRIBUIÇÃO HIPSOMÉTRICA DE PEDIPLANOS NO PRIMEIRO PLANALTO: LEVANTAMENTO DIGITAL .....	91
TABELA 6 – MÉDIA DA DISTRIBUIÇÃO HIPSOMÉTRICA DE APLANAMENTOS NO PRIMEIRO PLANALTO .....	98
TABELA 7 – CLASSIFICAÇÃO DA ÁREA DO TRANSECTO POR CLASSES DE DECLIVIDADE E FORMA DO TERRENO .....	101
TABELA 8 – ÁREAS COM DECLIVES ATÉ 10% POR FORMA DO TERRENO E COMPARTIMENTO .....	104
TABELA 9 – SUPERFÍCIES DE EROÇÃO E NÍVEIS EMBUTIDOS NO TRANSECTO .....	108
TABELA 10 – COMPARATIVO DE SUPERFÍCIES RELACIONADAS OS PEDIPLANOS NA SERRA DO MAR POR COMPARTIMENTO E ÍNDICE DE DISSECAÇÃO.....	111

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	11
1.1 PROPOSIÇÃO DE TEMA DE PESQUISA.....	11
1.2 JUSTIFICATIVA DE PESQUISA.....	12
1.3 HIPÓTESE E OBJETIVOS DE PESQUISA .....	13
1.4 ESTRUTURA DA TESE .....	14
<b>2 REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	16
2.1 ALTERNÂNCIAS PALEOCLIMÁTICAS E O MODELADO DO RELEVO.....	17
2.1.1 Modelo conceitual de origem e evolução das superfícies de aplanamento .....	32
2.2 UNIDADES FISIAGRÁFICAS NO ESTADO DO PARANÁ.....	39
2.2.1 Compartimentação topográfica e morfologia da porção oriental paranaense ...	45
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	63
3.1 ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO .....	63
3.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS .....	77
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	88
4.1 ANÁLISE MORFOMÉTRICA DE PEDIPLANOS COM MDE .....	89
4.1.1 Síntese de dados pré-existentes no Primeiro Planalto e Serra do Mar .....	89
4.1.2 Análise digital das superfícies pré-mapeadas no Primeiro Planalto.....	91
4.1.3 Análise de dados obtidos de MDE para a área de estudo.....	100
<b>5 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	157
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	162
<b>APÊNDICE</b> .....	170
<b>ANEXOS</b> .....	171

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 PROPOSIÇÃO DE TEMA DE PESQUISA

A tese em sua proposição se insere na linha de pesquisa Paisagem e Análise Ambiental, do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPR. Em sua essência, investiga o modelado do relevo sob a perspectiva da geomorfologia climática, buscando a ocorrência de feições denominadas superfícies de aplanamento.

A área objeto de estudo está inserida na porção oriental do território paranaense. É delimitada por um transecto que longitudinalmente compreende o Litoral, em sua porção centro-norte, seguindo pela Serra do Mar e Primeiro Planalto – na região da superfície de Curitiba, do Alto Iguaçu e parte meridional da bacia do Ribeira – até o Segundo Planalto oriental, envolvendo parte da superfície do Purunã e das bacias do Alto Tibagi e do Médio Iguaçu. A localização e a caracterização desta área são apresentadas no item 3.1 Aspectos gerais da área de estudo.

Essa tese se apoia na ideia de que muitas superfícies de aplanamento apresentam características de morfogênese climática. A análise dessas superfícies em estudos pontuais (BIGARELLA et al., 1978; 1979; ADEA/UFPR/COMEC, 1978; BECKER, 1982) comprova a ocorrência de feições típicas da atuação do clima e suas oscilações.

Dessa forma, uma interpretação das superfícies aplanadas que considere amplamente a influência de flutuações paleoclimáticas em sua gênese, pode resultar em um novo modelo para a análise e classificação do relevo do Estado do Paraná. Essa proposição será testada por meio de procedimento metodológico em que se analisa o modelado do relevo com o uso de um modelo digital de elevação, evidenciando a ocorrência de feições originadas pelas alternâncias climáticas. Para tanto, será adotada a classificação e a nomenclatura para as superfícies, estabelecidas por Ab'Sáber e Bigarella (1961a), bem como o modelo conceitual desenvolvido por Bigarella, Mousinho e Silva (1965a).

Neste estudo optou-se por seguir o tratamento metodológico da pesquisa em geomorfologia, sugerido por Ab'Sáber (1969). Essa proposição sistematiza a

investigação em três níveis, sendo que a presente pesquisa ocorrerá em meio ao primeiro nível, compartimentação topográfica e morfológica, e ao segundo nível, estrutura superficial das paisagens.

O terceiro nível, fisiologia da paisagem, não é considerado nesta investigação, uma vez que a dinâmica atual da paisagem, assim como a atividade antrópica não são aqui enfatizadas. A ênfase está no aspecto morfogenético a partir da era Cenozóica, sobretudo no período Quaternário, onde nos últimos 2,588 M.a. ocorreram variações climáticas complexas.

Assim, apesar da inegável influência do homem na modificação das paisagens atuais, esta investigação se atém, de modo geral, a processos geomorfológicos de paleoclimas. O resultado desses processos, certamente, influencia na aptidão de uso da terra, na ocupação territorial, na existência ou não de riscos naturais. Estes, dentre outros fatores, permeiam o complexo processo interativo entre a sociedade e a natureza no espaço geográfico.

## 1.2 JUSTIFICATIVA DE PESQUISA

As pesquisas geomorfológicas constituem base teórica essencial para planejamentos e estudos ambientais, tão necessários ao melhor ordenamento de espaços e paisagens. A intervenção mais racional da sociedade na natureza, comumente prevista nos planos de gestão ambiental, requer o conhecimento das potencialidades e vulnerabilidades ambientais. Este conhecimento perpassa, entre outros aspectos, a compreensão do modelado do relevo em sua totalidade, em particular, de sua origem e processos de modificação.

No entanto, no meio científico, ainda não há um consenso no que se refere à origem e fases de evolução de muitas feições do relevo, a exemplo de superfícies de aplanamento, onde as opiniões divergem especialmente quanto à gênese do modelado: se morfoestrutural ou morfoclimática.

Embora os conhecimentos no campo da geomorfologia climática brasileira tenham avançado expressivamente nas últimas seis décadas, e as interpretações a respeito da influência de climas pretéritos no modelado estejam cada vez mais precisas, ainda permanecem incertezas e controvérsias sobre o tema.

No Paraná, os aspectos fisiográfico e estrutural tradicionalmente definiram a divisão do relevo em cinco grandes unidades ou compartimentos fisiográficos: Litoral, Serra do Mar, Primeiro Planalto, Segundo Planalto e Terceiro Planalto. Tais compartimentos foram subdivididos e classificados nos trabalhos pioneiros de Reinhard Maack (2002) na década de 1940 e mais recentemente, com maior detalhamento, pela Minerais do Paraná (Mineropar) e Universidade Federal do Paraná (UFPR). Entretanto, em ambas as classificações, a morfoestrutura configura-se como o principal parâmetro na identificação de unidades do relevo, não sendo estabelecidas relações entre a morfoclimatologia e respectivas superfícies aplanadas e as unidades de relevo.

Assim, nesta tese, é apresentada uma proposta de análise do modelado do relevo com a identificação de superfícies de aplanamento morfoclimáticas. Para tanto, é utilizada técnica de processamento digital de dados morfométricos obtidos por radar. Foram combinados dados de elevação e suas derivadas – declividade e formas do terreno – realizando-se análises matemáticas segundo a aplicação conceitos geomorfológicos. Usou-se como parâmetros os trabalhos de Bigarella *et al.* (1978; 2003; 2008) e Becker (1982). Associado a tal técnica, com base em fontes secundárias e registros fotográficos de seções em cortes de estradas, buscou-se evidenciar a ação das alternâncias climáticas no modelado do relevo.

Desta forma, esta proposição de tese se justifica como uma contribuição a pesquisas voltadas à identificação, descrição e análise geomorfológica, além da possibilidade de servir como um modelo para a análise e classificação do relevo do território paranaense.

### 1.3 HIPÓTESE E OBJETIVOS DE PESQUISA

A hipótese que guiou as pesquisas é formulada da seguinte maneira: as superfícies de aplanamento de morfogênese relacionada às oscilações do clima durante o Cenozóico são evidentes no aspecto atual da paisagem paranaense, configurando-se, portanto, como feições determinantes em uma classificação para o modelado do relevo.

Desse modo, esta proposição de tese tem por objetivo principal, registrar a ocorrência de superfícies aplanadas de gênese morfoclimática, utilizando um modelo de elevação do terreno gerado em imageamento por radar, em um transecto na porção oriental do Estado do Paraná. Para viabilizar tal finalidade, são desenvolvidos os seguintes objetivos específicos:

- reconhecer superfícies de aplanamento resultantes dos processos de morfogênese paleoclimática;
- analisar as referidas superfícies relacionando-as à ação das alternâncias do clima durante o Cenozóico;
- considerar a influência morfoestrutural no modelado;
- registrar a distribuição de superfícies aplanadas ao longo do transecto;
- encontrar evidências em campo que corroborem com a teoria de que as alternâncias climáticas são responsáveis pelo modelado atual do relevo paranaense.

#### 1.4 ESTRUTURA DA TESE

Esta proposição de tese surge da possibilidade de se complementar as classificações existentes para o relevo paranaense, as quais não ressaltam amplamente a morfogênese de ordem paleoclimática no modelado. Nesse sentido, as análises e discussões foram organizadas de modo a encadear conceitos e terminologias da geomorfologia climática às superfícies aplanadas presentes na área em estudo. Para atingir tal propósito, foi definida uma estratégia de desenvolvimento do trabalho, na qual se optou por organizar a tese em cinco capítulos descritos a seguir.

Neste primeiro capítulo, Introdução, como melhor forma de compreensão desta tese, procurou-se apresentar a proposição do tema de pesquisa, onde se define a área objeto de estudo e se apresenta, em linhas gerais, a essência dessa investigação. É estabelecida a justificativa de pesquisa contextualizando-a ao problema da classificação do relevo paranaense, onde a ação das oscilações do

clima durante o Cenozóico no modelado não é evidenciada. A presença determinante de superfícies de aplanamento de morfogênese paleoclimática na paisagem conduz à perspectiva de que essas feições sejam, também, determinantes na classificação do modelado do relevo paranaense. Com base neste argumento foi construída a hipótese de pesquisa e os objetivos apresentados, em torno dos quais se desenvolve esta tese.

O Capítulo 2, Revisão de Literatura, é construído considerando-se, principalmente, o modelado do relevo decorrente das alternâncias climáticas cenozóicas. Descreve-se a base conceitual relacionada às superfícies de aplanamento resultantes dos processos morfoclimáticos e apresenta-se o modelo conceitual de origem e evolução dessas superfícies. São apresentadas as classificações vigentes para o relevo paranaense e é feito um reconhecimento dos aspectos relevantes da morfoestrutura e da morfoclimatologia na origem e nos processos de modificação das paisagens da porção oriental do Estado.

O Capítulo 3, Material e Métodos, trata da área objeto de estudo, de sua descrição e características fundamentais à interpretação do modelado do relevo decorrente da ação das alternâncias paleoclimáticas. Também apresenta a metodologia adotada nesta pesquisa, com o detalhamento dos procedimentos metodológicos e da técnica utilizada na análise por meio de geoprocessamento.

O Capítulo 4, Resultados e Discussões, é a parte da tese onde a hipótese de pesquisa é efetivamente testada e avaliada. São apresentados os resultados das pesquisas laboratoriais e as respectivas análises dos dados levantados. Este capítulo apresenta uma base de dados estruturados e informações relativas à porção analisada do relevo. Associados ao referencial teórico, os dados encontrados indicam a possibilidade de se aplicar o presente estudo ao modelado do relevo de todo o território paranaense, com a finalidade de gerar dados que subsidiem possíveis discussões posteriores a respeito das subdivisões vigentes das unidades fisiográficas no Paraná.

O Capítulo 5, Considerações Finais, retoma as questões propostas inicialmente frente aos encaminhamentos dados no decorrer dessa pesquisa. De modo geral, avalia-se a proposição de tese e sinaliza-se a necessidade de mais estudos que considerem as superfícies de aplanamento de gênese morfoclimática no relevo paranaense.



## 2 REVISÃO DE LITERATURA

Neste capítulo se apresenta um referencial teórico que, de modo geral, procura relacionar a origem das superfícies de aplanamento às flutuações paleoclimáticas. O primeiro item, Alternâncias paleoclimáticas e o modelado do relevo, é a parte da tese onde se busca entendimento sobre a ação das grandes mudanças do clima, ocorridas durante o Cenozóico, na morfologia.

O subitem Modelo conceitual de origem e evolução das superfícies de aplanamento ilustra os conceitos abordados e constitui-se como modelo de evolução de vertentes, desenvolvido por Bigarella, Mousinho e Silva (1965a), a ser adotado e aplicado em capítulo posterior. Acrescentou-se ao modelo os indicadores paleoclimáticos, os quais consistem de feições deposicionais, residuais e erosionais, passíveis de ser encontradas em campo e que corroboram com a teoria abordada, comprovando a atuação de climas pretéritos no modelado do relevo.

O próximo subitem Organização metodológica para o estudo das superfícies, apresenta uma forma de trabalho proposta por Ab'Sáber (1969) que direciona o estudo geomorfológico dessas geoformas.

Na sequência, o item Unidades Fisiográficas no Estado do Paraná, mostra que a compartimentação da paisagem levou a classificações baseadas mais nos aspectos fisiográfico e morfoestrutural. Assim, no sentido de reconhecer que existe uma litoestrutura que serve de base para essa compartimentação e que foi determinante nas classificações do relevo que hoje estão vigentes, faz-se menção a aspectos relevantes da tectônica na morfoestrutura paranaense.

Finalmente, o subitem Compartimentação topográfica e morfologia da porção oriental paranaense busca contextualizar a tese aos estudos já realizados sobre a origem e evolução do relevo do Paraná, especialmente das superfícies de aplanamento morfoclimáticas.

## 2.1 ALTERNÂNCIAS PALEOCLIMÁTICAS E O MODELADO DO RELEVO

As profundas alternâncias de climas pretéritos ocorridas durante o Cenozóico, em particular no Quaternário, foram responsáveis por grandes modificações no modelado do relevo.

Nos períodos glaciais a degradação lateral ocorreu tanto nas regiões de altas latitudes, como nas de baixas latitudes. Nesses períodos, sob condições climáticas severas, formaram-se superfícies aplanadas associadas a depósitos correlativos, cujos sedimentos parecem ser simultâneos em grandes distâncias (BIGARELLA *et al.*, 2003).

As grandes mudanças climáticas que acometeram várias partes do planeta tiveram caráter cíclico, o que pode explicar evidências generalizadas da alternância entre episódios semiáridos e úmidos (BIGARELLA *et al.*, 2003).

No Pleistoceno, o avanço das geleiras com a redução da temperatura do ar diminuiu as precipitações das regiões tropicais e subtropicais. Os climas úmidos passaram a ser áridos a semiáridos. As alternâncias climáticas quaternárias nessas regiões, promovidas por períodos glaciais e interglaciais foram referidas por Bigarella e Salamuni (1961), Bigarella, Marques Filho e Ab'Sáber (1961), Ab'Sáber e Bigarella (1961a;b), Bigarella, Salamuni e Ab'Sáber (1961), Bigarella e Ab'Sáber (1964), Bigarella e Andrade (1965), Bigarella, Mousinho e Silva (1965a).

Na correlação das alternâncias climáticas às fases pluviais, é possível afirmar que nas épocas frias do Quaternário, em grande parte das regiões tropicais e subtropicais, a pluviosidade teria diminuído ou a distribuição das chuvas teria se modificado, levando a condições generalizadas de semiaridez a aridez, ao passo que as fases úmidas estariam relacionadas aos períodos interglaciais:

as intensidades de precipitações pluviais deslocaram-se em função das glaciações através dos tempos. Deste modo, quando ocorria o avanço das geleiras no Hemisfério Norte, os cinturões de chuvas das regiões temperadas deslocavam-se sobre as regiões semi-áridas e estas, por sua vez, sobre as regiões equatoriais quentes e úmidas. Inversamente, as condições pluviais foram ampliadas durante um interglacial quente devido à expansão do cinturão de chuvas tropicais sobre as regiões anteriormente semi-áridas. (...) a redução da intensidade de radiação solar durante as fases glaciais e o conseqüente abaixamento da temperatura oceânica reduziu a evaporação no cinturão dos ventos alísios. Este fato restringiu a precipitação sobre o Brasil, conduzindo a mudanças sistemáticas nos padrões de vegetação. Por outro lado, os eventos quaternários brasileiros têm sido

tentativamente correlacionados com episódios glaciais e interglaciais do Hemisfério Norte (...) com base na ocorrência de níveis de pedimentos e terraços equivalentes encontrados no vale do rio Itajaí-Mirim (SC) e no rio Colorado (Estados Unidos), junto à região leste das Montanhas Rochosas (BIGARELLA; LIMA; RIEHS, 1975, p. 420).

Nas épocas frias do Pleistoceno, Damuth e Fairbridge<sup>1</sup>, 1970, *apud* Bigarella, Becker e Santos (2007) referem que o anticiclone subtropical do Atlântico Sul teria se localizado em latitudes tropicais, bem mais ao norte que a posição atual. Já o fenômeno provocado pelo anticiclone do Pacífico parece ter sido mais proeminente nas épocas frias do Pleistoceno, pelo fato de a Frente transpor a Cordilheira dos Andes adentrando nas áreas continentais (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2007).

Das glaciações cenozóicas, admite-se que a última grande glaciação tenha terminado há cerca de 18.000 anos A.P., quando teve início o grande recuo das geleiras entre 20.000 e 14.000 anos A.P. No entanto, o norte da América e da Eurásia teriam permanecido com climas glaciais, cujas médias anuais seriam entre 8 e 10° negativos. Com o aquecimento do planeta, os climas glaciais das altas latitudes do hemisfério Norte foram amenizados. Flutuações climáticas mais recentes alteraram as condições de temperatura e umidade do clima por todo o planeta (BRYANT<sup>2</sup>, 1997, *apud* SANT'ANNA NETO; NERY, 2005).

Vários autores, entre eles Ab'Sáber (1958), Besnard (1963), Bigarella (1964), Fairbridge (1968), Leinz e Amaral (1973) e Salgado-Labouriau (1994), aceitam a teoria astronômica do clima, fundamentada nas leis da mecânica celeste, para explicar a alternância de períodos glaciais e interglaciais.

O iugoslavo Milutin Milankovitch nas décadas de 1920 e 1930 calculou os ciclos orbitais comprovando que os períodos glaciais e interglaciais estão relacionados às variações de insolação recebidas pela Terra. Além disso, considerou que as glaciações se formavam em períodos de verões longos situação em que o solstício de inverno ocorre quando a Terra está no periélio<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> DAMUTH, J.E.; FAIRBRIDGE, R.W. Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and Ice-Age aridity in tropical South America. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 81, 1, p.189-206, 1970.

<sup>2</sup> BRYANT, E. **Climate process**. Cambridge: Cambridge University Press, 1997.

<sup>3</sup> A formação das glaciações em verões longos é um paradigma levantado por Milankovitch. Uma glaciação poderia ser desencadeada no caso de uma estação fria, curta e pouco rigorosa se alternar com uma estação quente, longa, porém mais fresca. Pelo menos nas latitudes mais elevadas, a neve precipitada no inverno não derreteria completamente no verão. Ano após ano a neve não derretida se acumularia, transformando-se em gelo por compactação e ganharia maior poder de reflexão, originando um fenômeno glacial (FOUCAULT, 1993).

As características da órbita terrestre variam periodicamente, em ciclos, o que altera a quantidade e a distribuição da insolação recebida pela Terra. Os elementos considerados nesses ciclos constituem a precessão dos equinócios, a obliquidade do eixo de rotação da Terra em relação ao plano da elíptica e a excentricidade da órbita terrestre. Eles variam em função do tempo e da influência recíproca exercida pela gravitação do Sol, dos planetas e da Lua (BESNARD, 1963).

Essa força gravitacional na faixa equatorial da Terra faz com que o eixo terrestre gire no sentido anti-horário, efetuando uma volta completa a aproximadamente cada 23 mil anos. Como o ponto dos solstícios e equinócios depende da orientação do eixo terrestre, há um deslocamento temporal, resultando na precessão. Anualmente os solstícios e equinócios ocorrem em torno de 25 minutos mais cedo, assim, em cada ano o equinócio precede o do ano anterior (FOUCAULT, 1993).

A obliquidade do eixo terrestre varia devido à atração exercida pela Lua sobre a faixa equatorial da Terra. O ângulo de inclinação do eixo oscila a cada 41 mil anos e nos últimos 5 milhões de anos a obliquidade esteve entre  $22^{\circ}02'$  e  $24^{\circ}30'$ , sendo que no presente é de  $23^{\circ}27'$ . Esta variação causa um deslocamento dos trópicos, localizados a uma latitude igual à da obliquidade e dos círculos polares, localizados a uma latitude complementar (no presente,  $90^{\circ} - 23^{\circ}27' = 66^{\circ}33'$ ).

O aumento da obliquidade diminui os contrastes entre zonas de latitudes diferentes, uma vez que a radiação aumenta nos pólos e diminui no equador, além de aumentar o contraste entre as estações do ano. Entretanto, Boggiani (2006) afirma que essa hipótese não teria encontrado respaldo no meio científico, pelo intenso contraste entre as estações do ano e pela falta de evidências de sedimentos indicativos de águas quentes, como os calcários, nas regiões polares.

A órbita terrestre ao redor do sol oscila ciclicamente entre a forma elíptica e a circular. O desvio apresentado pela forma elíptica em relação ao círculo é denominado excentricidade. Quanto mais elíptica for uma órbita, mais alta será a excentricidade. O intervalo de tempo de um ciclo entre uma órbita de baixa excentricidade até uma de alta excentricidade é de cerca de 100 mil anos (PRESS *et al.*, 2006).

A variação da excentricidade por si só não exerce grande influência na quantidade de radiação recebida pela Terra, mas tem relevante papel quando combinada com a precessão. Quando a excentricidade é fraca, todas as estações

têm a mesma duração, independentemente do valor da precessão. Quando a excentricidade é forte, a duração das estações depende do valor da precessão.

Para o hemisfério Norte (e o equivalente para o hemisfério Sul), se o solstício de verão ocorrer quando a Terra estiver perto do periélio, a duração da estação quente (primavera + verão) será mínima e a temperatura será muito alta, uma vez que a insolação por unidade de tempo será intensa; e a estação fria (outono + inverno) será longa e rigorosa. Ao contrário, se o solstício de verão ocorrer quando a Terra se encontrar no afélio, embora a duração da estação quente seja máxima, diariamente a insolação será fraca, promovendo um verão fresco e uma estação fria curta e de pouca intensidade (FOUCAULT, 1993).

No sistema glaciário da Terra, para uma dada insolação, se estabelece um estado de equilíbrio que se caracteriza pela existência de uma quantidade de gelo. Na hipótese de a insolação se alterar, este equilíbrio é rompido, havendo uma tendência para o estabelecimento de um novo estado de equilíbrio, no qual a variação do volume de gelo ocorre milhares de anos após a alteração da insolação.

A teoria de Milankovitch prediz glaciações periódicas longas num intervalo de tempo de 100 mil anos e outros episódios glaciais mais curtos a cada 40 mil e 20 mil anos (BIGARELLA, 1971; PRESS *et al.*, 2006; ROCHA-CAMPOS; SANTOS, 2008).

A composição química da atmosfera também foi considerada para explicar a alternância entre períodos glaciais e interglaciais. A origem de montanhas e o desenvolvimento de costas ocorrido com a separação de massas continentais teriam provocado uma episódica diminuição de gases de efeito estufa, em particular do CO<sub>2</sub>, promovida por fenômenos como erosão e intemperismo (SUGUIO; SALLUN FILHO; SALLUN, 2008; CORDANI; TASSINARI, 2008).

Registros das variações climáticas quaternárias são encontrados no ambiente marinho em foraminíferos, no ambiente continental em estalagmites, e no ambiente glacial em geleiras. Estudos desses registros referem-se a datações radiométricas ao carbono-14 e aos isótopos oxigênio-18 e oxigênio-16 na avaliação de paleotemperaturas. Para determinar flutuações climáticas em materiais de idades superiores a abrangência do radiocarbono, acima de 35.000 anos, é empregado o método do desequilíbrio do urânio que indica variações de paleotemperaturas, bem como paleoníveis marinhos (BIGARELLA, comunicação pessoal) considerando o intervalo de datação efetiva para o urânio-238 e urânio-235, de 10 milhões a 4,6 bilhões de anos (PRESS *et al.*, 2006).

As variações paleoclimáticas também podem ser comprovadas por análise polínica em sedimentos lacustres ou em polens armazenados em sedimentos. A partir da matéria orgânica encontrada nos sedimentos é possível estimar variações do nível de lagos e conseqüentemente, a pluviosidade. Além disso, o tipo da cobertura vegetal de determinada época pode ser esboçado pelo pólen encontrado em sedimentos lacustres, lagunares, de turfeiras ou ainda de grutas habitadas pelo homem pré-histórico.

Testemunhos palinológicos do período glacial tardio no sul do Brasil, de 14.000 anos A.P. aproximadamente, indicam uma paisagem em que predominava uma vegetação de campos com árvores esparsas de araucária e temperaturas com mínimas de até  $-10^{\circ}\text{C}$ , onde hoje ocorrem florestas de araucária (BEHLING<sup>4</sup>, 1995, apud OLIVEIRA et al., 2005). O registro de 26.000 anos A.P. de Volta Velha (SC) sugere uma vegetação de campos e florestas frias na região costeira paranaense. Somente após 12.300 anos A.P. as florestas tropicais típicas substituíram os campos glaciais.

Estudos palinológicos relativos à transição Pleistoceno /Holoceno na região Sudeste mostram que durante o Último Ciclo Glacial as florestas de araucária ocuparam latitudes mais baixas da região Sudeste. Atualmente, sob domínio da vegetação do cerrado, nesta localização, os climas estão mais quentes e secos. O registro de Serra Negra mostra três fases de grande diminuição da temperatura, sendo a mais antiga, entre 40.000 anos A.P., quando a temperatura média anual poderia estar abaixo de  $10^{\circ}\text{C}$  (OLIVEIRA, et al., 2005).

No Brasil ainda não há estudos sistemáticos dos testemunhos de paleoclimas. Entretanto, com base em Bigarella e Salamuni (1961), Bigarella, Marques Filho e Ab'Sáber (1961), Ab'Sáber e Bigarella (1961a;b), Bigarella e Ab'Sáber (1964), Bigarella e Andrade (1965), Bigarella, Mousinho e Silva (1965a), entre outros, pode-se afirmar que as profundas alternâncias climáticas foram, em grande parte, responsáveis pelo aspecto atual do relevo.

A interpretação da esculturação do relevo e seus mecanismos pode ser realizada por meio de dados fornecidos pelo manto de intemperismo, também denominado regolito (elúvio e colúvio) e pelos depósitos correlativos, cujas formações são contemporâneas às etapas de evolução do relevo.

---

<sup>4</sup> BEHLING, H. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (Brazil). *Vegetation History and Archeobotany*, v.4, p.127-152, 1995.

Geralmente os produtos detríticos do intemperismo deslocam-se nas vertentes por movimento individual ou movimentos de massa induzidos pela ação gravitacional e pelas águas superficiais.

O desenvolvimento das vertentes no sul e sudeste brasileiro é atribuído, em grande parte, aos movimentos de massa. De caráter cíclico, esses movimentos estão relacionados à estrutura da rocha, às condições climáticas úmidas (principalmente aos episódios pluviais intensos), ao intemperismo químico profundo, à declividade da vertente, à perda da vegetação e, no presente, à ação antrópica (BIGARELLA; BECKER, 1975).

Tais movimentos podem ser por escorregamento, desmoronamento, solifluxão, dentre outros. O desmoronamento é referido para um movimento relativamente rápido com colapso do terreno. Já o escorregamento descreve o movimento lento de material vertente abaixo, pela gravidade. A solifluxão, por sua vez, designa o deslocamento lento de material do solo pela ação do degelo, embora movimentos causados pela saturação com água da camada superficial também sejam referidos por este termo. A saturação constitui o início dos movimentos de massa. Ao atingir certa plasticidade e viscosidade o material flui pelos planos de cisalhamento (BIGARELLA; BECKER, 1975).

Nas regiões úmidas tropicais e subtropicais brasileiras a solifluxão é bastante profunda devido a espessura do manto de intemperismo, podendo chegar a 30 m ou mais. Os colúvios são o produto dos movimentos de solifluxão do passado, de forma cíclica (BIGARELLA; BECKER, 1975).

As mudanças morfológicas mais intensas ocorreram nos períodos de transição das condições climáticas úmidas para semiáridas. No Pleistoceno os movimentos de massa foram característicos, formando depósitos de corridas de lama (BIGARELLA; BECKER, 1975; BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2007).

A velocidade dos movimentos de massa depende da ação dos agentes envolvidos. De acordo com Fernandes e Amaral (2003) os escorregamentos ocorrem com maior frequência em vertentes com declividades entre 20% e 35%, sendo que nas altas vertentes o solo é pouco espesso ou já foi removido.

Alterações climáticas e as conseqüentes mudanças do revestimento vegetal, também são agentes determinantes. Nos períodos estáveis, ocorridos durante as fases quentes e úmidas, houve intemperismo químico profundo, com o desenvolvimento de perfis de solo. Já nos períodos instáveis, relativos às fases frias

e secas, com chuvas concentradas, houve retração das formações vegetais, erosão e acúmulo de materiais nas vertentes. Os movimentos de massa nessas fases ocorreram mais rapidamente do que em fases úmidas, quando as vertentes estiveram florestadas (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2007).

Nas regiões semiáridas o material é transportado logo que é intemperizado, fazendo com que a rocha inalterada aflore continuamente nas vertentes, especialmente nas mais íngremes. Ao contrário, nas regiões úmidas, os processos pedogenéticos atuam na parte superior do manto de intemperismo, originando os solos (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2007).

O intemperismo de uma área seja por desintegração mecânica ou por decomposição química, depende principalmente do controle climático. Em regiões semiáridas, sob a morfogênese mecânica, as rochas se partem em fragmentos angulosos conforme a sua textura, acumulando-se nas vertentes. Em regiões úmidas, a decomposição química é responsável pelo desenvolvimento de parte do relevo. As faixas de rochas menos diaclasadas ou menos suscetíveis a alteração, devido à constituição mineralógica e características texturais, predominam na paisagem como linhas de cristas, ao passo que, aquelas profundamente diaclasadas, fraturadas ou mais suscetíveis a alteração são propícias a decomposição química, desenvolvendo vales e depressões no terreno por erosão diferencial (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2007).

Na elaboração de superfícies aplanadas, a denudação e a dissecação das vertentes, provocadas pelas alternâncias climáticas, resultam no deslocamento do nível de base local, o qual controla os processos de pedimentação em cada alvéolo (BIGARELLA, MOUSINHO E SILVA, 1965a).

Moura<sup>5</sup> 1990, *apud* Bigarella *et al.* (2003) afirma que a degradação do nível de base, com o seu rebaixamento, ocorre com o recuo das vertentes dissecadas pela erosão. O contínuo retrabalhamento dos depósitos mais antigos em direção à base da encosta origina sequências truncadas, pouco espessas e superpostas lateralmente. Por outro lado, a agitação do nível de base, com a sua elevação, retêm os depósitos à baixa e média encosta, com a superposição de colúvios. As discontinuidades erosivas dentro das sequências colúvias representariam uma paleoencosta ou uma paleorrampa.

---

<sup>5</sup> MOURA, J.R.S. **Transformações ambientais durante o Quaternário Tardio no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ)**, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, Depto. de Geologia, UFRJ, 1990.



Em fases de clima semiárido, a degradação lateral dentro dos alvéolos tende a originar superfícies aplanadas de fraca inclinação, cortando rochas e estruturas variadas. Durante o processo de pedimentação, rupturas de gradiente presentes na rede de drenagem tendem a desaparecer. As rupturas de gradiente ou de declive (*knickpoints*) correspondem aos pontos onde há alterações abruptas de gradiente no perfil longitudinal da vertente (BIGARELLA *et al.*, 2003).

Em fases de clima úmido, por outro lado, a dissecação associada à alteração química das rochas origina um modelado erosivo diferencial. Em locais onde as rochas apresentam maior resistência à alteração e ação erosiva surgem rupturas de gradiente. Dessa forma, a alternância entre dois tipos climáticos principais, úmido e semiárido, provoca o surgimento ou o desaparecimento de rupturas de gradiente (conforme o clima vigente), sendo que a maior parte das rupturas aparece e desaparece periodicamente, mais ou menos no mesmo local, mas sempre com menor altitude (BIGARELLA *et al.*, 2003).

A evolução das vertentes sob clima úmido origina grotões ou anfiteatros que se localizam nas cabeceiras de drenagem. Os grotões apresentam formas como depressões ou cavos (*hollows*) e saliências ou narizes, podendo ser morfologicamente regulares ou complexos, com vários cavos, narizes e rampas colúvio-aluvionares (BIGARELLA *et al.*, 2003).

As grandes depressões (grotões) resultantes de sucessivas retiradas de material, normalmente ocorrem onde a rocha é mais suscetível à erosão e o regolito é mais espesso. Lateralmente se apóiam no manto de intemperismo, em porções menos espessas e mais estáveis, geralmente no elúvio, sobre o qual progridem (BIGARELLA *et al.*, 2003).

A solifluxão e a erosão por escoamento superficial concentrado removem a matriz fina e concentram blocos nos entalhes da drenagem. A textura e a falta de estratificação do material acumulado no sopé do grotão reforçam a ação dos movimentos de massa na gênese dessa forma. Com o deslocamento, a massa fluida incorpora material grosseiro como blocos e matacões, representando forte agente modelador do relevo sob condições climáticas úmidas (BIGARELLA *et al.*, 2003).

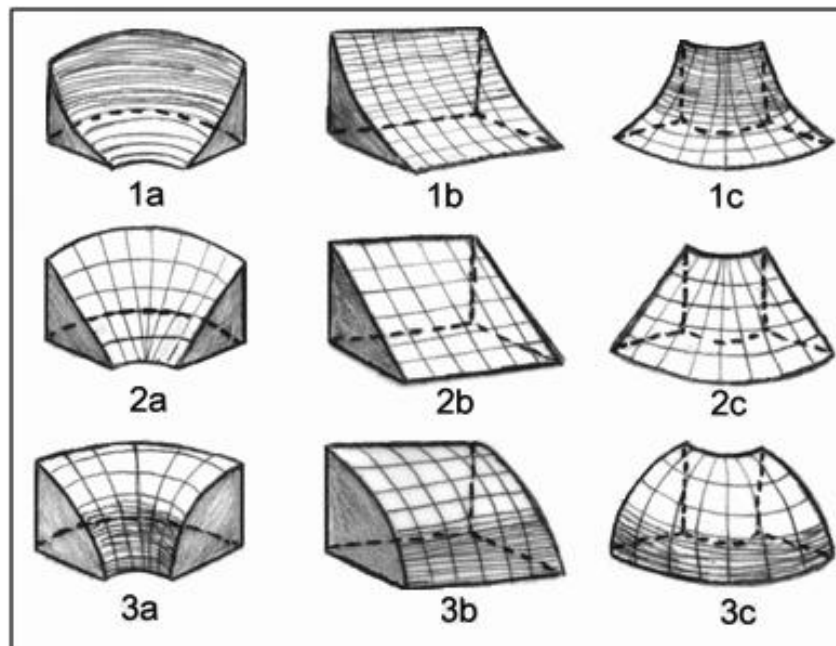
A forma tridimensional das vertentes é influenciada pelo transporte e deposição de detritos. Hack e Goodlet<sup>6</sup>, 1960, e Hack<sup>7</sup>, 1965, *apud* Bigarella *et al.*

---

<sup>6</sup> HAACK, J.T.; GOODLETT, J.C. Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians. **U. S. Geol. Surv.**, Prof. Paper, 347, p. 1-66, 1960.

(2003) consideraram as curvas de nível na subdivisão da encosta em três áreas: divergente (nariz caracterizado por curvas convexas); convergente (cavo definido por curvas côncavas); paralela (vertente plana caracterizada por curvas retilíneas). Nos cavos, o escoamento predominante é subsuperficial, sendo que em condições de saturação, um fluxo superficial pode ocorrer à baixa encosta. Os depósitos de colúvio nos cavos registram mudanças nos processos erosivos relacionados ao controle climático.

A forma da vertente quando observada em perfil corresponde à curvatura vertical. Já a forma da vertente quando observada em projeção horizontal diz respeito à curvatura horizontal. A combinação das curvaturas vertical e horizontal resulta na caracterização das formas de terreno. Estas, por sua vez, apresentam variação mensurável e, em função da combinação destes valores, as formas podem ser classificadas como demonstrado na Figura 1.



Legenda: em curvatura vertical: 1) côncavas; 2) retilíneas; 3) convexas. Em curvatura horizontal: a) convergente; b) planar; c) divergente.

FIGURA 1 – FORMAS DO TERRENO DERIVADAS DE CURVATURAS VERTICAL E HORIZONTAL  
 FONTE: Adaptado de VALERIANO (2008) por Anne Liz Costa Passos

NOTA: o sombreamento denota áreas mais íngremes e o contato com a parte não sombreada marca rupturas de declive.

<sup>7</sup> HAACK, J.T. Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of residual ore deposits. *U. S. Geol. Surv.*, Prof. Paper, 484, 1965.

As curvaturas verticais são classificadas em: côncavas, quando o afastamento entre as curvas de nível aumenta conforme as altitudes diminuem (curvatura negativa); retilíneas, quando há igual afastamento entre as curvas de nível, independentemente da altitude; ou convexas, quando o afastamento entre as curvas aumenta, conforme as altitudes aumentam (curvatura positiva). As curvaturas horizontais são classificadas de acordo com o direcionamento de fluxo hídrico, em convergentes, planares ou divergentes (VALERIANO, 2008b).

A intensidade dos processos erosivos nas vertentes é controlada por variáveis morfológicas, como forma, declividade, orientação e extensão das vertentes. Em vertentes retilíneas a erosão depende da extensão e da declividade predominantemente alta. Os setores convexos dispersam o escoamento superficial favorecendo a erosão laminar. Os côncavos, por sua vez, tendem a concentrar o escoamento superficial propiciando a erosão linear (FLORENZANO, 2008), de sorte que, a forma côncava-convergente (1a) representa a máxima concentração e acúmulo do escoamento, enquanto a convexa-divergente (3c) representa a máxima dispersão do escoamento (VALERIANO, 2008b).

Em geral, das três curvaturas verticais, as côncavas (1), mesmo com baixos declives, são as que estão menos relacionadas às superfícies de aplanamento preservadas, uma vez que a concavidade é associada a cabeceiras de drenagem e, portanto, a áreas de remoção mais intensa de sedimentos, sujeitas à erosão remontante. As formas retilíneas (2), assim como as convexas (3), podem ser superfícies aplanadas, desde que apresentem inclinação de baixo ângulo.

As curvaturas convergentes (a), de forma geral, também favorecem a retirada de material. Assim, a possibilidade de serem superfícies preservadas é limitada pelo desgaste da litologia. Entretanto, a sustentação do segmento superior da forma convexa-convergente (3a) pode, eventualmente, estar relacionada a uma superfície preservada. Nessa situação, por exemplo, uma laterita na porção superior, relacionada a uma antiga superfície, daria resistência preservando-a e o recuo encontrar-se-ia verticalizado no *front* (PASSOS, comunicação pessoal).

As formas sem curvaturas classificadas como retilíneas (2) apresentam três situações em superfície, ou seja, horizontalmente as geoformas podem ser convergentes, planares ou divergentes. Por outro lado, as planares (b) têm uma direção paralela para o fluxo hídrico, ainda que elas se apresentem côncavas, retilíneas ou convexas. Assim, a morfologia que melhor representa uma superfície

de aplanamento bem preservada é a retilínea-planar (2b), com baixa inclinação. A morfologia convexa-planar (3b) é característica das laterais das ombreiras e de cristas arredondadas.

Na paisagem, grandes superfícies aplanadas, referidas como superfícies de erosão – os pediplanos – se originaram em condições de clima seco. Nos vales, se originaram níveis embutidos, constituindo os pedimentos, e as superfícies de sedimentação, designadas pelas rampas, baixos terraços e depósitos de várzea.

Essas interpretações, realizadas por Bigarella e Ab'Sáber (1964), tiveram como base formas erosivas e depósitos correlativos no semiárido nordestino brasileiro. A ideia da interferência das alternâncias climáticas entre o semiárido e o úmido na ciclicidade do relevo foi ampliada por esses pesquisadores para as demais áreas orientais do país.

Assim, Bigarella, Mousinho e Silva (1965a) demonstraram que as formas ciclicamente repetidas na paisagem têm sua origem relacionada às alternâncias climáticas. O estudo de depósitos correlativos de várias formas erosivas lhes possibilitou a correlação de níveis de remanescentes de pedimentos com depósitos detríticos correspondentes, seja na área de pedimentação ou na calha de drenagem (terraços fluviais com cascalheiras). A repetição cíclica na paisagem de níveis de gênese semelhante foi constatada nas mais diferentes áreas e altitudes do território brasileiro, seja no litoral, nos planaltos ou nas altas montanhas:

quando comparamos alvéolos de regiões geograficamente distantes e de posição altimétrica distinta notamos o mesmo esquema básico da distribuição dos vários níveis de erosão. Isto chama a atenção para o fato de que deve haver, além dos movimentos crustais, outro controle de caráter muito mais importante e capaz de esculpir nos mais variados alvéolos, independentemente da atuação dos movimentos epirogênicos, os mesmos padrões de erosão (BIGARELLA, MOUSINHO E SILVA, 1965a, p. 103).

Os processos de pediplanação e pedimentação deram origem à maioria das superfícies aplanadas que constitui o modelado (BIGARELLA; MOUSINHO e SILVA, 1965a), podendo-se afirmar que essas superfícies são representadas por pediplanos, pedimentos e outros níveis embutidos.

O pedimento constitui uma feição morfológica desenvolvida em períodos em que as condições climáticas propiciaram a operação de processos hidrodinâmicos e condições de intemperismo específicos. O termo pedimento corresponde a “superfície aplainada, ligeiramente inclinada, encontrada no sopé de maciços

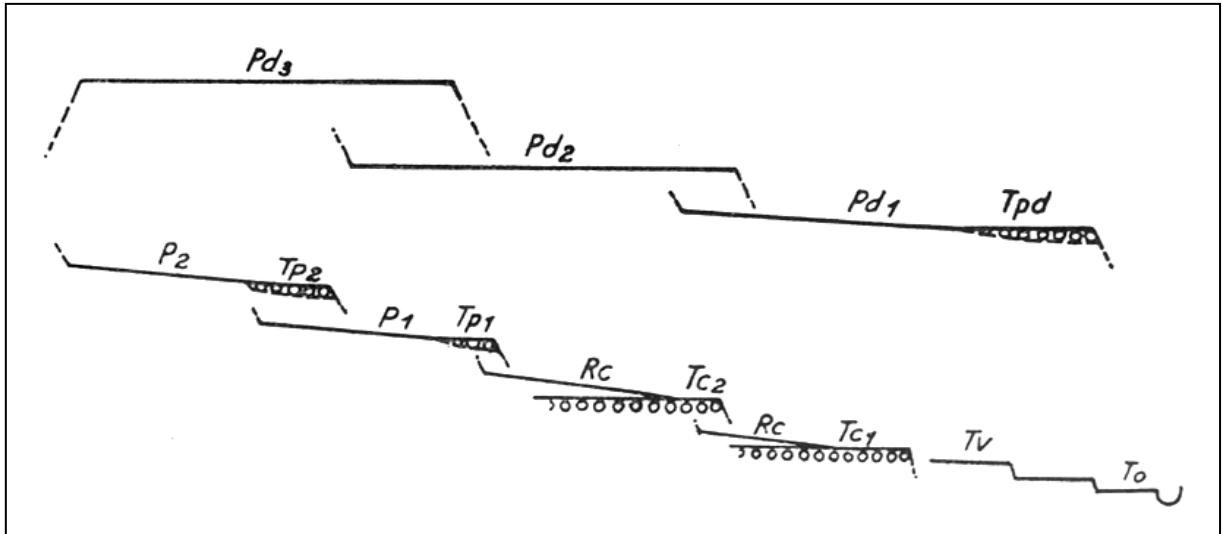
montanhosos ou embutida nos vales” (BIGARELLA *et al.* 2003, p.1156). O pedimento interfere em diferentes formações rochosas e resulta de processos de degradação lateral relacionados à morfogênese mecânica (pedimento rochoso), com seixos angulares. No desenvolvimento de um pedimento, a superfície de erosão originada pelo recuo das vertentes corta todas as estruturas e rochas independentemente de sua natureza (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2007).

Para Bigarella e Becker (1975) o pedimento rochoso constitui seções de rampas ou paleorampas topográficas, nas quais uma cobertura fina de alúvio e/ou colúvio indica condições próximas a um equilíbrio dinâmico. Constitui-se como formas erosivas, independente de restrições litológicas ou processos climáticos. O pedimento detrítico designa seções da rampa com coberturas espessas de alúvio e/ou colúvio que cortam rochas duras ou friáveis, com aspectos agradacionais. A cobertura deposicional pode ser cada vez mais espessa em direção a jusante, originando uma superfície agradacional plana e suavemente inclinada.

A coalescência regional de múltiplos compartimentos pedimentares origina planos extensivos, referidos como pediplanos. Assim, os pediplanos resultam da erosão lateral em estágio avançado de pedimentação e são referidos por Bigarella e Becker (1975) como uma superfície de relevo aplanado eventualmente interrompida por elevações residuais, os *inselbergs*.

A grande instabilidade climática que caracterizou especialmente o Quaternário por toda a superfície do planeta levou Bigarella, Mousinho e Silva (1965a) a acreditarem que pedimentos, pediplanos e *inselbergs*, em sua maioria, constituem paleoformas, muitas vezes dissecadas e remanescentes de paleoclimas com predominância de morfogênese mecânica e transporte em lençol.

Foram identificadas três superfícies de pedimentação, os pediplanos Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>, além dos terraços de cascalho, cujas superfícies foram elaboradas na área de drenagem. A Figura 2 apresenta um esboço esquemático das relações espaciais entre os níveis de erosão e sedimentação, também denominados, níveis de degradação e agradação.



Legenda: Pd – pediplano; Tpd – terraço correspondente a um pediplano; P – pedimento; Tp – terraço correspondente a um pedimento; Rc – rampa colúvio-aluvionar; Tc – baixo terraço de cascalheiro; Tv – terraço de várzea; To – várzea atual.

FIGURA 2 – RELAÇÕES ESPACIAS ENTRE SUPERFÍCIES DE EROSIÃO E SEDIMENTAÇÃO  
 FONTE: BIGARELLA e MOUSINHO (1965)

No início da aplicação da teoria às superfícies, Bigarella e Ab'Sáber (1964) e Bigarella, Mousinho e Silva (1965a) identificaram um pedimento como P<sub>3</sub>, cuja feição seria a mais antiga, relacionada à glaciação Nebraskan. Entretanto, posteriormente, admitiu-se que essas áreas, identificadas como pedimento P<sub>3</sub>, faziam parte de um pediplano do Pd<sub>1</sub>.

O Quadro 1 mostra a nomenclatura adotada para as superfícies de aplanamento relacionando-as à época de sua formação e à testemunhos identificados na paisagem.

Conforme Bigarella *et al.* (2003), o Pd<sub>1</sub> designa um aplanamento mais generalizado que resulta da coalescência de pedimentos de vários alvéolos ou compartimentos. Assim, com a coalescência, forma-se uma única superfície e aquela feição anteriormente classificada como P<sub>3</sub>, passou a ser reconhecida como o pediplano do Pd<sub>1</sub>.

No início da elaboração do Pd<sub>1</sub> a paisagem encontrava-se intensamente dissecada por um período úmido anterior. Com a mudança climática para o semiárido o manto de intemperismo foi transportado para depressões do terreno por movimentos de massa e corridas de lama, entulhando a calha de drenagem. A contínua agradação do vale elevou o nível de base local, o qual passou a controlar os processos de morfogênese mecânica, responsáveis pela elaboração do

pediplano. Estabeleceu-se um equilíbrio entre o fornecimento de material das vertentes e a remoção pela calha de drenagem (BIGARELLA; MOUSINHO, 1965).

Superfícies / Cronologia		Características / Testemunhos
P <sub>1</sub>	Quaternário	Foram identificados nas serras do Iquererim e São João, em Garuva na divisa dos estados do Paraná e Santa Catarina. No Paraná foram encontrados na Região Metropolitana de Curitiba, embutidos no Pd <sub>1</sub> .
P <sub>2</sub>		
Pd <sub>1</sub>	Pediaplano mais recente, do Plio-Pleistoceno (Quaternário).	No interior do Brasil forma depressões interplanálticas, inclinando-se ligeiramente para jusante das principais calhas de drenagem. Na região costeira inclina-se suavemente na direção do oceano. Seus remanescentes, apesar de não apresentarem continuidade espacial, podem ser observados do Rio Grande do Sul ao Amazonas. Na superfície de Curitiba, sobre a Formação Guabirota, a Formação Tinguis* constitui um depósito desse pediplano. No Primeiro Planalto paranaense sua altitude pode atingir 900 m ou mais.
Pd <sub>2</sub>	Do Terciário Médio, considerado Mioceno Superior a Plioceno Inferior.	Raramente apresenta superfície de cimeira, sendo geralmente intermontano. Constitui grandes e velhos alvéolos dissecados correspondentes à fase mais antiga de formação de compartimentos alveolares nas terras elevadas do Brasil Sudeste e Meridional. No Paraná, os depósitos da superfície de Curitiba, Formação Guabirota, são correlativos desse pediplano. As altitudes do Pd <sub>2</sub> variam entre 1000 e 1100 m, aproximadamente.
Pd <sub>3</sub>	Pediaplano mais antigo, elaborado no Eoceno (Terciário).	Preservado em algumas regiões como superfície de cimeira. No Paraná essa superfície constitui a parte de cimeira dos velhos planaltos paranaenses, possuindo remanescentes retrabalhados em alguns maciços elevados no reverso continental da Serra do Mar e nos reversos da Serrinha e da Serra da Esperança. Em São Paulo recebeu o nome local de superfície das cristas médias ou Japi. Na Serra do Mar paranaense os remanescentes ocorrem em altitudes que vão desde 1200 m até acima de 1800 m.

Legenda: Pd = pediplano; P = pedimento.

QUADRO 1 – CLASSIFICAÇÃO DAS SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO

FONTE: Adaptado de AB'SÁBER e BIGARELLA (1961a) e BIGARELLA *et al.* (2003)

NOTA: \* Becker (1982).

Os remanescentes da calha de drenagem encontram-se nas proximidades das margens da bacia como altos terraços (Tpd<sub>1</sub>), os quais correspondem lateralmente ao pediplano Pd<sub>1</sub>. Esses altos terraços são sustentados por depósitos de cascalho, cujos seixos são arredondados a subarredondados, devido a consecutivos retrabalhamentos pela passagem em várias bacias. A natureza arredondada dos seixos dos terraços contrasta com aquela angular a subangular, dos seixos do pedimento detrítico (BIGARELLA; MOUSINHO, 1965).

No pediplano Pd<sub>1</sub> há dois pedimentos embutidos, o P<sub>2</sub> e o P<sub>1</sub>. Esses pedimentos, por sua vez, estão correlacionados a níveis de terraços fluviais, o Tp<sub>2</sub> e o Tp<sub>1</sub> (Figura 1).

Posteriormente à elaboração do Pd<sub>1</sub> teve início uma fase climática úmida que dissecou o pediplano. O material sedimentado durante a pediplanação foi removido formando soleiras que atuaram como níveis de base locais. A bacia original foi subdividida formando bacias menores (alvéolos) (BIGARELLA, *et al.* 2003).

À esta fase, sobreveio outra semiárida promovendo degradação lateral com a formação do pedimento P<sub>2</sub> nos alvéolos. Apenas as principais soleiras exerceram o controle como níveis de base locais, ao passo que as demais foram eliminadas pela degradação lateral.

Nova época climática úmida sucedeu após o modelamento do pedimento P<sub>2</sub>, cujos remanescentes estão preservados em vários lugares, normalmente como ombreiras. Novos níveis de soleiras se formaram nas bacias, sendo que muitas dessas soleiras viriam a se tornar níveis de base locais na época semiárida seguinte. Nesta nova época semiárida, teve origem o pedimento P<sub>1</sub>. Da bacia do P<sub>2</sub> originaram-se várias outras menores, aumentando a quantidade de compartimentos em processo de pedimentação (BIGARELLA, *et al.* 2003).

Nova época úmida vigorou após a elaboração do P<sub>1</sub>, dissecando o relevo. Assim como o P<sub>2</sub>, os remanescentes do P<sub>1</sub> encontram-se como ombreiras nas vertentes. As fases semiáridas posteriores não foram tão intensas e/ou longas a ponto de promover novos níveis de pedimentos, formando apenas dois níveis de baixos terraços de cascalho, o Tc<sub>2</sub> e o Tc<sub>1</sub>, constituindo o plaino aluvial (Figura 1). Houve denudação acelerada das vertentes com acúmulo de detritos no fundo do vale por movimentos de massa. O material fino foi removido, ficando concentrado o material rudáceo (BIGARELLA, *et al.* 2003).

A predominância de climas úmidos após a última glaciação causou dissecação generalizada da paisagem. Flutuações climáticas para o seco originaram processos de solifluxão com a formação de linhas de pedra e depósitos arenosos em rios anastomosados. Os colúvios das vertentes se acumularam junto aos depósitos aluviais das planícies de inundação e o material de solifluxão e do escoamento difuso superficial penetrou no plaino aluvial originando rampas colúvio-aluvionares (BIGARELLA, *et al.* 2003).



### 2.1.1 Modelo conceitual de origem e evolução das superfícies de aplanamento

No hemisfério Norte, durante o Pleistoceno, os períodos glaciais com o conseqüente avanço do gelo e os períodos interglaciais, com o recuo do gelo, corresponderam respectivamente aos climas semiárido e úmido no hemisfério Sul. Deste modo, dois conjuntos de processos atuaram alternadamente na esculturação do relevo no Brasil: a paisagem foi submetida à degradação lateral em clima semiárido e à dissecação em clima úmido.

Assim, nos períodos semiáridos, sob degradação lateral, as superfícies sofreram aplanamento e nos períodos úmidos, sob intensa erosão, as superfícies aplanadas foram dissecadas: “entre as épocas de pedimentação, nos períodos interglaciais prevaleceram condições de climas úmidos responsáveis pela dissecação dos aplanamentos” (BIGARELLA *et al.*, 2003, p. 1159) o que fez com que tais feições aparecessem como níveis embutidos e escalonados nas vertentes:

das superfícies aplainadas elaboradas nas épocas semi-áridas restam na paisagem apenas remanescentes, formando ombreiras de inclinação pequena a média. As épocas úmidas provocaram dissecações das quais restam as vertentes mais íngremes (BIGARELLA; MOUSINHO e SILVA, 1965a, p. 107).

Durante a vigência de clima úmido desenvolve-se um manto de intemperismo, principalmente a partir da alteração química das rochas, sobre o qual a floresta se expande. Com condições de umidade constante, o regime fluvial torna-se permanente, ocorrendo um progressivo aumento da descarga média dos rios. A capacidade de transporte aumenta entalhando o leito com o rebaixamento do nível de base local (BIGARELLA, *et al.* 2003).

Na transição para um clima mais seco, a floresta se retrai, sendo substituída por formações menos densas como a caatinga e o cerrado. Os solos menos protegidos são erodidos rapidamente. Com um regime de chuvas concentradas os canais de drenagem tendem ao tipo intermitente, apresentando grandes variações em sua descarga.

Com a predominância de um clima mais seco, os movimentos de massa e o escoamento superficial removem o regolito quimicamente alterado. Os sedimentos transportados obstruem alguns pontos dos canais de drenagem elevando o nível de

base local. A rocha fica exposta a novos processos de intemperização, ocasião em que a degradação mecânica é intensificada.

A variação climática para o seco poderia implicar um período semiárido longo, no qual o mecanismo de evolução das vertentes mudaria radicalmente. Por outro lado, a variação poderia ser uma flutuação curta para a aridez, ainda dentro da fase climática úmida. Nesse caso, o mecanismo estaria relacionado à remoção do manto de intemperismo, sem ocorrência significativa de morfogênese mecânica (BIGARELLA, *et al.* 2003).

As oscilações climáticas promovem um processo policíclico de erosão, deixando no relevo testemunhos em forma de patamares, ombreiras e terraços (BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 1965a; BIGARELLA *et al.*, 2003), feições estas, que estão relacionadas à formação dos pedimentos e pediplanos.

Tal processo de esculpimento do relevo é sugerido em modelo apresentado por Bigarella, Mousinho e Silva (1965a), o qual parte de um quadro climático de semiaridez, onde a paisagem se apresenta em forma de uma superfície aplanada, como mostra o bloco diagrama I da Figura 3.

Curtas flutuações climáticas para o úmido provocam ligeiro abaixamento do nível de base local, reafeiçoando a superfície (blocos diagramas II e III da Figura 3). Estas curtas flutuações predizem uma nova condição climática, onde a umidade prevalece e os processos erosivos são determinados por esta condição, havendo dissecação generalizada da antiga superfície aplanada (bloco diagrama IV da Figura 3), caracterizando-se, então como uma paleosuperfície. Em condições de maior umidade os processos erosivos ocorrem verticalmente, facilitados pela combinação da estabilização das encostas pela cobertura vegetal e aprofundamento do manto de intemperismo (BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 1965a).

Seguem-se então curtos períodos oscilantes de aridez ainda no domínio climático de umidade, favorecendo o alargamento dos vales e processos de aluviação e colúviação (bloco diagrama V da Figura 3).

Novamente, com os curtos períodos de semiaridez dentro do quadro climático úmido, inicia-se nova fase climática semiárida. Nesta nova fase os processos erosivos voltam a se desenvolver lateralmente. Os sedimentos provenientes da remoção do manto de intemperismo são depositados nos vales. É elaborada uma superfície pedimentar (bloco diagrama VI da Figura 3).

Novamente, curtas flutuações climáticas para o úmido dentro da época semiárida causam ligeiro rebaixamento do nível de base local, reafeiçoando a superfície pedimentar (bloco diagrama VII da Figura 3). Com a transição para um quadro de clima úmido, novamente ocorre a dissecação do relevo de forma vertical (bloco diagrama VIII da Figura 3).

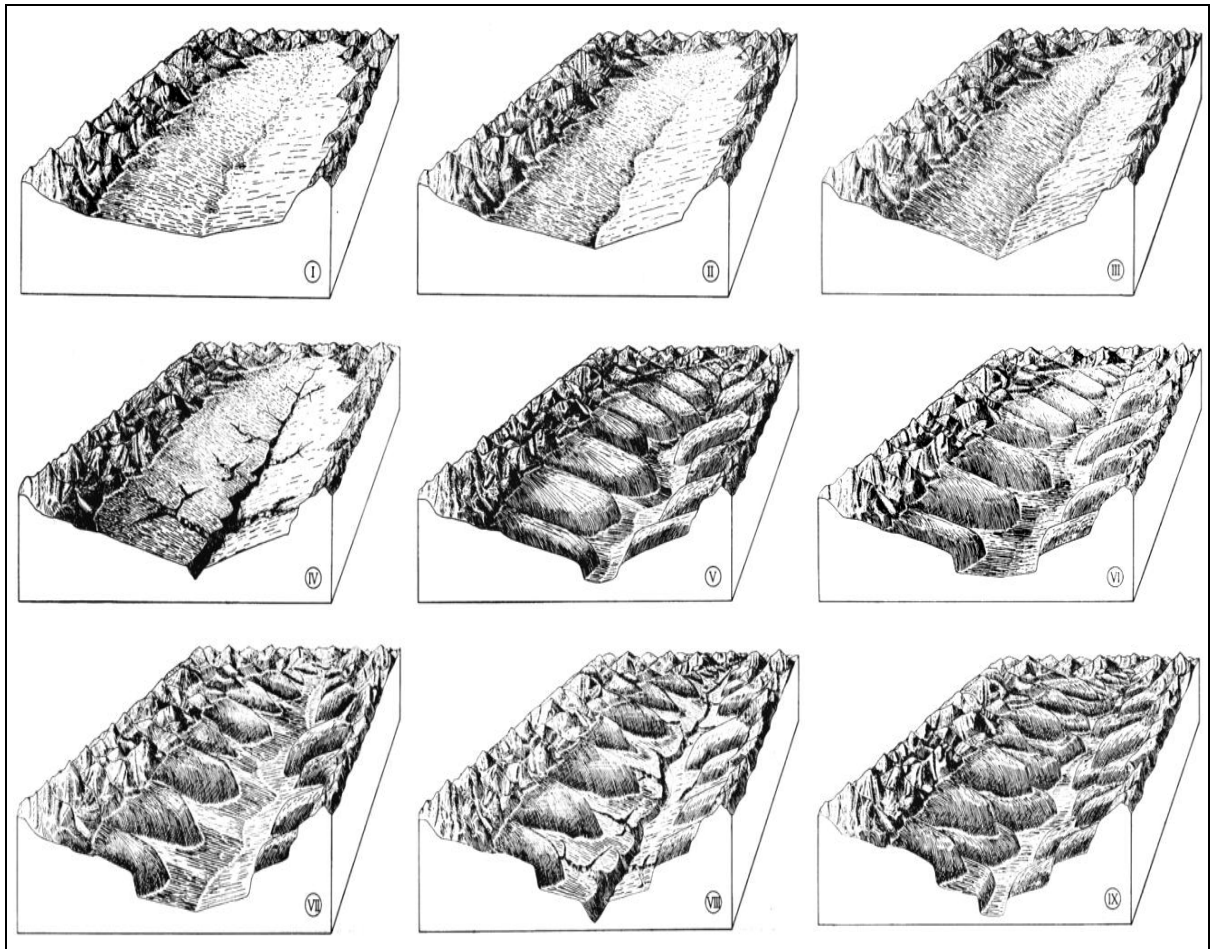


FIGURA 3 – ESQUEMA DE EVOLUÇÃO DO RELEVO EM BLOCOS DIAGRAMAS  
 FONTE: BIGARELIA, MOUSINHO e SILVA (1965a)

Esta nova fase úmida é então influenciada, novamente, por períodos de semiaridez, favorecendo processos erosivos laterais, o que acarretaria no alargamento e entulhamento dos vales (bloco diagrama IX da Figura 3).

A evolução policíclica do relevo condicionada pelo clima origina feições testemunhos das oscilações climáticas pretéritas, cujos indícios podem ser encontrados em depósitos correlativos de feições superficiais. Esses depósitos podem ser rudáceos, arenáceos, ou ainda siltico-argilosos. A ocorrência de colúvio,

estruturas sedimentares e relevos residuais também podem indicar a natureza de paleoclimas.

As feições de caráter deposicional, residual e erosional ora designadas “indicadores paleoclimáticos”, são predominantemente quaternárias. As suas principais características estão descritas a seguir, com base em Bigarella e Mousinho (1965), Guerra e Guerra (2006), Bigarella, Leprevost e Bolsanello (1985), Bigarella, Becker e Santos (2007) e Bigarella, Becker e Passos (2007):

- **depósitos rudáceos:** são subdivididos em brecha sedimentar e conglomerado. São depósitos formados por fragmentos grosseiros, maiores que areia (> 2 mm), ou seja, seixos ou blocos, designados fenoclastos. O grau de arredondamento dos fenoclastos define dois tipos de depósitos rudáceos: as brechas (com predomínio de fragmentos angulosos) e os conglomerados (onde predomina fragmentos subarredondados a arredondados). A brecha indica que o transporte dos fragmentos foi pequeno ou quase inexistente. São consideradas brechas sedimentares o cascalho residual acumulado nas vertentes e os depósitos de talus (litificados) no sopé dos terrenos íngremes. Esses depósitos são típicos de clima semiárido, de regiões desérticas ou polares. As brechas também podem se originar de movimentos de massa oriundos de desmoronamentos subaéreos ou escorregamentos subaquáticos em ambiente lacustre ou fluvial.
- **depósitos arenáceos:** são constituídos principalmente por areia com granulometria entre 0,062 e 2 mm. O quartzo é o mineral mais abundante nos arenitos, podendo ocorrer feldspato e mica e outros. Possuem coloração branca, castanha, cinzenta, amarelada e avermelhada. Geralmente apresentam-se bem selecionados e estratificados, muitas vezes com estratificação cruzada, marcas de ondulação, concreção e fósseis. Os arenitos são formados em vários ambientes de sedimentação: marinho, lacustre, praias, estuarino, fluvial, eólico e periglacial. São considerados arenitos limpos aqueles formados por correntes que, durante o transporte, lavam e selecionam bem as areias. Já os arenitos impuros, constituídos por material detrítico heterogêneo, ocorrem quando não há condições para seleção granulométrica e mineralógica, ou seja, quando as correntes são lamacentas e a deposição é rápida. Um depósito arenáceo que apresente estratificação cruzada

com ângulos grandes<sup>8</sup> indica que o depósito foi originado em ambiente desértico, na forma de dunas.

- **depósitos siltico-argilosos:** ocorrem com frequência entre rochas sedimentares. Caracterizam-se por grãos finos, tipo silte (0,004 a 0,062 mm) e argila (< 0,004 mm) e sedimentos constituídos por minerais originados do intemperismo ou produzidos no próprio ambiente. Em alguns depósitos pode ser encontrado material orgânico em abundância, na forma de lama carbonosa, conchas calcíticas ou aragoníticas de foraminíferos, ou opala nas estruturas das diatomáceas e dos radiolários e nas espículas das esponjas.
- **colúvio:** encontrado nas encostas das vertentes, é formado por depósitos soltos e incoerentes, originados do deslocamento do elúvio (produto da alteração da rocha in situ). O elúvio transforma-se em colúvio quando perde suas características originais ao sofrer escorregamento. O colúvio também pode ser do tipo colúvio-aluvionar, quando predominam os processos de escoamento superficial das águas nas vertentes. Nos cortes de estradas do Brasil sudeste e meridional, geralmente há sequências de dois ou três colúvios, frequentemente separados por linhas de pedras ou de seixos. A ocorrência destas linhas sobre colúvio indica que anteriormente o colúvio era mais espesso. A coloração do solo (colúvio), entre outros aspectos morfológicos, também pode indicar paleoclimas. Sob condições de climas quentes, a cor dos solos mais antigos é, normalmente, mais vermelha que a dos solos mais recentes. A cor dos solos deve-se principalmente aos óxidos de ferro, ao conteúdo de matéria orgânica e/ou ao conteúdo de sílica. Via de regra, a cor vermelha associa-se aos óxidos de ferro pouco hidratados, indicando boa drenagem interna; a cor amarela a castanha deve-se a presença de óxidos de ferro hidratados (limonita); na associação de solos amarelados e avermelhados, os primeiros situam-se na parte superior do perfil, estendendo-se para as partes inferiores da encosta onde são mal drenados; a cor cinzenta é freqüente em solos saturado com água; a cor preta geralmente indica condições pantanosas, com redução do ferro e abundância de húmus.

---

<sup>8</sup> Sobre a morfologia e classificação de estratificação cruzada, Suguio (2003) refere-se a diferentes ângulos para determinados ambientes: em praias, mergulhos de baixo ângulo (2° a 6°, até 7° a 10°); em bancos costeiros, mergulhos mais fortemente para o continente (16° a 20°) e mais suavemente para o mar (4° a 5°); em dunas eólicas, descritas por Mckee (1966) e Bigarella (1972), mergulhos fortes (até acima de 30° a 35°).

- **alúvio:** detritos ou sedimentos de qualquer natureza transportados e depositados pelos rios. O material é arrancado das margens das vertentes e levado em suspensão pelas águas dos rios, acumulando-se em bancos, constituindo os depósitos aluvionares. Esses depósitos podem aparecer elevados na vertente de um vale [como vestígios de um antigo nível de base de aplanamento] testemunhando o afundamento do talvegue. Sua composição é areia, seixos de diversos tamanhos, silte e argila. As aluviões podem ser: recentes, quando aparecem, por exemplo, no leito maior do rio; ou antigas, as dos terraços escalonados de ambos os lados do rio.
- **estruturas sedimentares:** os principais aspectos da organização interna do sedimento são apresentados pelas estruturas primárias. Estas dependem da velocidade da corrente e da grandeza da sedimentação (dada pelo suprimento de sedimentos e pelo equilíbrio entre erosão e deposição). Caracteristicamente, as rochas sedimentares são depositadas em estratos ou camadas mais ou menos paralelas e diferem em composição, textura, dureza, coesão ou cor. A estratificação cruzada é identificada pela disposição dos estratos, ou seja, em ângulos diversos do plano horizontal ou da inclinação original da rocha. É característica de formações depositadas em ambiente subaquático, como o Arenito Furnas, ou ambiente eólico, como o Arenito Botucatu. As estruturas também podem ser classificadas como de fluxo, produzidas por erosão e escavação das camadas durante a deposição; ou deformacionais, as quais podem ser desenvolvidas nos escorregamentos (camadas dobradas, contorcidas, convolutas, falhadas e brechas) ou são de recalque e de carga. Constituem exemplos de estruturas: marcas ondulares, marcas ravinóides, gretas de contração, estruturas químicas, nódulos, concreções, estrutura de cone-em-cone, estilólitos e estruturas de origem orgânica. As estruturas podem contribuir na interpretação de ambientes de sedimentação, indicando o sentido de paleocorrentes ou sugerindo condições paleoclimáticas da época de deposição.
- **linhas de pedra:** constituem paleopavimentos detríticos rudáceos localizados em subsuperfície, podendo intercalar estratos de colúvios ou estar entre elúvio e colúvio. É constituída por material rudáceo composto principalmente de quartzo e quartzito, podendo ocorrer fenoclastos de rochas alteradas como xistos, granitos e migmatitos. Estes fenoclastos podem ser de grandes dimensões, tornando as linhas de pedra de espessura variável, podendo atingir mais de 1,5 m. A composição litológica varia com a natureza das rochas locais, sendo que os fragmentos são angulares a subarredondados, podendo ocorrer concreções, fragmentos de

duricrostas e cimentação com óxidos de ferro. Nos ambientes tropicais úmidos os seixos de quartzo são predominantes devido à maior resistência ao intemperismo químico. O paleopavimento ocorre em todo Brasil separando os eventos pré-pavimentação e pós-pavimentação, estabelecendo-se como um registro da última fase seca ocorrida amplamente em quase todo o país. O paleopavimento encontra-se soterrado por material oriundo de clima úmido posterior, havendo a possibilidade de ter existido mais de uma fase de formação de paleopavimentos, sendo que as condições de desenvolvimento não foram tão severas ou extensas quanto àquelas que originaram pedimentos e pediplanos.

- **paleossolos:** podem representar um solo inumado, relíquia (residual) ou exumado. O residual ocorre em superfícies mais elevadas que nunca foram soterradas por material mais recente, como o topo de chapadas. O inumado ocorre onde a superfície do terreno foi recoberta por depósitos coluviais e/ou aluviais mais recentes e tem suas características, em grande parte, fossilizadas. Em determinados perfis pode-se reconhecer períodos de estabilidade da paisagem com formação de solos, alternados com períodos de erosão e/ou deposição. Os paleossolos aparecem cortados por inconformidades erosivas interrompendo a atividade pedogênica e a possível ocorrência de linhas de pedras atesta fases erosivas intensas e a sedimentação de detritos nas vertentes. As evidências comprovam que os paleossolos se desenvolveram principalmente durante as épocas interglaciais quaternárias, sendo que a presença de um paleossolo representa um período de estabilidade no conjunto das sequências de ciclos de erosão e /ou deposição excessiva, características das fases resistísticas.
- ***inselbergs*:** correspondem a relevos residuais, ocorrendo como colinas isoladas ou em grupos residuais de colinas, sobressaindo-se em uma superfície aplainada de erosão, numa superfície pediplanizada. Possuem formas rochosas sem manto de alteração, podendo ocorrer cobertura detrítica de talus. Geralmente é formado por rocha resistente como o granito. Sua origem está relacionada ao recuo paralelo das vertentes durante as fases de pedimentação e pediplanação, podendo ser considerado o produto final da pedimentação. Há *inselbergs* com a forma dômica (*bornhardt*) e com a forma de matacões (*tors*), além de outras formas residuais.
- **fósseis:** de natureza vegetal e animal também podem constituir indicadores paleoclimáticos, uma vez que a existência de determinadas espécies está relacionada a condições ambientais específicas, como climas frios ou quentes.

Ressalta-se, entretanto, que para uma interpretação paleoclimática ou paleoambiental, na possível ocorrência de um ou mais indicadores, faz-se necessária a correlação entre os registros encontrados, não devendo os mesmos ser considerados como fato isolado, mas no aspecto da paisagem como um todo, buscando contextualizá-los à época de sua formação.

A eventual ocorrência de indicadores paleoclimáticos pode levar à compreensão de fenômenos paleoambientais que interferiram na evolução policíclica do relevo, originando as superfícies de aplanamento.

## 2.2 UNIDADES FISIAGRÁFICAS NO ESTADO DO PARANÁ

As unidades fisiográficas Litoral, Serra do Mar, Primeiro Planalto, Segundo Planalto ou Planalto de Ponta Grossa e Terceiro Planalto ou Planalto do Trapp do Paraná, têm seus limites favorecidos por linhas orográficas. Maack (2002) identificou estas linhas como Serra do Mar (zona de serra que acompanha a grande escarpa de falha do complexo cristalino), escarpa Devoniana (formada por arenitos devonianos) e escarpa Triássico-jurássica (separa a região dos sedimentos paleozóicos das formações do Mesozóico, abrangendo do Uruguai ao Estado de Goiás no Brasil. No Paraná recebe a denominação Serra da Boa Esperança):

(...) devido aos seus grandes rios limítrofes e lineamentos orográficos, o Estado do Paraná tem limites nítidos e, dentro desta região, zonas de paisagem natural. A divisão destas zonas baseia-se na posição das escarpas, vales de rios e divisores de água, assim como no caráter fisiográfico unitário da paisagem dentro de tais limites naturais. (...) salienta-se o traço mais evidente no aspecto da superfície do Estado do Paraná, ou seja, a divisão em duas grandes regiões naturais: o litoral e os planaltos do interior. O limite entre o litoral e o interior é dado pela frente da grande escarpa de falha com uma série de pedimentos, orientados em direção ao mar. Esses pedimentos significam uma variação de clima semi-árido com épocas úmidas durante o pleistoceno. J.J. Bigarella e sua equipe diferenciam três pedimentos (...) (MAACK, 2002, p.108).

O modelado do relevo abrangido pelo território paranaense é resultado dos sistemas hidrográficos, movimentos epirogênicos e tectônicos e da influência das alterações climáticas (MAACK, 2002). Embora Maack (2002) tenha considerado que



as alternâncias climáticas interferem no modelado do relevo, fundamentou sua classificação em aspectos fisiográficos e processos geológicos, subdividindo o relevo em subzonas de paisagem natural.

Complementarmente a este trabalho clássico de Maack (2002), foi realizado pela Mineropar e UFPR (2006) um levantamento morfoestrutural e morfoescultural do relevo do território paranaense, o qual foi publicado no Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná.

De acordo com a Mineropar e UFPR (2006), as unidades morfoestruturais estão relacionadas à influência do substrato geológico no relevo, enquanto as unidades morfoesculturais se relacionam, basicamente, às relações entre a natureza das rochas e a ação do intemperismo.

Com base no levantamento realizado, o relevo foi classificado em unidade morfoestrutural, unidade morfoescultural e subunidade morfoescultural. As semelhanças entre as classificações de Maack (2002) e da Mineropar e UFPR (2006) podem ser verificadas no Quadro 2.

A morfoestrutura e a fisiografia são determinantes nestas duas classificações do relevo paranaense, não sendo consideradas as superfícies de aplanamento de morfogênese paleoclimática.

De fato, as linhas estruturais sobressaem no modelado quando o mesmo é analisado em escalas pequenas, o que sugere uma identificação das unidades enfatizando-se a compartimentação da paisagem. Entretanto, a análise mais detalhada do relevo mostra o predomínio do relevo modelado pela ação das alternâncias climáticas.

Além dessas subdivisões, as paisagens paranaenses também podem ser identificadas a partir do domínio morfoclimático e fitogeográfico, entendidos como:

(...) um conjunto espacial de certa ordem de grandeza territorial – de centenas de milhares a milhões de quilômetros quadrados de área – onde haja um esquema coerente de feições de relevo, tipos de solos, formas de vegetação e condições climático-hidrológicas. Tais domínios espaciais, de feições paisagísticas e ecológicas integradas, ocorrem em uma espécie de área principal, de certa dimensão e arranjo, em que as condições fisiográficas e biogeográficas formam um complexo relativamente homogêneo e extensivo. A essa área mais típica e contínua – via de regra, de arranjo poligonal – aplicamos o nome de área core, logo traduzida por área nuclear (...) (AB'SÁBER, p. 12, 2003)

UNIDADE MORFOESTRUTURAL	Planícies Sedimentares Cenozóicas	Cinturão Orogênico do Atlântico		Bacia Sedimentar do Paraná	
		Serra do Mar	Primeiro Planalto Paranaense	Segundo Planalto	Terceiro planalto
<b>UNIDADE MORFOESCULTURAL E/OU ZONAS DE PAISAGEM NATURAL</b>	Planícies / Litoral				
<b>SUB-ZONAS NATURAIS</b> (Maack, década de 1940)	Planície Litorânea	Zona Montanhosa Litorânea	Planalto de Curitiba Região Serrana do Açungui Planalto de Maracanã	Região Ondulada do Paleozóico Região das Mesetas do Mesozóico	Planaltos de Cambará e São Jerônimo da Serra Planalto de Apucarana Planalto de Campo Mourão Planalto de Guarapuava Declive do Planalto de Palmas
<b>SUB-UNIDADE MORFOESCULTURAL</b> (Mineropar e UFPR, 2006)	Planície Litorânea e Planícies Fluvio-Marinhas, Planícies Fluviais	Morros Isolados Costeiros, Rampas de Pré-Serra e Serras Isoladas, Serra do Mar Paranaense e Blocos Soerguidos da Serra do Mar	Blocos Soerguidos do Primeiro Planalto Paranaense, Planalto do Complexo Gnáissico-Migmatítico, Planalto Dissecado de Adrianópolis, Planalto de Curitiba, Planalto do Alto Iguaçu, Planalto Dissecado de Tunas do Paraná, Planalto Dissecado de Rio Branco do Sul, Planalto Dissecado do Alto Ribeira, Planalto do Alto Jaguariava, Planalto de Castro	Planaltos: de São Luiz do Purunã, de Jaguariava, de Tibagi, de Ponta Grossa, de Guatá, de São Mateus do Sul, de Iratí, Planaltos Residuais da Formação Teresina, Planalto de Prudentópolis, Planaltos Residuais da Formação Serra Geral, planaltos do Alto Ivaí, de Cândido de Abreu, de Ortigueira, de Santo Antônio da Platina, do Médio Cinzas, de Carlópolis	Planaltos: de Pitanga/Ivaiporã, do Foz do Areia, de Clevelândia, de Palmas/Guarapuava, do Alto/Médio Pirquiri, de Apucarana, de Londrina, do Médio Parapanema, de Maringá, de Campo Mourão, de Paranavai, de Umuarama, de Cascavel, do Baixo Iguaçu, de Francisco Beltrão, do Alto Capanema, do São Francisco de Foz do Iguaçu

QUADRO 2 – CLASSIFICAÇÃO DAS UNIDADES DE PAISAGEM NO PARANÁ

FONTE: Baseado em MAACK (2002) e MINEROPAR e UFPR (2006)

Reconhece-se na fitogeografia (e na biogeografia) uma forma de caracterização da paisagem e onde podem ser encontrados bioindicadores de paleoambientes (relictos, enclaves e redutos), os quais podem reforçar a forte influência da morfoclimatologia no modelado do relevo. Entretanto, neste estudo são enfatizadas as condições físicas da paisagem, mais especificamente as superfícies aplanadas e, eventualmente, o que as relaciona aos paleoclimas, como os indicadores paleoclimáticos anteriormente descritos.

Ab'Sáber (2003) identificou seis grandes domínios paisagísticos no Brasil, dentre os quais, dois são encontrados nas unidades fisiográficas do território paranaense: os “mares de morros”<sup>9</sup> florestados (áreas mamelonares tropical-atlânticas) e os planaltos das araucárias (planaltos subtropicais).

O domínio dos “mares de morros” é uma área de profunda decomposição das rochas e intensa mamelonização topográfica ocorrida regionalmente em todo o Brasil. É uma paisagem que se estende por centenas de milhares de quilômetros quadrados, refletindo a ação dos processos morfoclimáticos tropicais úmidos, com uma amplitude hipsométrica superior a 1000 m. Configura-se como a região sujeita aos mais fortes processos de erosão e movimentação de solos do país (AB'SÁBER, 2003).

No domínio dos planaltos das araucárias ocorre ligeira mamelonização nos terrenos cristalinos gnáissicos decompostos na região da bacia de Curitiba. Na estrutura superficial da paisagem há colúvios com várias ocorrências de *stone lines* (AB'SÁBER, 2003).

Apesar de se ressaltar a morfogênese climática nesta tese, reconhece-se o papel da tectônica na compartimentação topográfica paranaense. Dentre os aspectos relevantes da tectônica na morfoestrutura, há os movimentos que provocam levantamentos e rebaixamentos de áreas continentais e são classificados como orogênico, epirogênico e isostático. Esses movimentos deformaram a plataforma Sul-americana, a qual, segundo Bezerra *et al.*<sup>10</sup>, 1991, *apud* Ab'Sáber

---

<sup>9</sup> Para Pierre Defontaine os granitos do modelado do relevo do Brasil Tropical Atlântico não pareciam com “pães de açúcar”, mas com “meias laranjas” ou “cascos de tartaruga”. As paisagens cheias dessas calotas dão um aspecto de agitação marítima, definido pela expressão “mar de morros” (AB'SÁBER, 2003).

<sup>10</sup> BEZERRA, P.E.L. *et al.* Geologia. (Região Norte). In: **Geografia do Brasil**. M.E.F. e Plan. IBGE. Rio de Janeiro, v. 3, p.27-46, 1991.

(1998) abrange elementos tectônicos de menor ordem, nos quais estão incluídos os crátons, as faixas de dobramentos e as bacias intracratônicas.

Diversos eventos tectônicos afetaram a plataforma Sul-americana, a qual teve início no Pré-Cambriano e se consolidou na era Paleozóica. Situado nesta plataforma, o território brasileiro tem um embasamento arqueano que representa cerca de 60% de seu território e aflora em três grandes áreas de escudos – Guianas, Brasil Central e Atlântico – intercaladas por coberturas de sedimentos fanerozóicos. Ciclos orogênicos e termotectônicos acometeram a plataforma em três eventos de natureza transpressional.

Ao longo de toda a fachada atlântica brasileira, fossas *rift-valeys* e montanhas de blocos falhados representam um sistema periférico de fragmentação tectônica. O território brasileiro sofreu amplos soerguimentos pós-cretácicos nas áreas cratônicas e sedimentares paleozóicas, sendo que simultaneamente, a bacia amazônica ocidental sofreu diversas retomadas de subsidência (AB’SÁBER, 1998).

Em regiões que sofreram glaciações pleistocênicas, movimentos glácio-isostáticos atuam num processo de acomodação, provocando soerguimentos. Durante essas glaciações a água ficou mais concentrada nas calotas polares e as plataformas continentais estiveram expostas a ação do intemperismo. Ocorreram então processos erosivos e sedimentares nas plataformas, as quais foram posteriormente recobertas por transgressões marinhas (BIGARELLA, comunicação pessoal).

O padrão de variação dos níveis do mar em função da glácioeustasia possui uma clara correlação com fatores climáticos. Para Bigarella (comunicação pessoal), todos os outros fenômenos que interferem nas flutuações dos níveis marinhos parecem ser demasiadamente lentos, sendo então mascarados pelas mudanças controladas pelo clima, exceto em certas regiões tectonicamente mais instáveis do planeta. Por outro lado, existe uma relação entre as intensidades de radiação solar máxima e de fusão máxima das geleiras, embora se deva admitir um fator de defasagem entre os dois fenômenos de cerca de 10.000 anos. Este número foi obtido da comparação de dados paleobotânicos com os registros eustáticos.

As flutuações eustáticas marinhas são influenciadas por fatores que afetam todo o planeta: a) climático – períodos glaciais e interglaciais acarretam mudanças glácio-eustáticas; b) tectônico – variação de volume nas bacias oceânicas leva a mudanças tectono-eustáticas; c) gravitacional – apesar de ocorrerem ao mesmo

tempo, variam em amplitude e sentido, podendo ser ascendente ou descendente e originam as mudanças geóido-eustáticas. Contudo, a eustasia aplica-se apenas para áreas absolutamente estáveis, ou ainda, em uma área em emersão, desde que o fator isostático seja bem conhecido para possibilitar uma discriminação de ambos (MÖRNER, 1977).

Apesar de comprovada a existência de flutuações marinhas provocadas pelos movimentos glácio-eustáticos, muito pouco se conhece sobre a associação desses movimentos com os movimentos epirogênicos e tectônicos, bem como, sobre as variações pleistocênicas do nível do mar no Brasil. As evidências de nível mais baixo foram encontradas nos sedimentos da Formação Graxaim, no Rio Grande do Sul e, do Mioceno Inferior, em Alexandra no Paraná.

Segundo Bigarella (comunicação pessoal), estas formações, de fácies continental, são encontradas na superfície, bem como até profundidades situadas a cerca de 100 m abaixo do nível atual do mar. Este nível baixo do mar corresponderia a uma regressão marinha acompanhada de vigência de época de pedimentação durante uma glaciação miocênica. No Paraná, o nível marinho pleistocênico mais elevado (cerca de 13 m s.n.m.), bem documentado, foi descrito por Bigarella e Freire (1960) no terraço do Morro do Sambaqui.

Suguió (2008) considera que durante o Último Máximo Glacial da última glaciação (na denominação norte-americana Wisconsin e na europeia Würm) o volume de gelo sobre os continentes era o equivalente a 5 a 6% do total de água da Terra, sendo que atualmente o volume é em torno de 2%. Essa diferença reflete os níveis dos oceanos no planeta, os quais se encontravam 80 a 130 m abaixo do atual e as plataformas continentais estavam quase todas emersas.

Estudos de Kowsmann e Costa (1974), Kowsmann *et al.* (1977), Milliman e Barreto (1975), Melo *et al.* (1975), Vicalvi *et al.* (1978), entre outros, referem que as evidências de níveis marinhos entre 15.000 e 9.000 anos AP encontradas na costa brasileira são de caráter sedimentológico, ambiental e morfológico<sup>11</sup>. Datações por

<sup>11</sup> **Sedimentológico:** sedimentos terrígenos lançados na plataforma continental e posteriormente retrabalhados pelo mar tornando-se depósitos praias; **ambiental:** a) oólitos encontrados a -80 e -150 m, b) recifes algálicos e carbonatos biodetríticos, a cobertura sedimentar inconsolidada no fundo da depressão indicou ambiente lagunar de cerca de  $10.620 \pm 300$  anos, c) a natureza fragmentária das conchas de moluscos, a fração grosseira associada e a presença de foraminíferos bentônicos costeiros são indicativos de depósitos residuais (lag deposits) de linhas de praia formados sob condições de alta energia; **morfológico:** cinco posições de antigos níveis marinhos estacionários, representadas por terraços de abrasão marinha: -130m, -110m, -90m, -75m e -40m. Escarpas de

urânio de restos de corais situados abaixo de um terreno arenoso na costa da Bahia sugerem que em uma transgressão pleistocênica o mar atingiu o nível máximo há 120.000 anos.

Nos últimos 7.000 anos as evidências de níveis marinhos encontradas na costa brasileira são do tipo sedimentológico, pré-histórico (sambaquis) e biológico<sup>12</sup>.

No período em que o mar atingiu o nível máximo, formaram-se ilhas barreiras que posteriormente originaram lagunas. Essas lagunas foram isoladas do mar e dessecadas por causa da formação de cordões arenosos regressivos a partir das ilhas em direção ao mar (BIGARELLA, comunicação pessoal).

Apesar de não haver estudos suficientes sobre as evidências dos níveis marinhos pretéritos no Brasil, tem-se uma referência temporal para eventos eustáticos ocorridos entre 15.000 e 9.000 anos que deram origem às sequências sedimentares encontradas hoje nas planícies costeiras do Brasil. São comprovados, entretanto, dois episódios transgressivos: a transgressão Cananéia no Pleistoceno e a transgressão Santos no Holoceno.

Às oscilações marinhas é atribuída a principal causa da sedimentação quaternária nas planícies costeiras brasileiras estudadas até o momento. No litoral do Paraná, as oscilações do nível do mar originaram feições típicas do ambiente de restinga (BIGARELLA, comunicação pessoal).

### 2.2.1 Compartimentação topográfica e morfologia da porção oriental paranaense

A zona litorânea paranaense é formada por um bloco de falha do complexo cristalino que teve origem no período Pré-Cambriano. Morfologicamente os degraus

---

grande extensão regional escavadas em areias transgressivas em forma de lençol, freqüentemente recobertas por lamas holocênicas.

<sup>12</sup> **Sedimentológico:** mapeamentos sistemáticos e datações ao radiocarbono de depósitos de areias marinhas quaternárias acima do atual nível do mar: duas gerações de terraços marinhos construídos após os níveis máximos relacionados a dois diferentes episódios transgressivos nos estados de São Paulo e Bahia. No sul do Rio de Janeiro somente o último episódio transgressivo foi registrado; **pré-histórico:** vários sambaquis ao longo da costa do Brasil construídos pelo homem pré-históricos serviram para determinar níveis do mar holocênicos; **biológico:** numerosas incrustações de *Vermetidae* (gastropodos) e conchas de ostras, além de tocas de ouriços marinhos encontrados pela costa brasileira, e tubos de *Callianassa* em areias marinhas pelistocênicas e holocênicas em São Paulo e na Bahia. Esses animais, situados acima da atual zona de vida, indicam níveis marinhos superiores ao atual.

e blocos isolados sofreram a ação de climas semiáridos e úmidos, alternadamente. Seu aspecto fisiográfico está relacionado a um processo de tectonismo de falha, cujos fenômenos ocorreram durante a formação da cordilheira andina, no Terciário ou final do Cretáceo, atingindo a maior parte da borda leste do continente sul-americano (MAACK, 1947; 1949).

Os dobramentos andinos da cordilheira e a formação da sinclinal rasa da bacia do Paraná desequilibraram a crosta terrestre ocasionando tensões e zonas de abaixamento da borda leste. Este fenômeno provocou a submersão de antigos vales do Terciário ou pré-Terciário e o mar adentrou o continente formando as atuais baías de Paranaguá e Guaratuba (MAACK, 2002).

No Pleistoceno, com a compensação das tensões tectônicas, tiveram início os levantamentos epirogênicos que provocaram regressões das águas oceânicas dos vales submersos, processos de erosão terrestre e sedimentação marinha, sendo que os sedimentos foram depositados sobre a antiga base litológica. Maack (1947), Oliveira e Leonardos (1943) e Ab'Sáber (1955) admitem variações eustáticas do nível do mar (movimentos de fundo oceânico) junto aos movimentos epirogênicos.

Maack (1949) identificou os levantamentos epirogênicos no litoral, determinando até que altura os blocos afundados foram reerguidos. Ele constatou que as marcas mais recentes encontravam-se a 1,30 m e a 3,50 m sobre o nível do mar da preamar. O pesquisador referiu-se às superfícies aplanadas como níveis marinhos muito altos (os registros estariam em terraços, plataformas de abrasão e cavas de ressaca, chegando a atingir 101 m acima do nível atual do mar), os quais, mais tarde, foram considerados remanescentes de antigos pedimentos.

Estudos realizados por Bigarella e Freire (1960) no terraço do Morro do Sambaqui referem que a altitude máxima atingida pelo nível do mar no Pleistoceno foi de 13 m. Para esses autores, os antigos pedimentos não evidenciam níveis mais elevados do mar, mas o oposto, seus depósitos correlativos, representados pela Formação Alexandra, mergulham em direção ao oceano, o que significa um nível do mar mais baixo que o atual.

O Litoral paranaense foi acometido por profundas mudanças ambientais, em função das alterações climáticas quaternárias e das variações eustáticas do nível de base. Amostras de conchas indicam o máximo da transgressão marinha pós-glacial: na Baía de Paranaguá, praia suspensa do Saco da Tambarutaca (cerca 1,5 m acima do nível atual, entre 2.675 - 150 anos); na planície da Praia de Leste, depósito

conchífero natural no canal de retificação do rio Vermelho, afluente da margem esquerda do rio Guaraguaçu (1 a 2 m acima do nível atual, entre 5.690 ± 200 anos); na parte oriental do tómbolo de Caiobá, conchas marinhas encontradas em subsuperfície (nível mais elevado a 3.830 ± 120 anos) (BIGARELLA, 1971).

Nos períodos glaciais, inversamente, o nível marinho esteve mais baixo que o atual. Os sedimentos correlativos dessas épocas afloram na região de Alexandra, município de Paranaguá, nas proximidades da BR 277. Ocorrem em subsuperfície na região de Praia de Leste e embaixo dos sedimentos de fundo da Baía de Paranaguá (BIGARELLA, *et al.* 2008).

A Formação Alexandra é constituída por sedimentos continentais, cujas seqüências foram interpretadas como depósitos terciários por Bigarella, Salamuni e Marques Filho (1959). A seqüência estratigráfica mostra que os sedimentos foram depositados discordantemente sobre gnaiesses do complexo cristalino. Na parte inferior da formação predominam sedimentos arenáceos e rudáceos e no restante, síltico-argilosos e arcóseos. Em Praia de Leste, próximo a linha de costa, os depósitos situam-se entre 30 e 100 m abaixo do nível atual do mar, indicando que o nível do mar esteve, no mínimo, 100 m abaixo do atual. A origem da bacia seria tectônica e os sedimentos provenientes do intemperismo das rochas Serra do Mar.

Numa reinterpretação da Formação Alexandra, Bigarella e Freire (1960) afirmaram que a Formação é composta por sedimentos de uma planície gradacional inclinada para o mar e formada em um momento em que o nível do mar encontrava-se mais baixo que o atual, no Pleistoceno. A deposição ocorreu em condições climáticas rigorosas, em ambiente de *bajada* e *playas*, com a ação predominante de corridas de lama na superposição das camadas. A seqüência sedimentar também mostra a ação de transporte em lençóis, sem o desenvolvimento definido de canais.

A constatação de remanescentes de pedimentos no litoral e nas vertentes leste da Serra do Mar, levou Ab'Sáber e Bigarella (1961a) à conclusão de que a Formação seria anterior aqueles pedimentos, uma vez que os depósitos estavam cortados por uma superfície de erosão de um antigo plano de pedimentação (P<sub>2</sub>). Os níveis de 27 a 30 m de altitude cortando o topo dos sedimentos, cuja origem foi referida como marinha, passaram a ser referidos como resíduos de superfícies de erosão elaboradas em um clima semiárido. Assim, por ser mais antiga que o pedimento P<sub>2</sub>, a Formação foi correlacionada ao pediplano Pd<sub>1</sub>. Atualmente, a



Formação Alexandra é correlacionada à Formação Guararapes do Grupo Barreiras, correlativa ao aplanamento do pediplano Pd<sub>2</sub> (BIGARELLA *et al.*, 2003).

Em então novo afloramento decorrente da construção da rodovia Alexandra-Matinhos (PR 508), Lima e Angulo (1990) identificaram uma camada de lignito de 80 cm de espessura, uma palinoflora com 50 espécies identificadas de algas, fungos, esporos e grãos de pólen, o que tornou possível a atribuição de uma idade relativa ao final do Mioceno Inferior ou ao Mioceno Médio para a Formação.

O lignito sugeriria um ambiente pantanoso, o que necessitaria de um clima que pudesse manter permanentemente um corpo d'água. O conjunto todo indicaria um ambiente de leque aluvial (LIMA; ANGULO, 1990). Para Angulo (2004) a camada de lignito, encontrada em um único afloramento, sugere clima úmido durante a deposição, porém mais seco que o atual.

A Planície Litorânea ou Planície Costeira situa-se ao longo de toda a costa paranaense. Possui aproximadamente de 10 a 20 km de largura aumentando em direção a Paranaguá, aonde chega a atingir em torno de 50 km. Morfologicamente é classificada em: sedimentação marinha (praias e restingas); sedimentação intermediária (manguezais, bancos de areia e lodo); e sedimentação terrígena (aluviões terrestres e dunas eólicas) (BIGARELLA, 1946).

Com altitudes inferiores a 20 m, a Planície Litorânea, foi formada durante os dois últimos episódios transgressivo-regressivos quaternários, relacionados aos ciclos glaciais, sendo um do Pleistoceno Superior e outro do Holoceno (MARTIN; SUGUIO<sup>13</sup>, 1986; LESSA<sup>14</sup> *et al.*, 2000; *apud* ANGULO, 2004).

A frente da Serra da Prata orientada de SSE para NNW constituiu a base para a deposição dos sedimentos quaternários que a partir daí se desenvolveram de SSW para NNE induzidos pelas contracorrentes. Depressões e pequenos rios paralelos à costa desaguavam adaptando-se ao aumento dos sedimentos nessa direção. A sedimentação progressiva impediu que os rios desaguassem diretamente no mar, determinando o direcionamento de sua foz com tendência para o norte. Esta situação originou uma alternância rítmica de taboleiros arenosos e faixas pantanosas que se desenvolveram na Planície Litorânea, na direção SSW-NNE (MAACK, 2002).

<sup>13</sup> MARTIN, L.; SUGUIO, K. Excursion route along the coastal plains of states of Paraná and Santa Catarina. In: Intern. Symp. Sea Level Changes and Quaternary Shorelines. São Paulo, 1986. Special Pub. São Paulo, INQUA, 1, p. 39-124, 1986.

<sup>14</sup> LESSA, G.C.; ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; ARAÚJO, A.D. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. **Marine Geology**, 165, 1-4, p. 87-108, 2000.

A planície da Praia de Leste, por exemplo, é constituída de várias seqüências de cordões litorâneos separados entre si por depressões rasas, frequentemente pantanosas. As depressões, estreitas e alongadas têm largura inferior a 100 m e até 13 km de comprimento, sendo constituídas de sedimentos arenosos e restos de vegetais e matéria orgânica (BIGARELLA, 1946; ANGULO, 2004).

No passado essa planície constituía-se como uma ilha de restinga, onde a lagoa ou laguna do lado interior foi completamente entulhada ligando-se ao continente e causando a perda de seu caráter insular. As partes baixas do interior e os pântanos marinhos são comumente lobados ou em forma de leques entrecortados por canais, nos quais fluem as águas das marés. Nos lugares onde estes canais foram bloqueados por dunas os terrenos baixos encontram-se parcialmente inundados e apresentam numerosos pequenos lagos, muitas vezes com forma oval ou arredondada (BIGARELLA, comunicação pessoal).

As restingas no litoral paranaense se originaram a partir da intensa sedimentação quaternária, formando cordões litorâneos que se estenderam agrupados paralelamente em direção ao mar. Na forma de feixes e representando paleolinhas de praia e dunas frontais, os cordões iniciam em Alexandra com uma elevação de 10 m e diminuem para 2 a 3 m em direção ao mar, na Praia de Leste. Essa progressiva diminuição ocorreu devido a uma regressão marinha, interrompida por duas pequenas transgressões, a mais recente há 2700 anos (BIGARELLA, 1965).

As estruturas dos depósitos dos cordões litorâneos estão expostas em falésias ao longo da costa das baías de Paranaguá e Guaratuba e em falésias ao longo de rios de maré. Estruturas primárias dos rios Maciel e Guaraguaçu na Baía de Paranaguá foram descritas por Bigarella (1965) e Bigarella, Duarte e Becker (1970/1971), onde duas seqüências estratigráficas diferentes foram reconhecidas.

A seqüência superior, sem estrutura, foi interpretada como originada pela dissipação de um antigo cordão de duna disposto paralelamente à costa. Condições climáticas de chuvas fortes e concentradas causaram a dissipação das estruturas internas da duna movimentando as areias. Condições de semiaridez causaram a perda de vegetação e a dissipação dos cordões, originando restingas (BIGARELLA; DUARTE; BECKER, 1970/1971).

Complementarmente aos mapeamentos e levantamentos de Bigarella (1946; 1965), Bigarella, Doubek e Salamuni (1957), Bigarella, Salamuni e Marques Filho

(1959) e Bigarella e Doubek (1963), além de várias folhas geológicas publicadas pela Comissão da Carta Geológica do Estado do Paraná, resultante dos trabalhos de Rivereau *et al.* entre 1968 e 1970, e do mapeamento de Martin *et al.* (1988), Angulo (2004) apresenta um novo mapa geológico dos sedimentos cenozóicos do litoral paranaense. Nesse mapa os sedimentos foram identificados com idades do Mioceno Inferior ao Holoceno e agrupados em dois tipos: continentais ou costeiros.

Ao considerar as bacias hidrográficas que drenam para as baías de Paranaguá e Guaratuba, Angulo (2004) refere que o Litoral inclui setores de três unidades geomorfológicas, ou seja, do Primeiro Planalto, da Serra do Mar e da Planície Costeira.

As áreas do Primeiro Planalto abrangidas na região mapeada referem-se a setores da borda oriental que antigamente drenavam para a bacia do rio Iguaçu. No presente essas áreas, em decorrência de sucessivas capturas, têm a drenagem voltada para bacias das baías de Paranaguá e Guaratuba. Tais capturas conferiram à antiga superfície do planalto vários estágios de dissecação, onde a intensidade do processo erosivo controlou o relevo, ora mais ondulado, ora menos. Nas áreas de menor dissecação as colinas suaves são entremeadas com amplas várzeas com rios meandrantés e de baixa declividade (ANGULO, 2004).

Na Serra do Mar os rios são encaixados apresentando padrão retilíneo e planícies aluviais estreitas, frequentemente do tipo planícies de soleira. Estas são formadas à montante de obstáculos constituídos por rochas mais resistentes no curso fluvial. Na planície costeira há desproporção entre o tamanho da planície aluvial e do canal fluvial. Trata-se de rios desproporcionados, originados pelo afogamento (decorrente de períodos de mar alto) de grandes vales fluviais escavados em períodos de mar baixo. As variações do nível marinho no Quaternário interferiram nos níveis de base, alterando o padrão do canal ao longo do curso (ANGULO, 2004).

A Serra do Mar paranaense possui características distintas das de outros estados. Além de constituir uma serra de borda de planalto ou de escarpa, possui núcleos serranos, as Altas Serras<sup>15</sup>, originados principalmente por erosão diferencial. Alguns desses núcleos, constituídos por rochas mais resistentes, estão

---

<sup>15</sup> Denominação para os núcleos serranos que sobressaem do planalto, proposta pelo Ipardes (1990) no macrozoneamento da APA de Guaraqueçaba.

situados no interior do planalto, outros na borda e alguns não possuem mais contato com o planalto (ANGULO, 2004).

Duas subdivisões para a Serra do Mar são referidas na literatura. Uma delas é proposta por Maack (2002), segundo a qual a serra abrange apenas os núcleos serranos. A outra, mencionada por Ab'Sáber e Bigarella (1961a), e que é adotada nesta tese, inclui os núcleos serranos e a zona Pré-serra do Mar, equivalente à Zona Montanhosa Litorânea de Maack (2002).

Ruellan<sup>16</sup>, 1945, *apud* Ab'Sáber e Bigarella (1961a, p. 95) menciona a forte ação da erosão diferencial na Serra do Mar, evidenciada por relevos residuais e “morros mais ou menos enérgicos”. Aos degraus, níveis intermediários e patamares aparentemente escalonados situados entre a frente principal da escarpa e a zona costeira, o referido autor atribuiu morfogênese cíclica e tectônica, ao passo que Domingues<sup>17</sup>, 1945, *apud* Ab'Sáber e Bigarella (1961a) considerou tais feições cíclicas glacio-eustáticas. Maack (1947), por outro lado, as considerou exclusivamente tectônicas. Na apreciação de Bigarella, Marques Filho e Ab'Sáber (1961), Ab'Sáber e Bigarella (1961), Bigarella e Ab'Sáber (1964) e Bigarella (2008) as referidas feições são remanescentes de antigos pedimentos.

Elaborados em fases semiáridas do Quaternário, esses remanescentes de pedimentos caracterizam os compartimentos intermontanos e a frente da Serra do Mar. A interpretação dessas feições foi possível a partir dos conhecimentos obtidos em Garuva (SC) por Bigarella, Marques Filho e Ab'Sáber (1961) e em Canhanduba, próximo a Itajaí (SC) por Bigarella e Salamuni (1961), cujos fenômenos podem ser constatados na Baía de Paranaguá e ao longo de toda a região costeira do Brasil meridional e sudeste, assim como em extensas porções do território brasileiro (BIGARELLA, *et al.* 2008).

Apesar de tender mais para uma morfogênese estrutural, Maack (1947) referiu-se a uma época semiárida do Quaternário antigo para a explicação de amontoados de blocos, detritos e matacões com rompimentos de núcleos.

Maack (1947) refere que a Serra do Mar se divide em vários maciços por blocos altos e baixos. Os blocos altos se elevam sempre em NE, diminuindo em

<sup>16</sup> RUELLAN, F. Interpretação geomorfológica da Serra do Mar no Paraná 1945. 103ª Tertúlia do Cons. Nac. de Geogr. (27 de março de 1945), **Boletim Geográfico**, n. 25, p. 81-82, Rio de Janeiro, 1945.

<sup>17</sup> DOMINGUES, A.J. Relatório geral da excursão ao Paraná e Santa Catarina. 103ª Tertúlia do Cons. Nac. de Geogr. (27 de março de 1945), **Boletim Geográfico**, n. 25, p. 75-82, Rio de Janeiro, 1945.

altura para SW. Níveis de cumes e cristas são truncados em várias altitudes pelos restos de antigos níveis de aplanamento (morfoestruturais) e a recente tectônica de falha do Terciário, cujas linhas e planos percorrem a serra Ibitiraquire, cruzando duas falhas longitudinais. O maciço Marumbi aparece como um “*horst*” entre dois blocos rebaixados.

Ab’Sáber e Bigarella (1961a) discordam da idéia de *horsts* marginais proposta por Maack (1947) para o flanco escarpado interior da Serra do Mar e propõem processos de pediplanação para sua origem:

O ponto de partida, que é a bacia de Curitiba, com seu sistema de colinas suaves e esparramadas, oriundas do recortamento de uma bacia playalacustrina moderna (pliocênica ou pleistocênica) serve para nos explicar o contato entre as superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná e os flancos continentais escarpados dos altos divisores remanescentes da serra do Mar. Nota-se perfeitamente que o rebaixamento regional do planalto curitibano efetuado durante o terciário (post-superfície do Purunã) se fez por fases de pediplanação sucessivas as quais criaram bordas de erosão, por extensão da plainação lateral, tanto em relação à base da Serrinha como em relação ao reverso continental da serra do Mar. (AB’SÁBER; BIGARELLA, 1961a, p. 100).

Os aplanamentos do Primeiro Planalto paranaense, ao forçar a extensão lateral da pedimentação resultaram nos pediplanos da superfície do Alto Iguaçu (Pd<sub>2</sub>) e do Pd<sub>1</sub>, mais recente e posterior à sedimentação da bacia de Curitiba. A elaboração de tais pediplanos chanfrou os sopés interiores dos altos divisores da Serra do Mar: “seus picos de hoje nada mais são do que os altos relevos residuais não atingidos inteiramente pela vaga aplainadora das superfícies pré e *post* bacia de Curitiba.” (AB’SÁBER; BIGARELLA, 1961a, p. 100).

Alguns aplanamentos adentraram a leste, em locais de menor resistência litológica por entre cristas residuais, até o alcance das áreas da drenagem interior. Esses aplanamentos na borda do planalto foram recentemente dissecados em climas úmidos e reentalhados com o recuo das cabeceiras de rios com sentido para leste (AB’SÁBER; BIGARELLA, 1961a).

Na frente superior das escarpas da Serra do Mar paranaense se encontram paredões semiesfoliados dos altos maciços residuais da borda do planalto, com altitudes entre 1500 e 1900 m, caindo para ambos os lados, com maior ruptura para o lado oriental. Junto a esses paredões, há escarpas mais contínuas, mais baixas, recortadas e assimétricas dos recentes recuos dos blocos falhados, cuja ruptura de

declive inicia dos pontos onde termina o aplanamento ao nível da superfície do Alto Iguaçu (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961a).

A presença de anfiteatros e vertentes côncavas é interpretada por Ab'Sáber e Bigarella (1961a) como remanescentes de feições relacionadas a climas secos do Quaternário antigo, cujos depósitos correlativos e paleo-pedimentos situam-se em níveis mais baixos dos sopés da serra. Os paredões dos anfiteatros têm crescido em altura por rebaixamentos da base das escarpas. Tais rebaixamentos têm ocorrido devido a retomadas de erosão fluvial, ora forçadas pela epirogênese pós-cretácea por movimentos eustáticos, ora pelas alternâncias climáticas, onde os vales se expandem a remontante (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961a).

As deformações originais no Paraná foram concomitantes na Serra do Mar e no soerguimento da superfície do Purunã (cretácico-eocênica), com reativações após ressaltos epirogênicos posteriores às superfícies do Alto Iguaçu e de Curitiba. As escarpas da Serra do Mar cresceram em amplitude de desníveis pela ação das contínuas retomadas erosivas durante e após o paleógeno (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961a).

Dos blocos elevados e patamares de Pré-Serra, uns são tectônicos e outros se devem a erosão diferencial e expansão da pedimentação quaternária intermontana em climas secos. Alguns desses patamares são remanescentes deslocados e abaulados da superfície do Alto Iguaçu, outros pertencem a superfícies mais antigas. Entretanto, em todos eles há níveis de pedimentos embutidos em alvéolos, denotando a influência da ação climática. No conjunto, não são degraus escalonados, visto que em posição intermediária há blocos mais baixos que outros mais próximos à costa (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961a).

Ab'Sáber e Bigarella (1961a) referem a existência de três épocas semiáridas quaternárias com pedimentação extensiva (em três diferentes níveis), correspondendo a níveis de mar muito baixos e possivelmente correlacionadas a glaciações pleistocênicas. As retomadas de erosão fluvial e o recuo das vertentes em climas mais úmidos originaram terraços mantidos por cascalheiros e posteriormente planícies de inundação ligadas aos antigos alvéolos dissecados.

A elaboração da Serra do Mar está relacionada à ruptura do setor oriental da área deformada em abóbada, designada núcleo de Curitiba ou arco de Ponta Grossa. Tal área se pronunciou a partir do Triássico e se estabeleceu após os aplanamentos cretácicos-eocênicos da superfície do Purunã. Houve então, a

irradiação pioneira das drenagens convergindo para o interior. Possivelmente aí, tenha iniciado a contravertente oriental atlântica paranaense, abrindo-se a rede de drenagem atlântica, moderna e oposta à drenagem superimposta da superfície do Purunã. Simultaneamente, por denudação marginal, eversões e sucessivos aplanamentos, o Primeiro Planalto foi esvaziado (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961a).

Tal fato culminou na elaboração da superfície do Alto Iguaçu (pré-bacia de Curitiba), na bacia de Curitiba (por dissecação e degradação lateral) e na superfície de Curitiba (por reafeiçoamento da superfície do Alto Iguaçu e pediplanação). Após o esvaziamento, a tectônica quebrável da fachada atlântica brasileira fraturou a parte oriental da abóbada. A expansão do rio Ribeira, assim como do Itajaí provavelmente ocorreu com as flexuras e falhas pós-deformação da superfície do Purunã, ao passo que a expansão moderna e mais profunda dessas drenagens foi pós-superfície do Alto Iguaçu e pós-fecho e recortamento da bacia de Curitiba. Com os levantamentos modernos os rios Iguaçu e Iapó voltaram ao curso antigo, para a drenagem Paraná-Parapanema (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961a).

O Planalto de Curitiba provavelmente foi o nível de base local para aplanamentos regionais do Primeiro Planalto paranaense, ou seja, a superfície do Alto Iguaçu e a superfície de Curitiba. Na região dos interflúvios entre o Ribeira e o Alto Iguaçu, nas redondezas do município de Colombo, verifica-se que o alto Ribeira vem se expandindo sobre áreas anteriormente drenadas para o Alto Iguaçu (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961a).

Na Serra do Mar, ao longo da rodovia Curitiba-Paranaguá (BR-277), encontram-se típicos remanescentes dissecados do pediplano Pd<sub>1</sub>, truncados por vertentes muito íngremes da escarpa. Remanescentes de pedimentos dissecados também ocorrem na área do piemonte da serra Mar, localmente denominadas serras da Prata, da Igreja e Canavieras (BIGARELLA, *et al.* 2008).

No conjunto Marumbi, as vertentes norte e leste apresentam ombreiras e rupturas de declive que correspondem a níveis pretéritos de pedimentação. Na face leste as linhas estruturais são características, principalmente aquelas representadas pelas intrusões de diabásio, as quais formam vales de paredes quase verticais. O Marumbi constitui um remanescente basculado e dissecado do pediplano Pd<sub>3</sub>, desenvolvido supostamente no Oligoceno. Nas proximidades (mais abaixo e à direita) encontram-se extensos remanescentes dissecados de pedimentos, sendo o

mais elevado possivelmente equivalente ao Pd<sub>1</sub> e o embutido, ao nível P<sub>2</sub> (BIGARELLA, *et al.* 2008).

No sopé da Serra dos Órgãos há remanescentes de pedimentos ao nível P<sub>2</sub>, assim como remanescentes basculados do pediplano Pd<sub>3</sub>. As falhas são muito características na paisagem. A parte mais elevada da serra da Graciosa (1472 m) apresenta remanescentes de antigo nível de pediplano Pd<sub>3</sub>. Remanescentes mais a leste, provavelmente correspondem ao Pd<sub>2</sub> (BIGARELLA, *et al.* 2008).

Na Serra da Graciosa e nos morros Mãe Catira e Farinha Seca, há remanescentes extensos de pedimentos, sendo predominante o pedimento detrítico com matacões angulares de diversos tamanhos. Nos compartimentos intermontanos, na direção leste, observam-se traços das fases de pedimentação, atualmente bastante dissecados e mamelonizados (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961; BIGARELLA, *et al.* 2008).

Bigarella *et al.* (1978; 2008) constata a natureza policíclica dos níveis de erosão na Serra do Mar utilizando metodologia inédita, conforme apresentado no Anexo 2. A interpretação dos vários níveis e rupturas de declive encontrados nos perfis é considerada pelos autores um estudo inicial que pode subsidiar trabalhos futuros, necessitando-se um trabalho de campo mais detalhado.

A região estudada abrange a Folha de Morretes (PR), incluindo a serra dos Órgãos, a serra da Graciosa e a serra do Marumbi. Na identificação de superfícies de erosão e níveis embutidos, verificou-se que, com frequência, entre o Pd<sub>1</sub> e o P<sub>2</sub> há ombreiras e *knickpoints*, representando dois níveis intermediários, os quais indicam condições de degradação lateral. O mesmo ocorre entre o P<sub>2</sub> e o P<sub>1</sub>, sendo possível correlacionar os níveis às várias fases climáticas quaternárias. Entre os pediplanos Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>, cuja altimetria é muito próxima, não há registros significativos de níveis intermediários. No entanto, entre os pediplanos Pd<sub>3</sub> e Pd<sub>2</sub>, há uma série de níveis intercalados que indicam épocas de degradação lateral (BIGARELLA *et al.*, 2008).

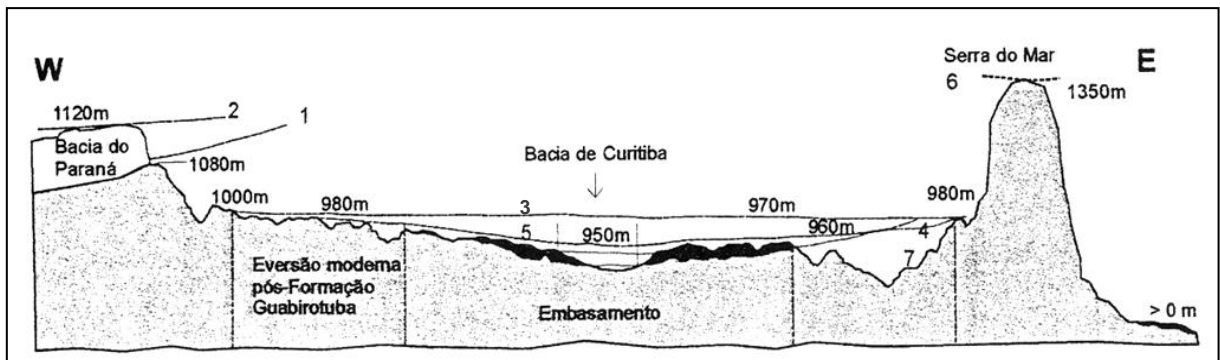
Aparentemente o Pd<sub>2</sub> e os níveis mais recentes não foram afetados por movimentos tectônicos modernos, exceto pelos epirogênicos que contribuíram para o soerguimento regional. O Pd<sub>3</sub>, ao contrário, apresenta sinais de arqueamentos e basculamentos, cuja deformação tectônica é anterior à formação do Pd<sub>2</sub>. Os remanescentes do Pd<sub>3</sub> encontram-se entre 1200 a 1800 m de altitude, sendo que os vestígios mais comuns estão entre 1400 e 1600 m (BIGARELLA *et al.*, 2008).



No estudo das superfícies aplanadas do Primeiro Planalto, Maack (1947) identificou o caráter de eversão do compartimento localizado entre a Serra do Mar e a Serrinha do Purunã. Ab'Sáber e Bigarella (1961b) acrescentaram a existência de uma antiga superfície que recorta o reverso da escarpa Devoniana e trunca em ângulo raso as estruturas regionais, estabelecendo quatro superfícies aplanadas para o Primeiro Planalto e áreas contíguas.

São superfícies de erosão que diferem por sua gênese, extensão e posição nos patamares e compartimentos regionais, denominadas: Superfície Pré-Devoniana, Superfície do Purunã, Superfície do Alto Iguaçu e Superfície de Curitiba (Figura 4).

Abaixo de tais superfícies encontram-se os entalhamentos dos vales pós-bacia de Curitiba, onde foram elaborados terraços em alvéolos, calhas aluviais largas e planícies alveolares nas bordas da bacia e nos morros dos setores pré-cambrianos reentalhados.



Legenda: 1 – Superfície Pré-Devoniana; 2 – Superfície do Purunã (Pd<sub>3</sub>); 3 – Superfície do Alto Iguaçu (Pd<sub>2</sub>); 4 – Superfície Pré-Formação Guabirotuba; 5 – Superfície de Curitiba (Pd<sub>1</sub>); 6 – Superfície Sul-Americana; 7 - Superfície atual.

FIGURA 4 – PERFIL ESQUEMÁTICO DE SUPERFÍCIES APLANADAS NO PRIMEIRO PLANALTO  
 FONTE: BIGARELLA *et al.* (2003)

A superfície Pré-Devoniana, Paleoplano Pré-Devoniano ou ainda superfície fóssil Pré-Furnas, foi identificada por Maack (1947). Essa superfície constitui um plano de discordância, exibido na frente da escarpa, entre as estruturas pré-cambrianas dobradas e aplanadas e os sedimentos devonianos da Formação Furnas. É um paleoplano, ou seja, uma superfície subaérea prévia resultante de longo tempo de denudação, inicialmente sob climas úmidos ou subúmidos, que a deixou ao nível dos mares, ao tempo devoniano (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961b).

Seu caráter fóssil advém do soterramento por extensiva transgressão marinha, cujo fenômeno reafeiçoou a superfície. Posteriormente sofreu exumação irregular e eversão, durante a fase de elaboração das superfícies terciárias, não apresentando, no entanto, freqüência de setores exumados, nem mesmo patamares de exumação.

A denudação na margem dos sedimentos devonianos ressaltou escarpas na região de contato da Formação Furnas com o Pré-Cambriano. A denudação subsequente cortou a base do Furnas e provocou o recuo das escarpas por eversão progressiva, culminando na elaboração da superfície do Alto Iguaçu. A base do Furnas ficou suspensa de 100 a 130 m acima do nível da superfície do Alto Iguaçu e pouco mais em relação às colinas mais elevadas da bacia de Curitiba. Do topo da escarpa Devoniana até as várzeas atuais da bacia de Curitiba há um desnível de cerca de 250 a 300 m de altura (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961b).

A superfície do Purunã, de cimeira dos planaltos e de eversão em relação a superfície Pré-Devoniana, é bem marcada no reverso da escarpa da Serrinha do Purunã, região de maior altitude dos Campos Gerais. Possui remanescentes retrabalhados em maciços elevados do reverso continental da Serra do Mar, a cerca de 1400 m e 1500 m de altitude, bem como no reverso da escarpa da Serrinha, a aproximadamente 1200 m, além de trincar as cuestas basálticas entre 1000 e 1100 m no reverso das escarpas da serra da Esperança, a oeste (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961b).

A superfície do Purunã possibilitou a primeira superimposição hidrográfica dos rios das bacias do interior. Durante a deformação da superfície no Terciário, a drenagem se abriu em leque na direção do Paraná e do Paranapanema a partir do núcleo do Primeiro Planalto, então maciço e elevado. A deformação cretácico-eocênica do conjunto da superfície do Purunã atribuiu à drenagem caráter duplo, sendo superimposta, porém ligeiramente antecedente.

Os altos maciços atuais na Serra do Mar ocidental representam resíduos ao nível da superfície do Purunã, os quais foram ressaltados durante as fases de aplanamento no Terciário, quando da elaboração da superfície do Alto Iguaçu e posteriormente de Curitiba. Ao invés de reduzir os relevos residuais, os aplanamentos contribuíram para ressaltá-los pela extensão da denudação em sua base, através de retomadas de pedimentação (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961b).

A superfície do Alto Iguaçu foi estudada pioneiramente Maack (1947) e Almeida (1955). É uma superfície interplanáltica típica, em que a pediplanação corta as dobras pré-cambrianas do núcleo curitibano do escudo, além de ser truncada por falhas modernas na frente principal da Serra do Mar.

A evolução da superfície do Alto Iguaçu é complexa devido a interferências climáticas e tectônicas na retomada de erosão posterior a sua elaboração. Além disso, grande parte da superfície foi atingida pelo recuo das cabeceiras do alto Ribeira, cuja erosão fluvial remontante reentalhou profundamente a porção ao norte da bacia de Curitiba, ao redor da qual a superfície encontra-se bem aplanada. Entretanto, ao norte da bacia há relevos de cristas residuais, como também na zona dos altos maciços residuais da borda do planalto, os quais são remanescentes retrabalhados do aplanamento da superfície do Purunã (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961b).

A superfície de Curitiba, interplanáltica, tem sua base embutida na superfície do Alto Iguaçu, sendo responsável por um aperfeiçoamento por pediplanação dessa superfície. O nível do topo da superfície de Curitiba reafeiçoa as formações pré-devonianas circundantes à bacia de Curitiba, as quais definem as plataformas dos interflúvios mais elevados das colinas de Curitiba. Seus bordos encaixados encontram-se a 600 a 90 m abaixo do reverso continental dos maciços marginais da Serra do Mar, e entre 200 e 300 m abaixo das escarpas da Serrinha (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961b).

Sua gênese está relacionada a uma rápida mudança climática com sedimentação generalizada, preenchendo o fundo de antigos vales e extravasando interflúvios baixos. Concomitante a mudança climática, ligeiras deformações tectônicas barraram a drenagem do Alto Iguaçu, contribuindo para o embaciamento local, a fixação de uma drenagem endorreica ou semiendorreica e o espessamento das camadas da Formação Guabirotuba (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961b).

Assim, admite-se para a origem da bacia de Curitiba a soma de pequenas falhas, mais densas no assoalho, sendo que pequenos falhamentos nos setores ocidentais teriam contribuído para um represamento da drenagem, possibilitando seu preenchimento. Junto aos possíveis represamentos tectônicos, há que se considerar a ação das mudanças climáticas em modificar a capacidade de transporte do material detrítico (BIGARELLA; SALAMUNI; AB'SÁBER, 1961).

As sequências sedimentares resultantes de processos de agradação normalmente estão associadas a fenômenos de degradação da área fonte. A sedimentação da bacia de Curitiba corresponde a mais de uma fase de pediplanação e pedimentação vigentes em climas semiáridos. Entre as épocas de semiaridez, as fases de climas mais úmidos propiciaram erosão e dissecação da paisagem, resultando em discordâncias erosivas dentro da sequência sedimentar. Diante de tais discordâncias, Bigarella, Andrade-Lima e Riehs (1975) dividiram a Formação Guabirota em dois membros, referidos como superior e inferior. Becker (1982) reconheceu-a como nova sequência, denominando-a Formação Tinguis.

Nas fases úmidas a sedimentação restringiu-se apenas ao fundo do vale ou a bacias barradas por falhas. Por esta razão, as formações Guabirota e Tinguis não possuem sequências depositadas sob vigência de climas úmidos. A Formação Guabirota foi depositada durante os processos de pediplanação da superfície do Alto Iguaçu (Pd<sub>2</sub>), ao passo que a Formação Tinguis, subsequente, formou-se durante a elaboração do pediplano Pd<sub>1</sub> e dos pedimentos P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub> (BECKER, 1982).

A sedimentação da bacia de Curitiba inicia numa época de clima úmido, com a paisagem dissecada, posterior ao Pd<sub>3</sub> e anterior ao Pd<sub>2</sub>. A erosão entulhou os vales com detritos, deixando a paisagem pré-sedimentação irregular com amplos vales de cerca de 100 m de profundidade (BIGARELLA; SALAMUNI; AB'SÁBER, 1961). Na paisagem atual, muitas colinas estão em subsuperfície e quando exumadas encontram-se rodeadas por sedimentos da Formação Guabirota (BECKER, 1982).

Segue-se a esta etapa uma fase climática semiárida, com chuvas concentradas e a pediplanação do Pd<sub>2</sub>. As características regionais se alteram com a deposição de cerca de 60 a 80 m de sedimentos da Formação Guabirota. No setor norte de Curitiba, na área de ocorrência do Açungui, sobressaem elevações de rochas quartzíticas (*hogbacks*). A retração da floresta expõe o solo à intensa erosão. Sob chuvas torrenciais o escoamento em lençol comportava-se como torrentes de lama, transportando os sedimentos para vales e canais de drenagem.

Com alta densidade, as torrentes de lama não selecionavam os sedimentos pelo tamanho do grão e o transporte de sua carga era curto, sendo depositado, em grande parte, na primeira ruptura de gradiente do sistema de drenagem. Este processo deu origem a um conjunto de leques aluviais coalescentes, típicos do ambiente semiárido. A outra parte da carga ainda em suspensão, composta de

partículas argilo-sílticas, havendo ainda grãos mais grosseiros, é levada para depressões do terreno, onde se depositam em ambiente *playa*-lacustre, formando camadas espessas de argilitos (BIGARELLA; SALAMUNI; AB'SÁBER, 1961).

Grande parte dos sedimentos que compõem a bacia de Curitiba foi resultado da decomposição química das rochas pré-cambrianas em clima úmido, porém, transportada e depositada em climas semiáridos.

Posteriormente à deposição da Formação Guabirota durante a elaboração do Pd<sub>2</sub>, sobreveio uma época úmida que dissecou verticalmente a paisagem, cortando o manto de intemperismo sobre o complexo cristalino, formado principalmente de migmatitos. A dissecação também entalhou e cortou os sedimentos depositados, chegando a cotas inferiores à base da Formação (BIGARELLA; SALAMUNI; AB'SÁBER, 1961).

Sob condições de semiaridez os processos erosivos rebaixaram rapidamente a superfície dentro da bacia, assim como os seus flancos e principalmente a superfície do Alto Iguaçu que deveria estar, na área de Curitiba, a 980 m de altitude. O rebaixamento desta última superfície originou um pediplano circundante à bacia. Tal pediplano foi formado por uma faixa de pedimento rochoso, cortando rochas cristalinas, e na continuidade por pedimento detrítico, em direção a parte central da bacia. Este pediplano, resultante, em parte do rebaixamento da superfície do Alto Iguaçu, é designado superfície de Curitiba (BIGARELLA; SALAMUNI; AB'SÁBER, 1961).

Na nova época de pediplanação com a formação do Pd<sub>1</sub>, as depressões foram preenchidas com sedimentos que também extravasaram nos interflúvios. Tal deposição originou a sequencia mais antiga da Formação Tinguis. Flutuações para o úmido e o semiárido dissecaram o terreno e formaram os pedimentos P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub>, cujos depósitos correlativos são referidos para a porção mais recente da Formação Tinguis (BECKER, 1982). Os entalhamentos em fases úmidas esculpiram níveis intermediários, possibilitando a origem de terraços com seixos, característicos das fases secas e torrenciais do final do Pleistoceno ao Holoceno (BIGARELLA; SALAMUNI; AB'SÁBER, 1961).

Becker (1982) analisou os níveis de erosão e sedimentação na Região Metropolitana de Curitiba, por meio de cartas elaboradas pela Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba (Comec) na década de 1970. As cartas de escala 1:10.000 são de números 389, 390, 391, 546, 548 e 554 e as cartas de número 385,

386, 387 e 388 foram analisadas a partir da folha geomorfológica A-097, de escala 1:20.000.

Na região abrangida pela folha geomorfológica o Pd<sub>2</sub>, encontra-se bem rebaixado e dissecado. A superfície, que parece ter sofrido falhamento e ligeira deformação, encontra-se melhor preservada no lado oriental, cujas altitudes estão entre 1050 m e 1100 m e para oeste, após as linhas de falha, o nível cai para 1000 a 1050 m (BECKER, 1982).

Grande parte da área é ocupada por remanescentes do Pd<sub>1</sub>, sendo que na parte meridional a superfície inclina para SW (drenagem para o paleo-Iguaçu) e no restante da área o Pd<sub>1</sub> inclina, grosso modo, para NW (drenagem para o paleo-Ribeira), exceto as áreas em torno de *inselbergs* do Pd<sub>2</sub>. Não há evidências de deformação tectônica no Pd<sub>1</sub>. Na porção SE as altitudes diminuem de 1000 a 1030 para 970 m. Neste setor a drenagem era para o Iguaçu, sendo que atualmente está para o Ribeira. Após o Pd<sub>1</sub> houve inversão da drenagem por erosão remontante de afluentes do rio Conceição, tributário do Açungui, um dos formadores do Ribeira, cujo fenômeno foi responsável pela dissecação da superfície. Para SW o Pd<sub>1</sub> decai de 970 m para 850 m, com declividade de 17% (BECKER, 1982).

O Pd<sub>1</sub>, nesta folha, é composto por três níveis, sendo o mais alto, o Pd<sub>1</sub> propriamente dito e os dois níveis encaixados representam retrabalhamentos e reafeiçoamentos da superfície sem que tivesse ocorrido dissecação profunda. Os três níveis do Pd<sub>1</sub> devem ter sido elaborados na vigência de clima semiárido com pequenas flutuações para o úmido. O alto grau de dissecação do Pd<sub>1</sub> na folha é responsável pela ausência de depósitos correlativos dos processos de pediplanação. Tal superfície ocorre mais rebaixada nas áreas de dolomitos da Formação Capiru (BECKER, 1982).

Embutidos no Pd<sub>1</sub> há vários remanescentes de níveis de pedimentação, os pedimentos P<sub>2</sub>, ocorrendo em cinco compartimentos, e o P<sub>1</sub>, ocorrendo em torno de 15 compartimentos. A declividade do P<sub>2</sub> é de 12 a 13% chegando a 25% junto ao relevo mais enérgico nas proximidades do divisor Ribeira-Iguaçu. A declividade do P<sub>1</sub> é semelhante a do P<sub>2</sub>. Devido ao elevado grau de dissecação os remanescentes do P<sub>2</sub> não são bem desenvolvidos e os do P<sub>1</sub> são pouco pronunciados. Nestes níveis também não há depósitos correlativos devido ao retrabalhamento da estrutura por erosão. Em ambos os níveis as ombreiras perderam seu aspecto plano original, elas

encontram-se arredondadas e pouco pronunciadas. Abaixo do  $P_1$  estão os baixos terraços (rampas colúvio-aluvionares) e os terraços de várzea (BECKER, 1982).

Nas cartas de número 389, 390 e 391 o  $Pd_2$  encontra-se rebaixado e dissecado por erosão, em altitudes entre 1010 e 1075 m. Esta superfície não ocorre nas áreas abrangidas pelas cartas 546, 548 e 554. O  $Pd_1$  por sua vez, possui altitudes entre 965 e 1025 m, sendo que na área abrangida pela carta 548 suas altitudes estão entre 910 e 915 m e na área representada pela carta 554 não há ocorrência dessa superfície. A inclinação geral do  $Pd_1$  apresenta-se para N (paleo-Ribeira) ou para SW (calha do Iguaçu). Os níveis  $P_2$  e  $P_1$ , rampas colúvio-aluvionares e várzeas ocorrem por toda a área em questão (BECKER, 1982).

A revisão de literatura mostra que o modelado do relevo paranaense resulta da combinação de fatores morfoestruturais e morfoclimáticos. À morfoestrutura são atribuídos alguns traços evidentes do relevo paranaense, como as linhas orográficas (a exemplo da Serra do Mar com blocos soerguidos), as linhas de falhas e o arco de Ponta Grossa. Por sua vez, a morfoclimatologia, relacionada às oscilações paleoclimáticas, originou muitas feições igualmente evidentes, como superfícies aplanadas encontradas por toda a paisagem paranaense, relevos residuais, pedimentos e pediplanos e feições das restingas na Planície Litorânea originadas pelas oscilações do nível marinho.

Os vários ciclos glaciais e interglaciais ocorridos particularmente no hemisfério Norte durante o Cenozóico, influenciaram o clima no hemisfério Sul, correspondendo a períodos semiáridos e úmidos, respectivamente. Nos períodos de semiaridez predominou o intemperismo físico, causado principalmente por contração e dilatação térmicas, originando o aplanamento de superfícies. Já nos períodos úmidos, o intemperismo químico e biológico foi responsável pela dissecação dessas superfícies, de sorte que as alternâncias climáticas atuaram fortemente na gênese e evolução do relevo, reafeiçoando-o.

Diante de tais considerações e da literatura utilizada na construção deste capítulo, pode-se afirmar que ao longo do tempo foram definidos níveis de aplanamento que fazem parte da paisagem atual, fato que pontualmente é identificado e mencionado em vários estudos. Neste sentido, contribuindo para o avanço de tal conhecimento, esta tese procura o registro de modo sistemático dessas feições, desenvolvendo e aplicando proposição metodológica descrita no Capítulo 3.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo apresenta a caracterização da área objeto de estudo, além do detalhamento dos procedimentos e da técnica de investigação. As unidades fisiográficas paranaenses, Litoral, Serra do Mar, Primeiro e Segundo planaltos (MAACK, 2002), foram mantidas como macrounidades da área de pesquisa.

Em função dos objetivos e da hipótese estabelecida na proposta de tese – a qual possui uma dimensão temporal relativamente ampla, compreendendo desde o Cenozóico até o Quaternário – os aspectos geomorfológicos e geológicos da área de estudo são abordados com maior ênfase. O recorte temporal considerado exclui a necessidade de se tratar, por exemplo, da fisiologia atual da paisagem, uma vez que os processos de esculturação do relevo, na perspectiva proposta, estão mais relacionados à paleoclimatologia. Do mesmo modo, não é abordado o que se relaciona aos processos de natureza antrópica que, apesar de representarem modificações muito expressivas na paisagem atual, não são tão representativos no contexto estudado.

Este capítulo também detalha os procedimentos de pesquisa a serem empregados na análise do transecto, cuja técnica consiste no tratamento dos dados topográficos em meio digital. Os dados foram obtidos do projeto *Shuttle Radar Topographic Mission* – SRTM, desenvolvido em cooperação entre a Nasa e a *National Imagery and Mapping Agency* – Nima, do Departamento de Defesa dos Estados Unidos e das agências espaciais da Alemanha e Itália. Os dados foram editados pela Nima, disponibilizados para uso público pela Nasa e, finalmente, reeditados pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – Inpe, no Brasil.

#### 3.1 ASPECTOS GERAIS DA ÁREA OBJETO DE ESTUDO

Como forma de identificar, registrar e avaliar superfícies de aplanamento ao longo de um transecto, conforme justificado no capítulo 1 “Introdução”, optou-se por um recorte espacial que compreende compartimentos de parte de unidades fisiográficas do Paraná.



Esse recorte é delimitado no sentido leste-oeste a partir do Litoral paranaense, no setor centro-norte da planície, seguindo pela Serra do Mar, Primeiro Planalto, onde envolve a superfície de Curitiba e o extremo meridional da bacia do Ribeira, abrangendo a porção sul da bacia do Capivari e da região montanhosa do Açungui, estendendo-se até o Segundo Planalto, onde compreende, no setor norte, parte da Superfície do Purunã e da bacia do Alto Tibagi e, no setor sul, parte da bacia do Médio Iguaçu. O Mapa 1 mostra a localização e a delimitação da área de estudo na porção oriental do território paranaense.

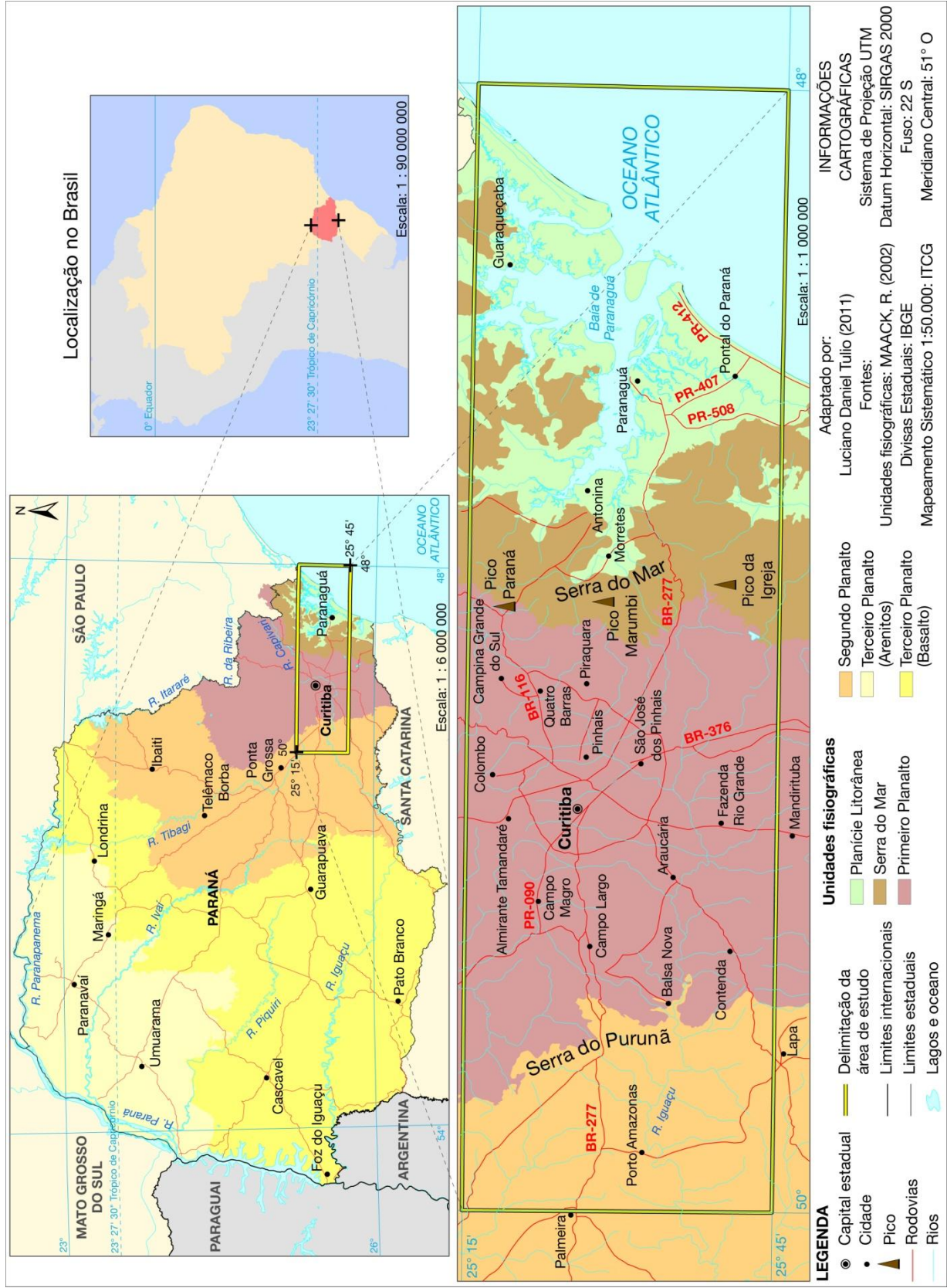
Conforme mencionado no segundo capítulo, as classificações das unidades fisiográficas do Paraná, realizadas por Maack (2002) na década de 1940 e pela Mineropar e UFPR (2006), foram estabelecidas levando-se em conta mais os critérios fisiográfico e geológico. Nestas classificações, a morfogênese de ordem paleoclimática foi pouco enfatizada.

A superfície do Estado é dividida pela Serra do Mar em duas grandes regiões, o litoral e os planaltos de interior que inclinam suavemente para W, NW e SW. A paisagem de cuevas compreende o complexo cristalino (gnáissico-migmatítico) declinando abruptamente para leste, em direção ao mar (MAACK, 2002).

Os planaltos de interior se dividem em três compartimentos com características diversas, destacando-se, portanto, cinco grandes compartimentos paisagísticos no Paraná, definidos nas unidades fisiográficas estabelecidas na literatura (Mapa 1).

Essa morfologia influenciou a rede de drenagem paranaense, a qual é bem distribuída e dividida pela Serra do Mar em duas grandes bacias. Os rios da maior rede de drenagem formam bacias distintas e têm seu fluxo para norte desaguando no Paranapanema, como os rios das Cinzas, Tibagi e Pirapó; para noroeste, como os rios Ivaí e Piquiri; e para oeste, como o rio Iguaçu, cujas nascentes se situam a oeste da Serra do Mar, na região de Curitiba, sendo captados pela bacia do Paraná.

Os sistemas fluviais da bacia Atlântica ou do Leste, contrariamente aos da bacia do rio Paraná, são geologicamente recentes, com sua evolução a partir do final do Cretáceo e início do Terciário (MAACK, 2002). É uma rede de drenagem menor, porém densa, principalmente nas áreas de recepção. Abrange dois compartimentos fisiográficos, os de baixada litorânea e os da Serra do Mar, formando pequenas bacias limitadas a oeste, em sua maioria, pelas escarpas e serras marginais e a leste pelas baías (BIGARELLA, 2008).



MAPA 1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E UNIDADES FISIográfICAS NO PARANÁ

A bacia do Atlântico foi subdividida por Maack (2002) em sub-bacias: do Ribeira que deságua no oceano; da Baía das Laranjeiras, Baía de Antonina e do Nhundiaquara, os quais deságuam na Baía de Paranaguá; e da Baía de Guaratuba.

O rio Ribeira do Iguape nasce na vertente leste da serra de Paranapiacaba e tem como principais afluentes os rios Piedade, Pardo, Turvo, Capivari e Açungui (SEMA, 2010). Alguns rios da bacia do Ribeira nascem na porção norte e bastante dissecada do Primeiro Planalto, outros no reverso da Serra do Mar alimentando o rio Capivari, e outros nas vertentes da Serra do Purunã e Serra das Almas. São muito erosivos devido ao desnível do terreno e da retirada da cobertura vegetal. Os rios das demais sub-bacias nascem, em sua maioria, nas vertentes leste da Serra do Mar (BIGARELLA, 2008).

O rio Iguaçu é formado na porção leste de Curitiba, na divisa com o município de Pinhais, pelos rios Iraí e Atuba, os quais, por sua vez, são originados nas vertentes ocidentais da Serra do Mar. O rio Iguaçu atravessa os três planaltos paranaenses e deságua no rio Paraná. Sua bacia foi dividida em Alto, Médio e Baixo Iguaçu (SEMA, 2010). A bacia do Alto Iguaçu, compreendida na área de estudo, abrange o Planalto de Curitiba que corresponde à região do Altíssimo Iguaçu e da planície do rio Iguaçu. Já a bacia do Médio Iguaçu, parcialmente compreendida na área de estudo, se insere na região do Segundo Planalto.

A morfologia paranaense, associada a outros fatores, também exerce influência na pluviosidade. As chuvas são principalmente frontais, embora nas vertentes orientais dos planaltos voltados para o mar e especialmente na Serra do Mar, também ocorram chuvas orográficas. Os índices pluviométricos são maiores nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, quando o total médio do trimestre atinge de 400 a 1200 mm, sendo que a maior concentração de chuvas é registrada na porção oriental da Serra do Mar e no litoral. Os meses de junho, julho e agosto são os mais secos, com precipitação média em torno de 150 mm, chegando a ultrapassar 450 mm (IAPAR, 2000).

A posição geográfica do Paraná lhe confere climas com características subtropicais. No modelo de Koppen, os climas paranaenses são classificados da seguinte forma: Cfa - Clima subtropical, temperatura média no mês mais frio inferior a 18°C (mesotérmico) e temperatura média no mês mais quente acima de 22°C, com verões quentes, geadas pouco frequentes e tendência de concentração das chuvas nos meses de verão, contudo sem estação seca definida. Ocorre nas regiões Norte,

Oeste, Sudoeste, parte da região central, no vale do Ribeira e no Litoral; Cfb - Clima temperado propriamente dito; temperatura média no mês mais frio abaixo de 18°C (mesotérmico), com verões frescos, temperatura média no mês mais quente abaixo de 22°C e sem estação seca definida. Ocorre no Primeiro Planalto (exceto no vale do Ribeira), nos Campos Gerais, e na região Sul do Estado (IAPAR, 2000).

Na região litorânea as temperaturas são também influenciadas pela elevada umidade relativa do ar e pela corrente marítima quente do Brasil, que também favorece a formação de extensos manguezais (MAACK, 2002).

O embasamento geológico no Estado se divide em duas grandes áreas, o escudo (relativo ao Litoral e o Primeiro Planalto) e a bacia sedimentar (relativo ao Segundo e o Terceiro planaltos). O escudo, mais antigo e exposto na porção leste do Estado, é constituído por rochas cristalinas, ígneas e metamórficas da plataforma Sul-americana. É recoberto a oeste por rochas sedimentares paleozóicas da bacia. A bacia sedimentar é intracratônica e os grupos litológicos que a compõem são sedimentos mesozóicos e paleozóicos, derrames basálticos e coberturas localizadas de sedimentos cenozóicos. Evoluiu sobre a plataforma Sul-americana, tendo iniciado sua formação no Devoniano e terminado no Cretáceo (MINEROPAR, 2001a).

Com base em critérios estratigráficos, tectônicos e geocronológicos, na área do escudo distinguem-se quatro compartimentos litológicos: Arqueano e Proterozóico Inferior (terrenos cristalinos de alto grau metamórfico – fácies anfíbolito a granulito); Proterozóico Superior (terrenos cristalinos de baixo grau metamórfico – fácies xisto verde a anfíbolito, que afloram principalmente na porção NNW do Primeiro Planalto); Proterozóico Superior ao Paleozóico Inferior (magmatismo ácido durando até o início do Paleozóico, com interrupções); Paleozóico (bacias vulcano-sedimentares e sedimentares restritas, formadas no Ordoviciano (MINEROPAR, 2001a).

Na área da Bacia do Paraná, a região do Segundo Planalto é caracterizada principalmente pelo compartimento Paleozóico, correspondendo a depósitos sedimentares da grande feição de sedimentação marinha e litorânea da bacia. Sedimentos inconsolidados do Cenozóico de origem continental recobrem parcialmente os compartimentos (MINEROPAR, 2001a). Verifica-se que esses compartimentos apresentam um embasamento rochoso bem antigo no Litoral e que vão ficando mais recentes à medida que adentram para o interior.

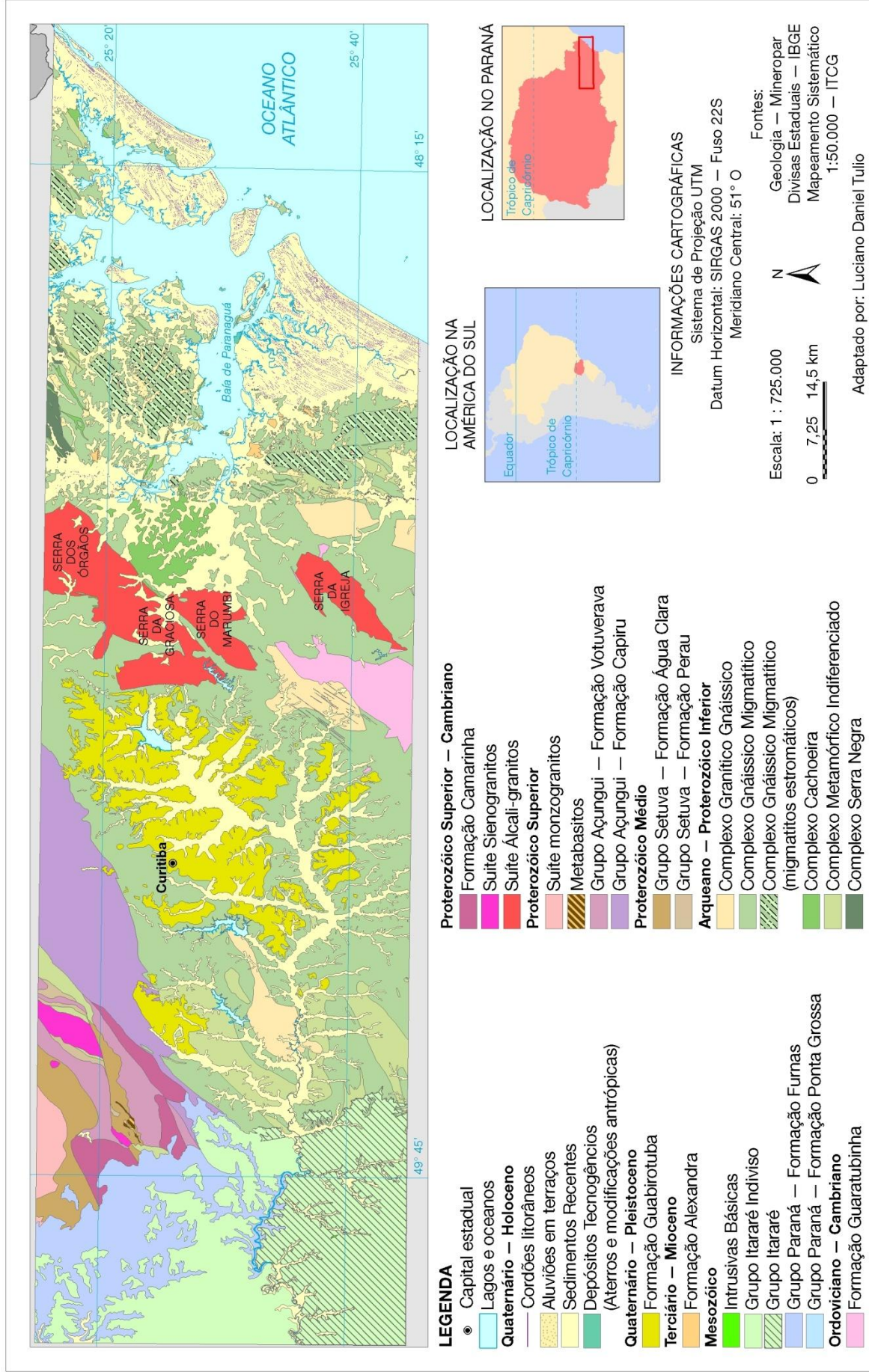
Na subdivisão de Maack (2002) o Litoral, compartimento do extremo leste do Estado, abrange a Planície Litorânea e a Zona Montanhosa Litorânea. Neste estudo, entretanto, o Litoral compreende apenas a Planície Litorânea. Adotou-se a denominação “Pré-Serra”, em substituição a “Zona Montanhosa Litorânea”, a qual foi incluída no compartimento da Serra do Mar.

O Litoral é a mais estreita das unidades fisiográficas e a que possui as mais baixas altitudes. A Planície Litorânea é recortada pelas baías de Paranaguá e Guaratuba que limitam três setores naturais: ao norte a Praia Deserta, ao centro a Praia de Leste e ao sul Pontal do Paraná. É constituída por numerosas ilhas que formam elevações do complexo cristalino, muitas das quais já estiveram unidas ao continente devido aos níveis marinhos baixos do Quaternário (MAACK, 2002).

A alternância climática do Quaternário provocou sucessivas oscilações marinhas na planície costeira. A dissipação dos cordões de duna decorrente dessas mudanças ambientais contribuiu para a formação das restingas, caracterizadas por cordões litorâneos paralelos à linha praia, cujos depósitos constituem terraços em diferentes altitudes sobre o nível médio do mar.

Os depósitos da Formação Alexandra (Mapa 2), de idade miocênica, são compostos de conglomerados, arcósios, areias e argilitos e sedimentos areno-argilosos estratificados (MINEROPAR, 2006a). Sob condições climáticas severas, o ambiente de deposição foi em *bajada* e *playa lakes* com a ação de transporte em lençol e torrentes de lama que poderiam transportar matacões. Conforme Ab'Sáber e Bigarella (1961), os depósitos foram cortados por um processo de pedimentação, e os níveis em torno dos 30 m de altitude cortando o topo dos sedimentos foram então referidos como superfícies de erosão residuais elaboradas em clima semiárido. Considera-se que a Formação Alexandra é correlativa ao aplanamento do pediplano Pd<sub>2</sub> e a Serra do Mar, a área fonte dos sedimentos.

A Serra do Mar é um sistema montanhoso, paralelo à linha de costa, que vai do Estado do Espírito Santo até o norte de Santa Catarina, no município de Joinville. Separa-se do oceano por baixadas colúvio-aluvionares com largura de poucos quilômetros até aproximadamente 55 km. Constitui-se por montanhas em blocos, escarpas e restos de planalto bastante dissecados, onde a tectônica rígida que atingiu o leste paranaense é direta e indiretamente responsável pela fisionomia do relevo de blocos, acentuada pelos processos erosivos policíclicos (BIGARELLA, 2008).



MAPA 2 – GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Na Pré-Serra verifica-se uma região serrana formada por blocos erodidos pré-cambrianos. Nos vales dessa região, as baías adentram o continente com planos de entulhamento marinho e terrestre recentes, ocorrendo dunas e florestas de restinga (BIGARELLA, 2008).

Regionalmente constitui-se como um paredão marginal que ao sul é recortado pelo entalhe da bacia de Itajaí (SC), ao norte vem sendo reentalhada pelo recuo das cabeceiras do Alto Ribeira e a oeste, desde o Paleógeno, tem sido rebaixada pelos aplanamentos do Primeiro Planalto Paranaense (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961).

As altitudes se elevam de 500 a 1000 m acima do planalto, formando serras marginais descontínuas. É formada por vários pedimentos voltados para o mar, sendo mais escarpada do lado Atlântico que do lado continental. Os blocos altos são voltados para NE e diminuem sua altitude para SW (MAACK, 2002).

O bloco isolado que se destaca mais ao norte denomina-se Serra Capivari Grande, com altitudes de 1640 a 1676 m. Mais a leste, a serra Virgem Maria com o elevado maciço de Três Pontões possui altitudes entre 1565 e 1575 m.

Ao sul da serra Capivari Grande localiza-se o conjunto serra dos Órgãos ou Ibitiraquire, região de ocorrência das montanhas com as altitudes mais elevadas do Estado, dentre as quais o pico Paraná com 1877 m e o pico Caratua com 1860 m (MAACK, 2002).

Ao sul da Serra dos Órgãos está localizado o maciço Serra da Graciosa com 1472 m, a partir da qual as montanhas perdem altitude para SW, chegando a elevações até 1123 e 1181 m na serra da Farinha Seca. A Serra do Marumbi, ao sul da serra da Graciosa, eleva-se a 1547 m no pico Marumbi e a 1564 m no morro do Leão. Ao sul da Serra do Marumbi predominam rochas com alto grau de metamorfismo (MAACK, 2002). Na Serra do Mar foram identificados remanescentes de pedimentos nos níveis  $P_1$  e  $P_2$  e dos pediplanos  $Pd_1$ , ao longo da rodovia Curitiba-Paranaguá (BR-277),  $Pd_2$ , em remanescentes mais elevados e na serra da Graciosa e  $Pd_3$  na Serra da Graciosa, Serra do Marumbi e Serra dos Órgãos (BIGARELLA, 2008).

O Primeiro Planalto possui topografia uniforme, limitando-se a leste com a Serra do Mar e a oeste com a escarpa Devoniana. Em sua porção setentrional, a partir do principal divisor de águas Iguaçu /Ribeira, as recentes elevações na paisagem, de aspecto dissecado, são atribuídas aos afluentes do rio Ribeira, principalmente ao rio Açungui. A paisagem é profundamente recortada: os pontos

mais altos da região ficam acima do nível geral do planalto, passando de 1000 m (MAACK, 2002), enquanto os vales chegam a atingir altitudes inferiores a 400 m (MINEROPAR; UFPR, 2006).

As figuras 5, 6, 7 e 8 retratam paisagens do Primeiro Planalto paranaense, observadas a partir do topo do Morro do Escalvado, a uma altitude de 1105 m, localizado em Conceição dos Correias – Campo Magro, próximo a Bateias, distrito do município de Campo Largo. A composição geológica da região é bastante diversificada, composta, por exemplo, de filitos, quartzitos, granito, calcários e dolomitos.

Na porção central da Figura 5, onde há superfícies relacionadas ao pediplano Pd<sub>1</sub>, pode ser observado o vale do Açungui /Ribeira. Nesta paisagem, as superfícies avistadas a partir do morro, em primeiro plano, estão relacionadas ao nível do pediplano Pd<sub>2</sub>, sendo que as mais elevadas à direita, alinhadas com a Serra da Bocaina, seriam relacionadas ao Pd<sub>3</sub>.

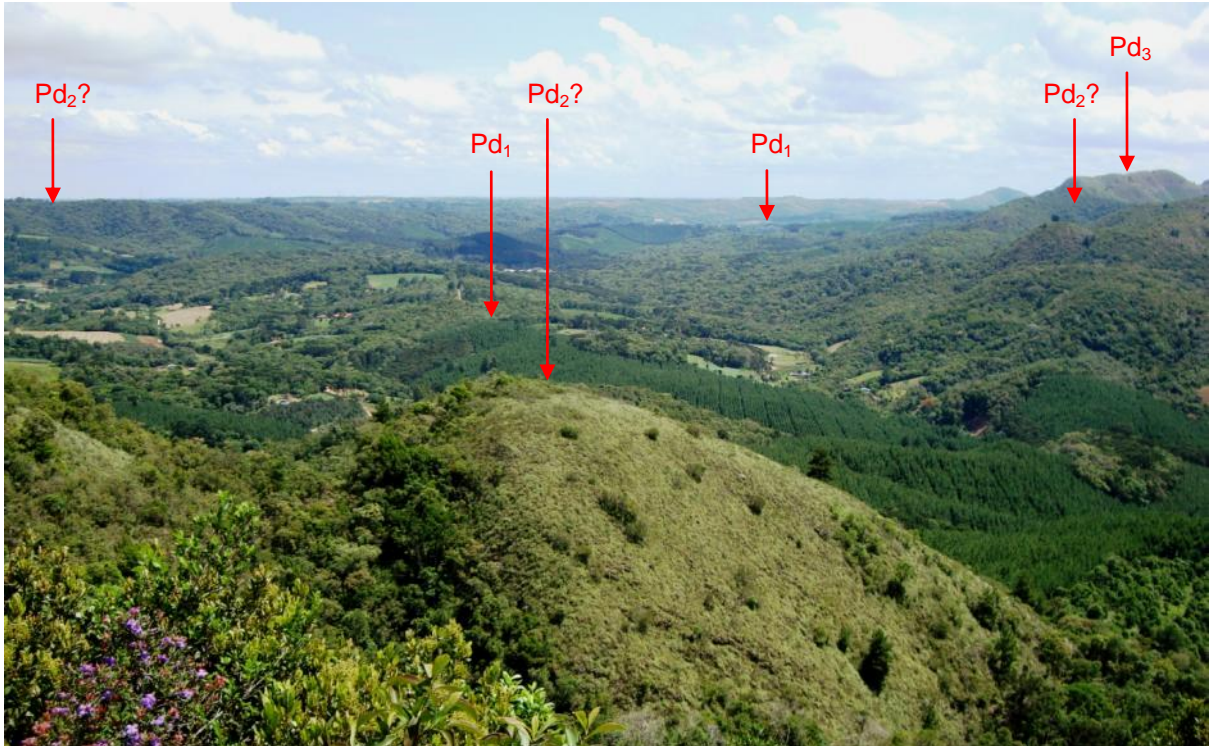
A Figura 6 retrata uma paisagem da Superfície do Alto Iguaçu, onde são verificadas superfícies relacionadas a remanescentes dos pediplanos Pd<sub>3</sub> e Pd<sub>2</sub>. Em primeiro plano são verificadas várias cicatrizes de deslizamentos.

A Figura 7 mostra áreas de extração de metadolomito na porção central, onde o relevo, cujas superfícies são identificadas como Pd<sub>1</sub>, é mais rebaixado pelo fato de essa litologia oferecer menor resistência ao intemperismo. Ao fundo, a superfície mais elevada corresponde ao Pd<sub>2</sub> e, na linha do horizonte, encontra-se a bacia sedimentar de Curitiba.

A Figura 8 mostra o aspecto dos mares de morros e das superfícies aplanadas bem niveladas, representativas do Pd<sub>1</sub>, Pd<sub>2</sub> e, possivelmente do Pd<sub>3</sub>.

Já a Figura 9 retrata a paisagem observada a partir do morro da Cruz no município de Colombo, Primeiro Planalto paranaense, a uma altitude de 1191 m. Verifica-se que as superfícies aplanadas da região, equivalentes ao Pd<sub>1</sub>, inclinam para o sul, em direção a bacia sedimentar de Curitiba. Na linha do horizonte, encontra-se a Superfície do Purunã, relativa ao Pd<sub>3</sub>.

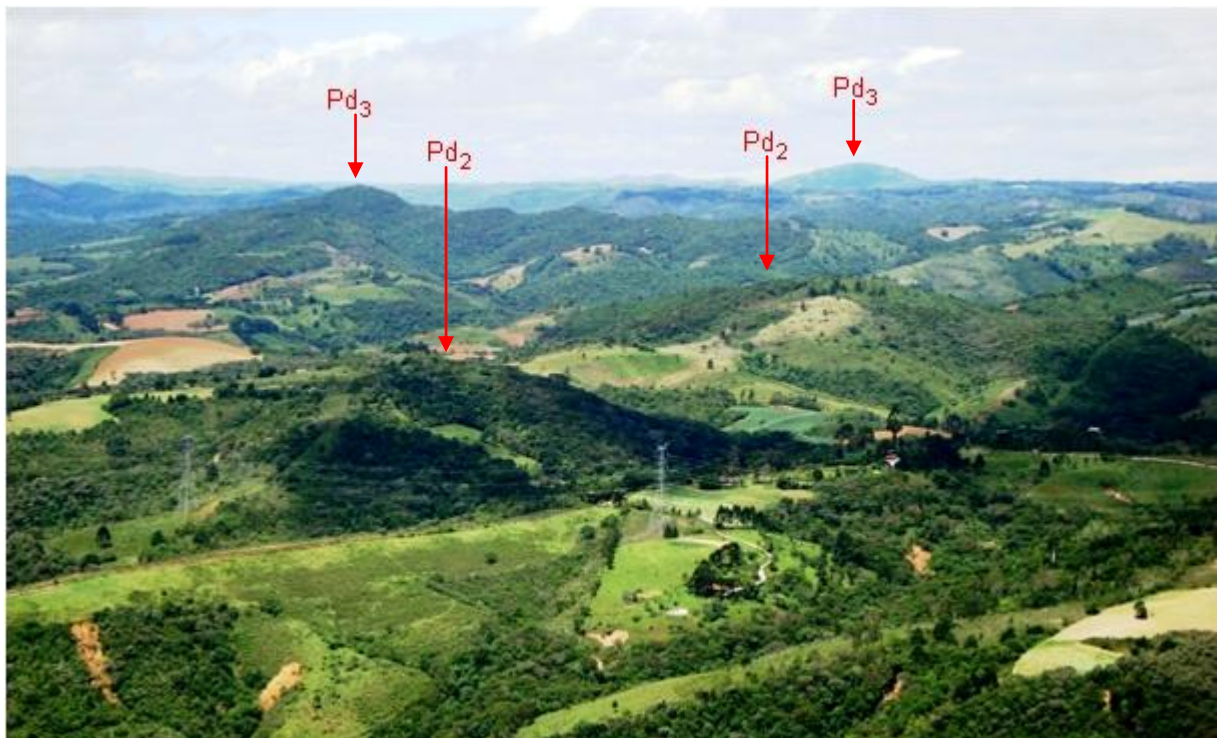




Legenda: vista para NW do morro do Escalvado (Campo Magro-PR). O vale do Açungui /Ribeira é observado na porção central da foto, onde ocorrem superfícies relacionadas ao pediplano Pd<sub>1</sub>. Os relevos indicados à esquerda, à direita e em primeiro plano são relacionáveis ao Pd<sub>2</sub>, sendo que o residual mais elevado à direita é relacionado ao Pd<sub>3</sub>.

FIGURA 5 – APLANAMENTO NO VALE DO AÇUNGUI /RIBEIRA

FONTE: A autora, Nov/ 2010



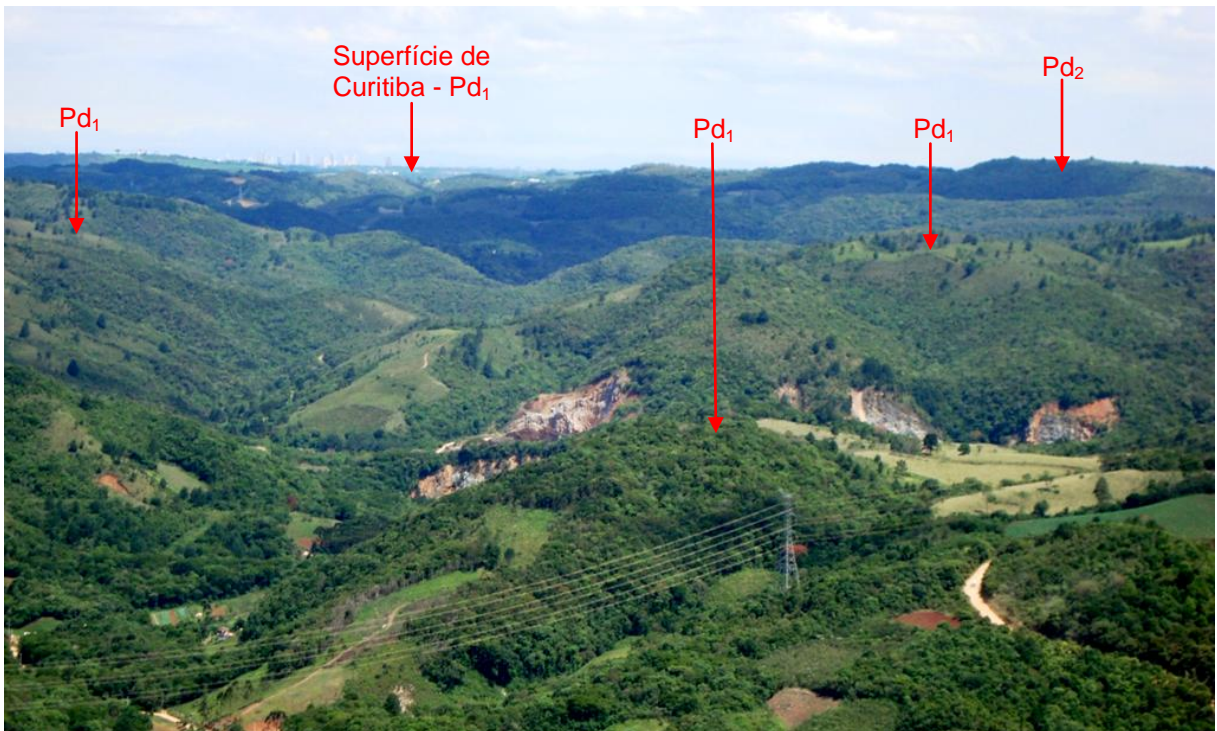
Legenda: vista para NE do topo do morro do Escalvado (Campo Magro-PR). Ao fundo são verificados topos residuais relacionados a remanescentes do pediplano Pd<sub>3</sub>. As superfícies relacionadas ao nível do Pd<sub>2</sub> estão localizadas em segundo plano, na porção central da foto.

FIGURA 6 – ASPECTO DA SUPERFÍCIE DO ALTO IGUAÇU

FONTE: A autora, Nov/ 2010

A direção geral da morfologia do Alto Ribeira é NW-SE e as litologias que mais influenciam o modelado são da Suíte Monzo Granito e Granodioritos porfiróides (Proterozóico Superior), dos grupos Setuva e Açungui e da Formação Camarinha (MINEROPAR; UFPR, 2006). O Grupo Setuva, do Proterozóico Médio, incluem as formações Perau e Água Clara e são compostas principalmente por gnaisses, xistos e sericita-quartzitos. As sequencias, que anteriormente estavam identificadas como pertencentes ao Grupo Açungui, foram redefinidas em função do metamorfismo mais elevado e da maior complexidade do padrão estrutural (FIORI, 1994).

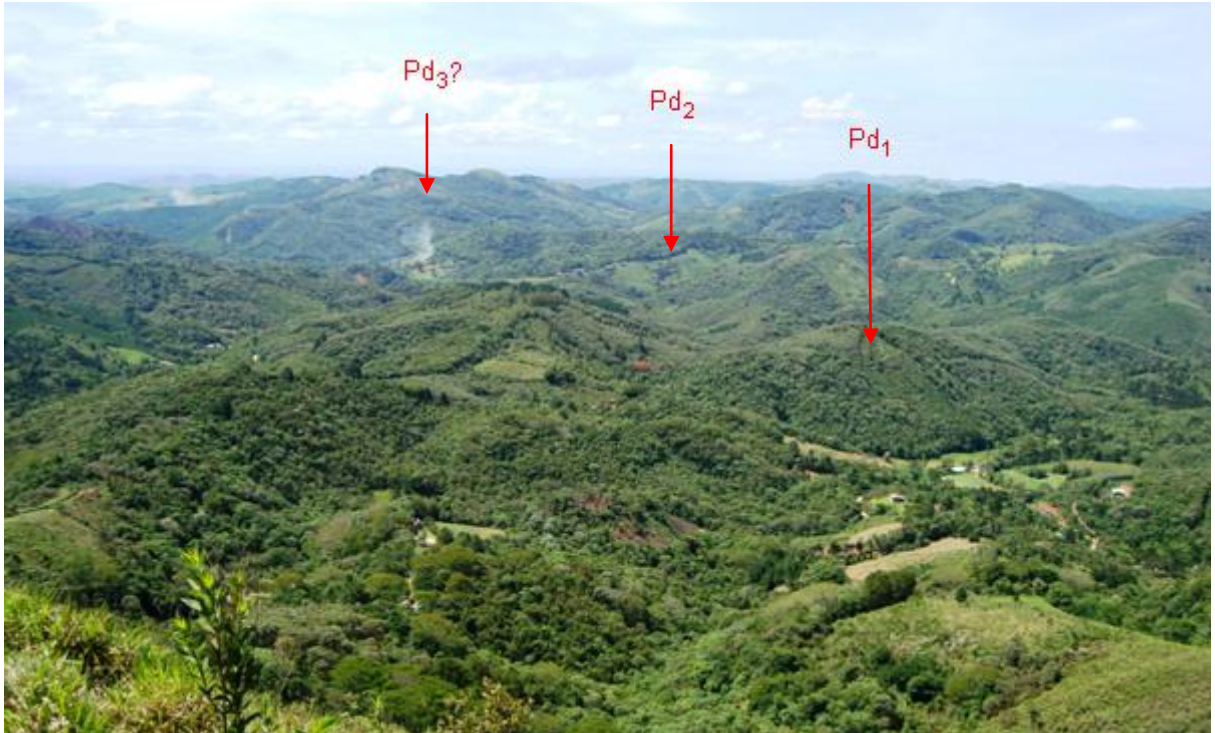
O Grupo Açungui, do Proterozóico Superior, compreende as formações Capiru, Votuverava e Antinha (Mapa 2). A composição litológica de metassedimentos inclui, entre outros, siltitos, mármore dolomíticos, quartzitos, arenitos, calcários, mármore impuros, conglomerados e ritmitos (MINEROPAR, 2006a).



Legenda: vista para N do topo do morro do Escalvado (Campo Magro-PR). A foto retrata uma área de relevo mais rebaixado, cuja litologia é composta por dolomitos. As superfícies mais elevadas à direita da foto, ao fundo, são relacionadas ao pediplano Pd<sub>2</sub>. Já as superfícies dos primeiros planos, à direita, ao centro e à esquerda são relacionadas ao pediplano Pd<sub>1</sub>, assim como a Superfície de Curitiba, observada à esquerda, na linha do horizonte.

FIGURA 7 – REGIÃO DE OCORRÊNCIA DE ROCHAS DOLOMÍTICAS: RELEVO REBAIXADO

FONTE: A autora, Nov/ 2010



Legenda: vista para E do topo do morro do Escalvado (Campo Magro-PR). Nesta paisagem observa-se o aspecto de mares de morros, onde superfícies relacionadas ao nível dos pediplanos Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub> ocorrem, respectivamente em segundo, terceiro e quarto plano, conforme indicado.

FIGURA 8 – SUPERFÍCIES APLANADAS NO PRIMEIRO PLANALTO: RELEVO MAMELONIZADO

FONTES: A autora, Nov/ 2010



Legenda: vista para W do topo do morro da Cruz (Colombo-PR). Ao fundo verifica-se a Serra do Purunã, cuja superfície aplanada é atribuída ao nível do pediplano Pd<sub>3</sub> e em segundo plano, a superfície de Curitiba, atribuída ao nível do Pd<sub>1</sub>.

FIGURA 9 – SUPERFÍCIES APLANADAS DO PRIMEIRO E SEGUNDO PLANALTOS

FONTES: A autora, Nov/ 2010

Considerando a composição litológica, a espessura, a complexidade tectônica plástica e quebrável, e intrusivas associadas, os metassedimentos indicam deposição em bacias de ante-arco (MANTOVANI, comunicação pessoal). A área-tipo da Formação Capiru jaz em discordância angular sobre o Grupo Setuva. São características dessa formação, grutas e dolinas originadas pela ação da água que circula pelas rochas calcárias. A Formação Votuverava é a mais espessa do Grupo Açungui, sendo superior a 3500 m e jaz aparentemente sem discordância sobre a Formação Capiru.

A Formação Antinha, por sua vez, apresenta a estratigrafia original aparentemente preservada. É uma formação alóctone ou parautóctone e o seu limite inferior é representado pela falha do Brejal.

Foram constatados três eventos principais na evolução estrutural do Grupo Açungui, isto é, tectônica de cavalgamentos, dobramentos e transcorrências (FIORI, 1994). Os mesmos eventos também são referidos por Moro e Neves (2004) para a Formação Camarinha, a qual está separada do Grupo Açungui por uma discordância angular.

A Formação Camarinha, do Proterozóico Superior-Cambriano, constitui uma sequência composta por conglomerados polimíticos com matriz arcossiana, arenitos arcossianos e siltitos (MINEROPAR, 2006a). As áreas-fonte dos sedimentos são das formações Água Clara, Votuverava e Capiru e dos complexos Atuba e Três Córregos. A formação encontra-se cortada por diques de diabásio, além de estar parcialmente recoberta por sedimentos da Formação Guabirota na porção leste (MORO; NEVES, 2004). Nas estruturas sedimentares da Formação Camarinha destaca-se a estratificação gradacional nos siltitos e conglomerados, cuja ocorrência deve-se à disposição por correntes de turbidez, originadas por corridas de lama, adentrando em ambiente marinho tectonicamente instável (MURATORI; FUCK; BIGARELLA, 1967).

A porção meridional do Primeiro Planalto (Planalto de Curitiba), referido como Superfície de Curitiba, apresenta-se com grandes áreas planas e ondulações suaves (MAACK, 2002). A direção geral da morfologia apresenta-se entre N-S e NW-SE, ocorrendo em sedimentos da Formação Guabirota e rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico (Mapa 2). Em meio ao planalto de Curitiba a região do planalto Iguaçu possui altitudes que variam entre 860 e 1000 m (MINEROPAR; UFPR, 2006). A superfície do Alto Iguaçu é recoberta por aluviões de idade

holocênica e, identificada como um pediplano Pd<sub>2</sub>, é a principal área-fonte dos sedimentos que preencheram a Bacia de Curitiba.

A Formação Guabirota é um depósito do Mioceno Superior a Plioceno Inferior (BIGARELLA *et al.*, 2003), composto por argilas, arcósios, areias e cascalhos (MINEROPAR, 2006a). Ocorre na região da Bacia de Curitiba, sendo correlativa à Formação Guararapes do Grupo Barreiras, à época da elaboração do pediplano Pd<sub>2</sub>, localmente representado pela superfície do Alto Iguaçu (BIGARELLA *et al.*, 1978).

Sobre os depósitos da Formação Guabirota e separada por uma discordância erosiva, ocorre a Formação Tinguis. Esta última pode ser correlacionada à Formação Riacho Morno do Grupo Barreiras e à Formação Pariquera-Açu do vale do Ribeira. É composta por seixos heterogêneos, principalmente quartzo, migmatitos e feldspatos. A Formação Tinguis foi correlacionada ao pediplano Pd<sub>1</sub> e aos pedimentos P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub>. É considerada uma sequência retrabalhada da Formação Guabirota, associada a material das bordas da bacia. Sua origem está relacionada a mudanças das condições climáticas ambientais (BECKER, 1982).

O Segundo Planalto possui uma paisagem com ondulações suaves, sendo sua superfície muito uniforme. As maiores altitudes estão na escarpa Devoniana, atingindo 1200 m. É recoberto por sedimentos paleozóicos do Devoniano, do Carbonífero e do Permiano. No limite oeste, próximo à escarpa Triássico-jurássica, ocorre cadeias de mesetas e mesetas isoladas com sedimentos triássicos, diques, sills e capas de rochas da “erupção gondwânica” (MAACK, 2002).

No leste desse planalto, entre a escarpa Devoniana e o Planalto de Ponta Grossa, situa-se a Serra do Purunã, designada Superfície do Purunã. Considerada a mais antiga superfície de erosão sob rochas sedimentares, equivale ao pediplano Pd<sub>3</sub> (BIGARELLA *et al.*, 2003).

Essa superfície é modelada sobre a Formação Furnas, pertencente ao Grupo Paraná, de idade Permiano-Devoniana, a qual é considerada o nível de referência da superfície do Purunã. A sequência arenítica da Formação Furnas foi depositada a partir de uma transgressão marinha sobre o manto de intemperismo do aplanamento pré-Furnas (BIGARELLA *et al.*, 2003). A formação é composta por arenitos brancos de granulação média a grossa, micáceos, feldspáticos, de matriz caulínica e estratificação cruzada com níveis conglomeráticos (MINEROPAR, 2006b).

A oeste e ao sul da Formação Furnas ocorre o Grupo Itararé, de mesma idade, composto por um conjunto heterogêneo de rochas sedimentares, incluindo, arenitos, siltitos, folhelhos, argilitos, diamictitos, tilitos e ocasionalmente níveis de carvão. Ao sul predominam arenitos (MINEROPAR, 2006b).

### 3.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Este estudo fundamentou-se basicamente em levantamentos bibliográficos e de campo. Nesses levantamentos, realizou-se um reconhecimento da área de estudo procurando identificar as superfícies aplanadas na paisagem, com o respectivo registro fotográfico.

Tendo em vista as características dessa pesquisa, para realizar a compartimentação topográfica e morfológica, optou-se pelo uso de metodologia com análises de ordem cartográfica.

Os dados topográficos usados para gerar o modelo numérico do terreno são trabalhados em laboratório de geoprocessamento e a identificação das áreas de ocorrência de superfícies de aplanamento é realizada cartograficamente, a partir de dados modelados pelo projeto SRTM, usando um Sistema de Informações Geográficas – SIG.

Para a análise digital do relevo da área em estudo foi gerado um Modelo Digital de Elevação (MDE) com base em dados do SRTM editados pelo Inpe. Os dados originais foram gerados com resolução de 3 arco-segundos (~90 m) e refinados para 1 arco-segundo (~30 m) pelo método de krigagem (VALERIANO, 2008a).

As informações de referência utilizadas nas análises, assim como os dados topográficos tratados em meio digital foram extraídos das seguintes bases:

- cartas denominadas “Níveis de erosão e/ou sedimentação”, de escala 1:10.000, elaboradas pela Associação de Defesa e Educação Ambiental – Adea em parceria com UFPR e Comec no ano de 1978, correspondendo à seguinte articulação: SG-22-X-D-I-3-NO-A, SG-22-X-D-I-3-NO-B, SG-22-X-D-I-3-NO-C, SG-22-X-D-I-3-NO-D, SG-22-X-D-I-3-NO-E, SG-22-X-D-I-3-NO-F, SG-22-X-D-I-3-SO-A e SG-22-X-D-I-4-

NO-A. Essas 8 cartas são identificadas, respectivamente, como: 385 – Conceição dos Correias, 386 – Campina dos Ilhéus, 387 – Ouro Fino, 388 – Barra de Santa Rita, 389 – Campo Magro, 390 – Campo Novo, 391 – Fazendinha e 409 – Colombo. Cada carta possui área de 29 km<sup>2</sup>, sendo que a área total das oito cartas corresponde a 232 km<sup>2</sup>;

- cartas topográficas de escala 1:10.000 elaboradas pela Comec (1976), conforme articulação acima citada;
- mapeamento sistemático do Instituto de Terras, Cartografia e Geociências – ITCG em escala 1:50.000 e folhas geológicas de Curitiba e de Ponta Grossa, elaboradas pela Mineropar (2006) em escala 1:250.000, os quais compõem o mosaico do setor oriental do Estado do Paraná, no trecho correspondente ao transecto;
- perfis levantados de folhas de escala 1:50.000 na Serra do Mar e zona Pré-Serra (BIGARELLA *et al.* 1978);

Neste estudo, as superfícies aplanadas são classificadas pela altimetria e correlação da distribuição no relevo, seguindo a nomenclatura de Ab'Sáber e Bigarella (1961a) e Bigarella e Ab'Sáber (1964) apresentada no capítulo anterior. As superfícies são divididas em categorias, ou seja, pediplanos (Pd), pedimentos (P), além de outros níveis inferiores. São de interesse particular nesta tese, as superfícies de cimeira, ou seja, os pediplanos Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>.

Para geração e estruturação do banco de dados foi utilizado o software ArcGis versão 9.3. As atividades foram divididas em dois níveis, com base no procedimento metodológico para a pesquisa em geomorfologia sugerido por Ab'Sáber (1969), e foram desenvolvidas em quatro etapas, modificadas de Libault (1971), sendo: 1) nível compilatório; 2) correlação dos registros obtidos cartograficamente; 3) confronto dos dados obtidos com observações em campo; e 4) produção de documentos finais.

Envolvendo o nível compilatório, na primeira etapa realiza-se a coleta, seleção e organização de uma base de dados extraída de referencial bibliográfico e de levantamento de dados gráficos e altimétricos derivados de material cartográfico. Esse material, disponível em escalas 1:10.000 e 1:50.000, foi obtido por técnicas de

levantamento de secções topográficas (perfis<sup>18</sup>) traçadas ao longo de divisores e na superposição de secções. Tais técnicas seguem, respectivamente, os modelos de diagramas ilustrativos de superfícies de aplanamento adotados por Bigarella *et al.* (1978) e Passos (1987) (Anexo).

A segunda etapa envolve a correlação dos registros obtidos cartograficamente na etapa anterior, para identificação e classificação dos remanescentes de superfícies aplanadas evidenciadas em relevos residuais. Para a classificação são adotadas classes hipsométricas, definidas em intervalos determinados pelo equivalente a equidistância das curvas de nível das cartas topográficas utilizadas.

A Figura 10 apresenta o diagrama de fluxo dos procedimentos realizados.

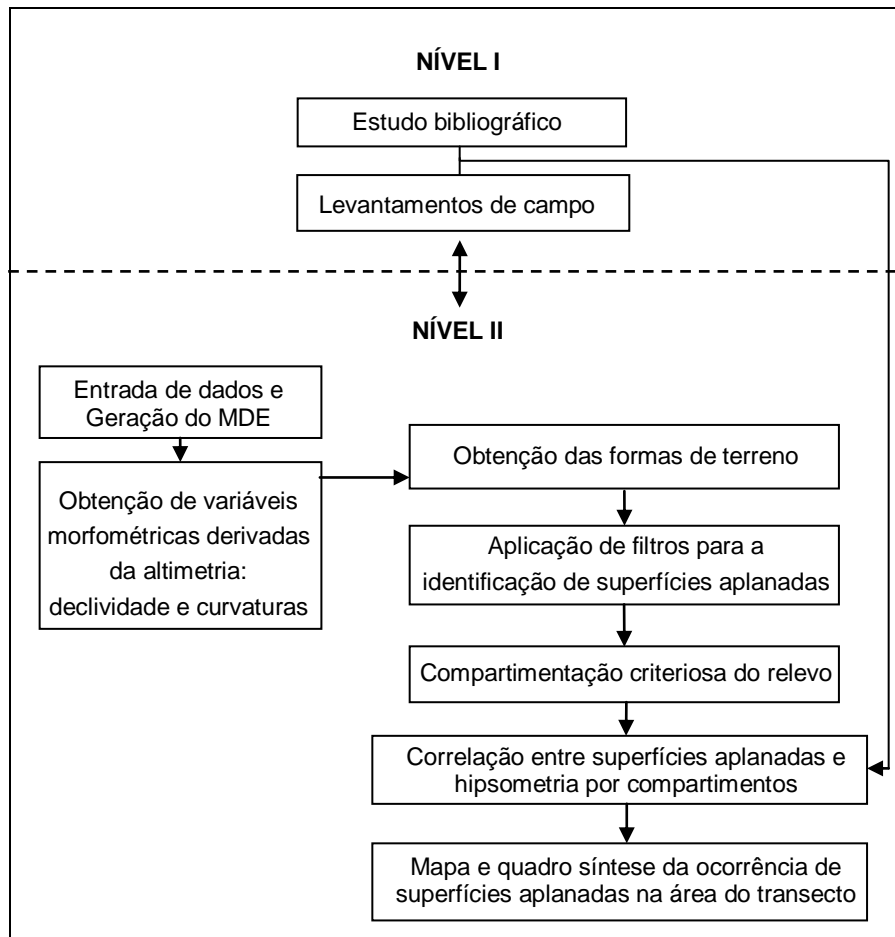


FIGURA 10 – FLUXOGRAMA DOS PROCEDIMENTOS REALIZADOS

<sup>18</sup> Conforme citado por Passos (1987), o reconhecimento correto dos aspectos apresentados pelo relevo, tanto em planta como em perfil, possibilita a identificação dos tipos e características de topos das superfícies e encostas existentes (RAISZ, 1969; LIBAULT, 1975; DUARTE, 1986; OLIVEIRA, 1986).



Para a identificação das superfícies aplanadas foram utilizadas as variáveis declividade e curvatura, obtidas do MDE. Estas variáveis foram calculadas a partir do formato matricial, com um tamanho de célula de 30 x 30 m.

O processamento automático para originar essas variáveis, conforme Valenzuela, 1991<sup>19</sup>, *apud* Valeriano (2008b) é feito por janelas móveis com a função de derivação na vizinhança de cada célula. Para a declividade, por exemplo, é realizada uma estimativa pela análise dos desníveis entre *pixels* vizinhos.

Os primeiros produtos obtidos (hypsometria, declividade e curvatura vertical) foram utilizados para um reconhecimento da área de estudo e serviram como parâmetro inicial para a aplicação de “filtros”<sup>20</sup> realizada posteriormente.

Considerando que o transecto tem uma amplitude altimétrica que ultrapassa 1800 m, o intervalo de classes hipsométricas foi pré-estabelecido em faixas de 100 m e o produto gerado em paletas coloridas.

Derivada de primeira ordem da altitude, a variável declividade, que corresponde à inclinação da superfície do terreno em relação ao plano horizontal, foi usada em três produtos. No primeiro, ela foi discretizada em 6 classes seguindo o critério utilizado pela EMBRAPA (1999), ou seja, 0 a 3% (plano), 3 a 8% (suave ondulado), 8 a 20% (ondulado), 20 a 45% (forte ondulado), 45 a 75% (montanhoso) e acima de 75% (escarpado). Foi utilizada a paleta invertida SC, em escalas de cinza, que parte do branco para valores de 0 a 3%, atingindo o preto a 75%, nas classes mais íngremes.

A declividade é a variável que praticamente define uma superfície de aplanamento. Segundo Bigarella (comunicação pessoal), as superfícies de aplanamento de gênese climática normalmente possuem inclinação entre 2° e 4°, podendo chegar ao limite de 5° a 6°, ou seja, em geral, inferiores a 10%<sup>21</sup>.

A curvatura, derivada de segunda ordem da altitude, possui as componentes horizontal e vertical, as quais permitem a identificação das formas das superfícies,

---

<sup>19</sup> Valenzuela, C.R. Data analysis and models. In: BELWARD, A.S.; VALENZUELA, C.R.. **Remote sensing and geographical information systems for resource management in developing countries**. Dordrecht: Kluwer, 1991. v.1, cap. 18, p. 335-348 (Euro Courses: Remote Sensing).

<sup>20</sup> O termo “filtro” é aqui utilizado no sentido de reclassificação dos dados obtidos, segundo a aplicação de critérios.

<sup>21</sup> Conforme Bigarella (comunicação pessoal), superfícies aplanadas do nível do Pd<sub>3</sub> e do Pd<sub>2</sub> que tenham sofrido basculamento podem ser ainda mais inclinadas e deste modo, hoje podem apresentar declives diversos à regra.

onde os valores dos *pixels* associam-se à concavidade/convexidade das vertentes. A curvatura de uma vertente está relacionada a fatores como o fluxo convergente/divergente e a taxa de erosão/deposição (MOORE; GRAYSON; LADSON, 1991). Doornkamp e King<sup>22</sup>, 1971, citados por Valeriano (2008b) afirmam que a curvatura vertical das vertentes é uma variável de alto poder para identificar unidades homogêneas do relevo.

O primeiro produto de curvatura vertical foi gerado em cinco classes (muito côncava, côncava, retilínea, convexa, muito convexa) com paleta colorida. Foram adotadas cores frias para as áreas côncavas, branco para as retilíneas e quentes para as convexas, com sombreamento. Conforme Valeriano (2008a) neste esquema o efeito dado às áreas côncavas sugere maior umidade do terreno, coerente com as condições reais.

Os valores da curvatura são obtidos em módulo, sendo que os positivos correspondem a terrenos convexos, os negativos a terrenos côncavos e os nulos indicam vertentes retilíneas. No entanto, para que as vertentes retilíneas sejam evidenciadas é necessário admitir uma margem de valores em torno do zero. Em ensaios comparativos foi estabelecido um intervalo entre  $-0,010^{\circ}/m$  e  $+0,010^{\circ}/m$  como valores de curvatura típicos de vertentes consideradas retilíneas. Valores abaixo desse intervalo foram classificados como côncavos e acima convexos. Para a classificação em 5 classes estreita-se a faixa de admissão na classe retilínea ( $\pm 0,00125^{\circ}/m$ ) para evidenciar concavidades /convexidades moderadas, até  $\pm 0,005^{\circ}/m$ , quando a curvatura se torna fraca (VALERIANO, 2008a).

Para as curvaturas horizontais também é necessário estabelecer um intervalo de valores admitidos como nulos na classificação das vertentes planas. Testes para a classificação em três tipos (convergente, planar e divergente), baseados na comparação com as isolinhas usadas na construção do MDE, levaram a se admitir o intervalo de  $-0,038^{\circ}/m$  a  $+0,051^{\circ}/m$  como terrenos planos (VALERIANO, 2008a).

Em alguns mapas a distribuição numérica da curvatura horizontal concentra-se em torno de valores nulos, corroborando o padrão de formas retilíneas com curvaturas como singularidades. A distribuição espacial se apresenta bem detalhada, uma vez que cada vertente compreende toda a gama possível de

---

<sup>22</sup> DOORNKAMP, J.C.; KING, C.A.M. **Numerical analysis in geomorphology**: an introduction. London: Edward Arnorld, 1971.

curvaturas horizontais, de um extremo a outro. Áreas convergentes e divergentes dispõem-se intercaladas entre si, em curtas distâncias (VALERIANO, 2008a).

Com base no conceito geomorfológico atribuído à curvatura vertical côncava, estão relacionadas a esta morfologia, conforme mencionado anteriormente, sucessivas retiradas de material e erosão linear. A curvatura horizontal convergente, por sua vez, se relaciona à concentração do escoamento superficial. Com a associação de ambas as curvaturas em uma superfície, o processo de dissecação é intensificado.

A forma de terreno côncava-convergente é representativa de áreas de cabeceiras de drenagem, sujeitas à erosão remontante e, portanto, mesmo em baixos declives, poderia ser representativa apenas de relevos aplanados muito dissecados e rebaixados. Por tais características, essa morfologia foi avaliada, nesta pesquisa, como categoria a ser excludente.

Entretanto, o segmento inferior das vertentes côncava-convergentes com baixos declives pode estar relacionado à ocorrência de aplanamentos mais recentes, como remanescentes de pedimentos, rampas ou terraços. Contudo, além de tais feições não estarem em discussão nesta tese, a sua relação com áreas de ocorrência de pediplanos é mais remota.

Deste modo, admitiu-se para este estudo que as superfícies aplanadas são qualificadas por baixos declives combinados com os segmentos inferiores das vertentes de natureza côncava-planar e côncava-divergente, os segmentos superiores das vertentes de natureza convexa e os segmentos inferiores e superiores das vertentes de natureza retilínea. No caso das morfologias côncava-planar e côncava-divergente, a área-fonte dos sedimentos pode estar logo acima da superfície mais inclinada, ou a própria superfície inclinada seria a frente da erosão lateral.

Assim, na definição de uma superfície de aplanamento a variável curvatura e sua derivada, formas de terreno, permitem identificar áreas de cabeceiras de drenagem, consideradas áreas excludentes, bem como o estágio de dissecação das superfícies.

A Tabela 1 apresenta índices de dissecação de superfícies aplanadas, com base nas formas do terreno. A referida tabela foi elaborada sob critério subjetivo, não sendo submetida a ensaio de laboratório ou a medições em campo. Os valores

atribuídos à dissecação são relativos e têm o objetivo de facilitar a análise dos dados.

TABELA 1 – ÍNDICES DE DISSECAÇÃO DO RELEVO SEGUNDO FORMAS DO TERRENO

Curvatura vertical	Curvatura horizontal		
	Planar (1) (Preservada)	Divergente (2) (Mediana)	Convergente (3) (Dissecada)
Retilínea (1) (Preservada)	2	3	4
Convexa (2) (Mediana)	3	4	5
Côncava (3) (Dissecada)	4	5	6

NOTA: os índices são válidos para vertentes em uma faixa de declividade de até 10%.

Na Tabela 1 os índices ou graus de dissecação são obtidos pela soma dos índices atribuídos às curvaturas horizontal e vertical, quando combinadas. Índices de mesmo valor apresentam dissecação proporcionalmente similar.

Os valores são hierarquizados arbitrariamente, tendo como premissa que, em declives até 10%, tanto as retilíneas, como as planares são áreas de maior acumulação de sedimentos. No contraponto, as áreas côncavas favorecem a retirada de material e as convergentes, situação em que o escoamento tende a ficar concentrado para uma mesma direção, a erosão ocorre por incisão vertical, dissecando a vertente.

Em relação à avaliação do grau de dissecação da superfície (Tabela 1), no que se refere a curvatura horizontal, parte-se da planar, índice 1 (menos dissecada), para a convergente, índice 3 (mais dissecada). Na curvatura vertical, por sua vez, parte-se da retilínea, índice 1 (menos dissecada), para a côncava, índice 3 (mais dissecada), considerando como limitante a declividade até 10%.

Dessa maneira, ao limite de 10% de declive, a forma de terreno retilínea-planar, de índice 2, representa as superfícies aplanadas relativamente preservadas e pouco dissecadas, ao passo que a forma côncava-convergente, de índice 6, as muito dissecadas e rebaixadas. As demais formas de terreno representam: superfícies de índice 3, relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas; índice 4, medianamente dissecadas e rebaixadas; e índice 5, dissecadas e rebaixadas.

O grau de dissecação para as superfícies parte de 2 porque, teoricamente, seria considerado grau 1 aquelas superfícies em condições excepcionais,

plenamente preservadas. Porém, tendo em vista o tempo em que as superfícies estiveram expostas, a probabilidade de elas se encontrarem nestas condições é limitada.

O segundo produto gerado combinou a declividade em 4 classes e as formas de terreno, resultando em 36 classes. As classes<sup>23</sup> foram assim redefinidas: 0 a 10%, 10 a 45%, 45 a 75% e > 75%, sendo que a primeira classe é particularmente interessante, uma vez que o declive de 10% (ou 5,8°) foi estabelecido como o limite de inclinação as para superfícies aplanadas. As demais classes serviram para evidenciar a compartimentação fisiográfica do relevo, como auxílio à análise. Utilizou-se paleta colorida com sombreamento, variando conforme a declividade, onde as áreas mais inclinadas são mais escuras e as menos inclinadas, mais claras.

Na terceira etapa dos procedimentos de pesquisa, os dados são confrontados com observações de campo e são tabulados e quantificados. É efetuada a análise de frequência e, em função dos resultados, os dados são reagrupados a partir das classes hipsométricas pelo equivalente a intervalos de classe relacionados à sequência de níveis de aplanamento reconhecidas no levantamento.

Procurando a ocorrência de superfícies de aplanamento, ao segundo produto foi aplicado um filtro, originando um terceiro produto, denominado Mapa Exploratório das Superfícies de Aplanamento (Apêndice). Nesse filtro se considerou apenas a primeira classe de declividade, de 0 a 10%, e foram excluídas as curvaturas côncava-convergentes (1a).

Para gerar esse terceiro produto que resultou em nove classes, foi utilizada a paleta colorida FT<sup>24</sup>. Nesse esquema de paleta, a classe côncava-convergente (referida como “outros” nesta fase da pesquisa) está associada ao efeito de sombreamento com cores frias e escuras, enquanto a classe convexa-divergente aparece em condição oposta, com cores quentes e claras. Tal efeito, conforme Valeriano (2008a) faz com que o estímulo sensorial sugestione coerentemente a variação das condições físicas do terreno.

O mapa hipsométrico pré-estabelecido foi reclassificado mantendo-se um limite mínimo de 20 m entre as classes, adequação esta, realizada devido ao registro

---

<sup>23</sup> As classes de declividade foram determinadas em comum acordo com os orientadores, onde foi considerado o limite máximo de declive de 10% como área aplanada.

<sup>24</sup> A paleta denominada FT, em que a distribuição das cores é associada ao conceito de curvaturas, foi desenvolvida para representar as formas de terreno.

de ocorrências de dois tipos de pediplanos em uma mesma classe de altitude genérica (de 100 m) no levantamento de dados pré-existent, descrito mais adiante. Esta reclassificação propiciou melhores condições visuais para a definição de cotas para os pediplanos, assim como para a compartimentação do relevo. As classes então adotadas foram (em metros): 0, 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 300, 400, 500, 540, 580, 620, 660, 700, 740, 780, 820, 840, 860, 880, 900, 920, 940, 960, 980, 1000, 1020, 1040, 1060, 1080, 1100, 1140, 1180, 1200, 1260, 1300, 1400, 1500, 1600, 1700, e acima de 1800.

Na divisão dos compartimentos, além da altitude, utilizaram-se como critérios a litologia e a densidade de drenagem, para os quais não foi realizada análise quantitativa, mas informações disponíveis na literatura.

Deste modo, o novo mapa resultou, em um primeiro momento, em 46 classes hipsométricas, 9 compartimentos e 1 subcompartimento, a saber: 1) Planície Litorânea; 2) Pré-Serra; 3) Serras e Morros Isolados da Região Litorânea, com um subcompartimento abrangendo duas áreas próximas: Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá; 4) Blocos Ocidentais da Serra do Mar; 5) Primeiro Planalto: Superfície de Curitiba; 6) Primeiro Planalto: Capivari /Ribeira; 7) Primeiro Planalto: Açungui /Ribeira; 8) Segundo Planalto: Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi; 9) Segundo Planalto Sul: Médio Iguaçu.

As informações de referência para a definição de cotas aplicadas às superfícies de aplanamento e sua análise foram baseadas no levantamento de dados extraídos de Bigarella *et al.* (1978), Adea /UFPR /Comec (inédito<sup>25</sup>) e Becker (1982).

Para os compartimentos “Pré-Serra” e “Serras e Morros Isolados da Região Litorânea” foi utilizado como parâmetro os perfis levantados para a Serra do Mar e zona Pré-Serra por Bigarella *et al.* (1978), onde os dados obtidos foram quantificados e tabulados nesta tese.

Para o compartimento “Primeiro Planalto: Superfície de Curitiba” tomou-se como referência os dados de mapeamento realizado pela ADEA /UFPR /COMEC (inédito) relativo aos níveis de erosão de 8 cartas denominadas “Níveis de erosão

---

<sup>25</sup> Associação de Defesa e Educação Ambiental (Adea); Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba (Comec); Universidade Federal do Paraná (UFPR). Níveis de erosão e/ou sedimentação. Curitiba: 1978. Escala: 1:10.000.

e/ou sedimentação”, listadas no início deste item, além de informações complementares extraídas de Becker (1982).

Essas 8 cartas foram georreferenciadas, vetorizadas (Anexo 1) e combinadas com os dados SRTM. Da análise desses dados, associada a controle de campo, foram definidas as cotas altimétricas para identificar a ocorrência de diferentes pediplanos. As mesmas cotas foram adotadas para as porções do transecto correspondentes aos compartimentos “Primeiro Planalto: Capivari /Ribeira” e “Segundo Planalto: Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi” (Tabela 2).

Para o compartimento “Primeiro Planalto: Açungui /Ribeira” se utilizou como referência parte das 8 cartas acima referidas. O nível do Pd<sub>1</sub> foi relacionado a um nível menos elevado, tendo em vista particularidades litológicas da região, bem como o padrão encontrado nas cartas de número 385 e 387, apresentando diferentes níveis de pedimentos.

O compartimento “Segundo Planalto Sul: Médio Iguaçu” também teve as cotas do nível do Pd<sub>1</sub> com valores rebaixados em função de dados disponíveis, devido a esse compartimento apresentar um padrão hipsométrico, litológico e de drenagem ligeiramente diferente da porção norte do Segundo Planalto.

TABELA 2 – COTAS ATRIBUÍDAS ÀS SUPERFÍCIES DE EROSÃO E NÍVEIS EMBUTIDOS

Compartimento	Superfície			
	Outros níveis	Pd <sub>1</sub>	Pd <sub>2</sub>	Pd <sub>3</sub>
Planície Litorânea	0-20	-	-	-
	20-40	-	-	-
Pré-Serra	40-100	-	-	-
	100-500			
Serras e Morros Isolados da Região Litorânea	-	500-1000	1000-1100	> 1100
Serra do Mar: Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá	-	700-1000	1000-1100	> 1100
Blocos Ocidentais da Serra do Mar	-	-	1000-1100	> 1100
Primeiro Planalto: Superfície de Curitiba	820-900	900-1000	1000-1100	> 1100
Primeiro Planalto: Capivari /Ribeira	780-900	900-1000	1000-1100	> 1100
Primeiro Planalto: Açungui / Ribeira	620-880	880-980	980-1040	> 1040
Segundo Planalto Norte: Superfície do Purunã e Bacia do Tibagi	780-900	900-1000	1000-1100	> 1100
Segundo Planalto Sul: Médio Iguaçu	740-880	880-1000	1000-1100	> 1100

NOTA: Outros níveis: pedimentos e superfícies de sedimentação.

Na quarta etapa dos procedimentos de pesquisa são produzidos os documentos finais, geração de quadro e/ou mapa síntese, fundamentados nos resultados da etapa anterior. A paisagem é compartimentada com base no modelo

conceitual adotado. Desta maneira, é quantificada a ocorrência e avaliada, de certo modo, a significância das referidas paleosuperfícies na configuração da paisagem, muito embora, nos estudos não seja prevista a avaliação em área absoluta ocupada por cada nível de aplanamento identificado, mas sim, delimitadas as áreas em que estão distribuídas.

Deste modo, são delimitados os domínios superfícies relacionadas a antigos pediplanos. São também distinguidas as áreas onde o paleorrelevo reduziu-se a superfícies rebaixadas, nas quais os remanescentes são mais recentes, prevalecendo superfícies embutidas caracterizadas por pedimentos. Tais produtos devem facilitar a visualização da distribuição espacial das unidades de relevo estudadas.

Assim, uma quarta e última combinação para ajuste foi realizada entre o terceiro produto, o Mapa Exploratório das Superfícies de Aplanamento, e o novo mapa hipsométrico, possibilitando o mapeamento dos pediplanos no transecto. O quarto produto gerado foi designado Mapa Exploratório de Superfícies Relacionadas à Pediplanos (Apêndice).

Com a utilização do *software Global Mapper*, versão 9, foram traçados 6 perfis no sentido leste-oeste e 3 perfis no sentido norte-sul, a fim de ilustrar o comportamento de superfícies relacionadas a pediplanos na área em estudo.

Os produtos derivados do MDE foram manipulados visando a obtenção de dados que subsidiaram as análises para a identificação da ocorrência de superfícies de aplanamento na área de estudo. O *software ArcGIS*, versão 9.3, possibilitou a criação e estruturação do banco de dados que armazena a distribuição dessas feições do relevo. As análises, os resultados alcançados e o mapa/quadro síntese produzido são apresentados no Capítulo 4.



## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

No estudo do relevo a utilização de um SIG origina produtos topográficos que permitem uma caracterização padronizada e mais específica da área em estudo, por meio da manipulação de dados.

Nesse sentido, o presente capítulo apresenta a descrição e análise dos dados morfométricos obtidos do MDE. Para tanto, foi utilizado um mapeamento pré-existente, de escala 1:10.000 (ADEA/UFPR/COMEC, inédito), que representa os níveis de erosão em uma região do Primeiro Planalto paranaense. Tal mapeamento compõe um conjunto de levantamentos organizado por Bigarella et al. (1979), ao qual fazem parte a coleção de mapas da Folha de Ouro Fino.

Serviram ainda como base de dados, níveis de superfícies de aplanamento obtidos de Bigarella *et al.* (1978), derivados de folhas topográficas de escala 1:50.000, resultantes de levantamentos em perfis geomorfológicos múltiplos projetados no Litoral e Serra do Mar.

Esses dados, secundários e levantados em escalas de detalhe, são usados na definição de classes altimétricas para gerar produtos topográficos do MDE do transecto em estudo.

Com uma área total de 13412 km<sup>2</sup> e de 11048 km<sup>2</sup> s.n.m., o transecto compreende parte do Litoral, Serra do Mar, Primeiro Planalto e Segundo Planalto, cujas unidades fisiográficas paranaenses situam-se no setor oriental do Estado. Observa-se que nas análises realizadas neste capítulo, ao ser referida a área total do transecto, é utilizado como dado de referência a área acima do nível do mar, ou seja, 11048 km<sup>2</sup>.

Os produtos topográficos derivados do MDE e utilizados para identificar a ocorrência de superfícies de aplanamento são altitude, declividade e curvatura. Os critérios estabelecidos para a discretização das classes foram baseados em mapeamentos e perfis pré-existentes (*op.cit.*), os quais são analisados e tabulados a seguir.

## 4.1 ANÁLISE MORFOMÉTRICA DE PEDIPLANOS COM MDE

### 4.1.1 Síntese de dados pré-existentes no Primeiro Planalto e Serra do Mar

A metodologia desenvolvida por Bigarella *et al.* (1978; 2003) para identificar a ocorrência de superfícies aplanadas é feita por meio da análise sistemática de microbacias em cartas topográficas, associadas ao controle de campo. O comportamento de superfícies de erosão e níveis embutidos é identificado através da técnica de levantamento de perfis geomorfológicos múltiplos projetados. Estes perfis, esquematizados ao longo de meridianos e paralelos, contemplam informações da topografia e das amplitudes altimétricas, revelando níveis escalonados de superfícies de aplanamento.

Os dados utilizados como parâmetro para a discretização das classes de altitudes na Serra do Mar e zona Pré-Serra foram baseados em registros apresentados nos trabalhos de Bigarella *et al.* (1978) e estão organizados na Tabela 3, onde são referidos os três pediplanos conhecidos, Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>.

TABELA 3 – PEDIPLANOS NA SERRA DO MAR E PRÉ-SERRA: NÚMERO DE OCORRÊNCIAS REGISTRADAS A PARTIR DE DADOS PRÉ-EXISTENTES

		Levantamento de Bigarella <i>et al.</i> (1978) Escala 1:50.000 – equidistância de 20 m													
Classes / Superfícies	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	1600	1700	>1800
Pd <sub>3</sub>									6	8	17	7	6	5	1
Pd <sub>2</sub>						17	25								
Pd <sub>1</sub>	3	13	25	53	48	18									

Bases Cartográficas: Folha de Antonina (maciço Espigão do Feiticeiro) SG-22-X-D-II-4 (48°45'–48°30' e 25°15'–25°30'); setor norte da Folha de Morretes (serra dos Órgãos e serra da Graciosa) SG-22-X-D-II-3 (49°–48°45' e 25°15'–25°30'); setor sudeste da Folha SJ Pinhais SG-18-K-IV-2 (49°15'–49° e 25°30'–25°45'); sul da Folha de Morretes e norte da Folha de Novo Mundo (serra do Marumbi) (49°–48°45' e 25°15'–25°30'–25°45'); Folha de Novo Mundo (planalto, serra e zona do piemonte) SG-22-X-D-V-1 (49°–48°45' e 25°30'–25°45'); Folha de Paranaguá (serra e zona do piemonte) SG-22-X-D-V-2 (48°45'–48°30' e 25°30'–25°45'); Folha Serra da Virgem Maria (porção setentrional da Serra do Mar) SG-22-X-D-II-2 (48°45'–48°30' e 25°–25°15') Folha da Colônia Santos Andrade (extremidade meridional da Serra do Mar, planalto e zona do Piemonte) SG-22-X-D-V-3 (49°–48°45' e 25°45'–26°).

Verifica-se na referida tabela que o pediplano Pd<sub>1</sub> na Serra do Mar e Pré-Serra possui altitudes entre 500 a 1000 m. Já o Pd<sub>2</sub> possui altitudes situadas no intervalo de 900 e 1100 m e o Pd<sub>3</sub>, por sua vez, ocorre em altitudes superiores a 1200 m.

Nos levantamentos realizados por Bigarella *et al.* (1978) para os níveis de sedimentação, o pedimento P<sub>1</sub> tem altitudes entre 100 e 200 m e o P<sub>2</sub> entre 200 e 500 m, podendo atingir 600 m.

Para o Primeiro Planalto, a partir de fotointerpretação e da base cartográfica em escala 1:10.000, foram elaboradas pela Adea/ Comec/ UFPR no ano de 1978, cartas denominadas “Níveis de erosão e/ou sedimentação”, as quais referem-se a ocorrência de superfícies aplanadas. Essas cartas representam a ocorrência de remanescentes de pediplanos e pedimentos, nos municípios de Almirante Tamandaré, Rio Branco do Sul, Campo Largo e Colombo, situados na Região Metropolitana de Curitiba – RMC.

Dentre as cartas disponíveis, aquelas selecionadas para este estudo são as que apresentam ocorrência significativa das referidas superfícies. Estas informações auxiliaram na definição dos intervalos hipsométricos relacionados à ocorrência de superfícies de erosão. Os dados levantados a partir da pesquisa de Becker (1982) são apresentados na Tabela 4 a seguir. A identificação das cartas referidas na tabela está listada em “Procedimentos Metodológicos”.

TABELA 4 – PEDIPLANOS NO PRIMEIRO PLANALTO: OCORRÊNCIAS REGISTRADAS A PARTIR DE DADOS PRÉ-EXISTENTES

Cartas	Dados do levantamento de Becker (1982) Escala 1:10:000	
	Altitudes do Pd <sub>1</sub>	Altitudes do Pd <sub>2</sub>
A-097: 385, 386, 387, 388	850 a 1030	1000 a 1100
389		1010 a 1075
390	965 a 1025	1030 a 1065
391	965 a 1015	1024
548	910 a 915	

Nos levantamentos e controle de campo, cujo trabalho foi realizado em parte da área abrangida pelas cartas referidas na Tabela 4, foi identificada a ocorrência de superfícies aplanadas no nível do Pd<sub>1</sub> em altitudes de 916 a 988 m e no nível do Pd<sub>2</sub> em altitudes de 1016 a 1038 m, corroborando a sistematização feita por Becker

(1982). Na região da carta de número 409, foi constatada em campo a altitude de 1191 m para o Pd<sub>3</sub>.

A litologia da região abrangida por essas cartas é formada, principalmente, pela Formação Capiuru, composta por metassedimentos siltico-argilosos, incluindo metassiltitos, filitos, filitos grafitosos, metarritimitos, ardósias, sericita xistos, quartzo-sericita xistos. É composta, também, por mármore dolomíticos e metadolomitos (MINEROPAR, 2006).

A porção NW da região analisada, abrangida, sobretudo, pelas cartas 385 e 387, é formada por xistos, quartzitos, anfíbolitos e metabasitos do Complexo Metamórfico Indiferenciado; intercalações de metacalcários calcíticos, metadolomitos e quartzitos finos equigranulares da Formação Perau; metassedimentos siltico-argilosos da Formação Votuverava; e no extremo NW da carta 385, granito cerne da Suíte Sieno Granitos. Na porção ocidental da carta 391 ocorre a Formação Guabirotuba. A região abrangida pelas cartas é cortada por falhas inversas ou cavalgamentos (MINEROPAR, 2006).

#### 4.1.2 Análise digital das superfícies pré-mapeadas no Primeiro Planalto

Para a identificação digital hipsométrica dos pediplanos pré-mapeados na região compreendida pelas cartas, cuja articulação é ilustrada na Figura 11, foram estabelecidos os intervalos de classes apresentados na Tabela 5. Nesta tabela também se verifica a distribuição da ocorrência das superfícies por classes hipsométricas.

Os dados da referida tabela, obtidos por geoprocessamento, mostram que as áreas com altitudes inferiores a 840 m correspondem a 7,6% da região compreendida pelas cartas; as áreas com altitudes entre 840 e 900 m, equivalem a 15% da região; entre 900 e 1020 m correspondem a 63,8%; altitudes entre 1020 e 1080 m equivalem a 11,6%; entre 1080 e 1100 m, a 0,89%; e as áreas de 1100 a 1160 m, bem como as áreas a partir de 1160 m equivalem, respectivamente, a 0,96% e 0,09% da região.

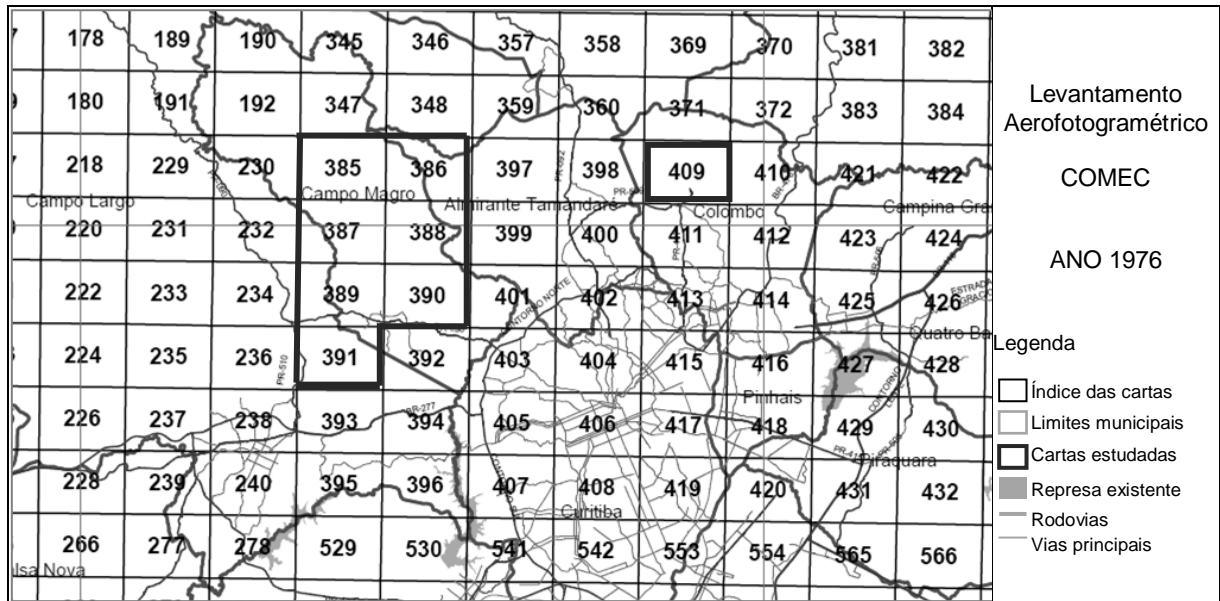


FIGURA 11 – ARTICULAÇÃO DAS CARTAS 385 A 391 E 409 NO PRIMEIRO PLANALTO  
 FONTE: Adaptado de www.comec.pr.gov.br

TABELA 5 – DISTRIBUIÇÃO HIPSOMÉTRICA DE PEDIPLANOS NO PRIMEIRO PLANALTO:  
 LEVANTAMENTO DIGITAL

Carta / Níveis	Área (%) de ocorrência na carta por classes hipsométricas Escala 1:10.000											Total
	<840	840	900	960	980	1000	1020	1040	1080	1100	>1160	
385	Pd <sub>1</sub>	0,19	9,59	7,23	0,26							17,27
	Pd <sub>2</sub>			1,56	1,19	0,91	0,67	0,27	0,03			4,62
386	Pd <sub>1</sub>		1,05	12,09	5,96	3,08	1,58	1,35	0,64			25,73
	Pd <sub>2</sub>			0,24	0,43	0,62	1,60	1,76	2,43	0,18		7,26
	Pd <sub>3</sub>								0,30	0,03	0,02	0,35
387	Pd <sub>1</sub>	0,17	15,81?	20,24	0,56	0,02						36,78
	Pd <sub>2</sub>			2,02	1,20	0,40	0,40	0,38	0,39			4,79
388	Pd <sub>1</sub>		0,02	3,91	5,55	6,76	8,82	10,01?	2,47?			37,54
	Pd <sub>2</sub>			0,01	0,10	0,66	1,80	4,18	9,05	0,85		16,64
	Pd <sub>3</sub>								0,17	0,05		0,21
389	Pd <sub>1</sub>		0,01	4,95	6,64	6,63	1,51	0,14				19,88
	Pd <sub>2</sub>			0,04	0,35	3,20?	5,27	1,20	0,69			10,74
390	Pd <sub>1</sub>			1,20	5,53	16,75	15,12	5,60	0,59			44,79
	Pd <sub>2</sub>				0,03	0,07	0,46	2,82	1,74			5,11
	Pd <sub>3</sub>								0,01			0,01
391	Pd <sub>1</sub>			1,30	11,72	24,47	2,12	0,01				39,61
	Pd <sub>2</sub>						0,06	0,04				0,10
409	Pd <sub>1</sub>					0,10	0,43	2,96	1,45?	2,84?		7,79
	Pd <sub>2</sub>									0,32	0,22?	0,54
	Pd <sub>3</sub>									0,06	0,04	0,10

NOTA: (?) indica valores passíveis de confirmação. Observa-se que na região existem relevos rebaixados pela ocorrência de rochas calcíticas e dolomíticas.

O detalhamento da ocorrência das superfícies de erosão, no nível dos pediplanos, em cada carta é descrito a seguir:

**Carta 385 – Conceição dos Correias:** refere-se à área localizada entre as coordenadas 25°15'00"S e 25°17'30"S e 49°30'00"W e 49°26'15"W, na bacia do Açungui /Ribeira. De S a W a área é drenada pelo rio Conceição, tributário do Açungui e de L a S, pelo rio Meia Lua, afluente do rio Conceição.

O local apresenta diferentes unidades litoestratigráficas: na porção ocidental, quartzitos, metacalcários calcíticos e metadolomitos da Formação Perau, além de metassedimentos siltico-argilosos da Formação Votuverava; na porção oriental, gnaisses do Complexo Metamórfico Indiferenciado; e no setor SE, mármore dolomíticos e metadolomitos da Formação Capiru (MINEROPAR, 2006).

Os pediplanos ocorrem em 21,9% da área da carta, sendo 4,6% no nível do Pd<sub>2</sub> e 17,3% no nível do Pd<sub>1</sub>. Os pedimentos P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub> ocorrem embutidos próximos ao Pd<sub>1</sub>, muitos deles na forma de ombreiras, em uma área de 30,1% da carta, estando ligeiramente mais concentrados na porção meridional.

Os remanescentes do pediplano Pd<sub>2</sub>, não são encontrados nos setores SE e centro-sul da carta. Eles ocorrem na porção setentrional e no SW, com 66,8% das altitudes entre 960 a 1040 m. As altitudes dos demais remanescentes desse nível estão entre 900 e 960 m, com 33,8% e entre 1040 a 1080, com 0,6%. No setor SW a altitude atinge 1049 m, no setor NW chega a 1040 m, no N chega a 1020 m, e decai no E para 980 m.

O Pd<sub>1</sub> encontra-se distribuído por quase toda a carta, exceto no centro-sul, onde os rios Conceição e Meia Lua se encontram. As altitudes são inferiores a 980 m, sendo que 97,4% das altitudes estão entre 840 e 960 m.

**Carta 386 – Campina dos Ilhéus:** a área está situada a leste da carta 385, entre os paralelos 25°15'00"S e 25°17'30"S e entre os meridianos 49°26'15"W e 49°22'30"W, na transição das bacias do Açungui /Ribeira e do Alto Iguaçu. O rio Capivara, afluente do Açungui, atravessa a carta de L para N, e o rio Meia Lua drena a porção do centro para W.

Na litologia da área, cortada por diques, predominam mármore dolomíticos e metadolomitos da Formação Capiru, sendo que no setor NW da carta, a litologia é composta por gnaisses do Complexo Metamórfico Indiferenciado. Nas proximidades do contato entre as duas litologias ocorre falha transcorrente (MINEROPAR, 2006).

Os pediplanos ocorrem em 33,3% da carta e os pedimentos em 25,3%. Pequenos remanescentes do pediplano Pd<sub>3</sub> são encontrados nos setores SE e SW, com altitudes entre 1040 e 1080 m, sendo que no extremo SE, passa dos 1100 m.

As superfícies ao nível do pediplano Pd<sub>2</sub> possuem 79,7% das altitudes entre 1000 e 1080 m. O Pd<sub>2</sub> é registrado nos setores NW, SW, NE e SE da carta, sendo que no extremo SE passa dos 1080 m. O Pd<sub>1</sub> encontra-se concentrado nos setores NW, NE, central e meridional da área representada pela carta. Predomina com 82% das altitudes entre 900 e 1000 m.

**Carta 387 – Ouro Fino:** abrange a área localizada entre as coordenadas 25°17'30"S e 25°20'00"S e 49°30'00"W e 49°26'15"W, ao sul da carta 385, fazendo parte da bacia do Açungui /Ribeira. De E a N é drenada pelo rio Conceição e a SE, por seus afluentes. A rede de drenagem desse rio é responsável pela erosão remontante que entalhou tanto a porção oriental da carta 387, como a porção meridional e o NW da carta 385. De SW a NW da carta 387, os setores são drenados pelo rio Ouro Fino e no setor W localiza-se a Serra Endoenças.

A composição litológica da área representada pela carta 387 é semelhante à área da carta 385, ou seja, apresenta diferentes unidades litoestratigráficas, sendo que a porção oriental e sul é composta por mármore dolomítico e metadolomitos e no SE e SW, metassedimentos síltico-argilosos da Formação Capiru; no setor NE apresenta litologias das formações Perau e Votuverava; e no N e E, gnaisses do Complexo Metamórfico Indiferenciado (MINEROPAR, 2006).

Os pediplanos ocorrem em 41,6% da área da carta. As superfícies ao nível do Pd<sub>2</sub> ocorrem em remanescentes pequenos nos setores NW, W, S, SE e NE. Um remanescente bem desenvolvido ocorre na porção N. As altitudes desse nível situam-se no intervalo de 900 a 1080 m, sendo que 57,8% delas ocorrem a partir de 960 m. Nos setores N e W as altitudes são maiores, chegando a 1065 m.

O pediplano Pd<sub>1</sub> é verificado por toda a área representada pela carta concentrando-se, porém, na porção ocidental e no NE. As altitudes do Pd<sub>1</sub> variam, em 98% das ocorrências, entre 840 a 960 m. Junto ao Pd<sub>1</sub> estão os pedimentos P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub>, cujos níveis equivalem a 18,5% da carta.

**Carta 388 – Barra de Santa Rita:** representa a área situada a leste da carta 387 e sul da carta 386, entre os paralelos 25°17'30"S e 25°20'00"S e entre os meridianos

49°26'15"W e 49°22'30"W. Está compreendida na transição do Açungui /Ribeira e Alto Iguaçu, sendo que os divisores dessas bacias passam no extremo SE da carta, junto aos limites da APA Passaúna. O rio da Barra vindo de NE e o rio Marmeleiro de E encontram-se com o rio Conceição no setor N da carta e seguem para W, onde outro afluente junta-se ao rio Conceição, o Arroio do Fundão, vindo de S.

Duas falhas inversas para noroeste atravessam a região, fraturada e cortada por diques. A litologia predominante é composta por metassedimentos siltico-argilosos da Formação Capiçu, sendo que na porção NW ocorrem mármores dolomíticos e metadolomitos (MINEROPAR, 2006).

A área com ocorrência de pediplanos equivale a 54,4% da carta. Pequenos remanescentes isolados do pediplano Pd<sub>3</sub> são encontrados no SE da carta, com altitudes entre 1040 e 1100 m. Os remanescentes do pediplano Pd<sub>2</sub>, com 95,4% das altitudes entre 1000 e 1100, encontram-se espalhados por toda a área da carta, estando mais adensados na porção oriental, onde ocorrem com altitudes de 1020 a 1100 m, decaindo em direção à porção ocidental, onde são registradas altitudes menores que 980 m.

Da mesma forma, o Pd<sub>1</sub> na porção oriental atinge níveis mais altos (em torno de 1040 m) que na porção ocidental, onde decai a 900 m. Das altitudes do Pd<sub>1</sub>, 93,4% situam-se entre 900 e 1020 m e 6,6% ocorrem entre 1040 e 1080 m. Os pedimentos P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub>, com 10,18% da área da carta, aparecem como níveis embutidos no Pd<sub>1</sub>.

**Carta 389 – Campo Magro:** compreende a área localizada entre as coordenadas 25°20'00"S e 25°22'30"S e 49°30'00"W e 49°26'15"W, ao sul da carta 387. Os divisores das bacias do Açungui / Ribeira e Alto Iguaçu passam no setor SE da carta e a Estrada do Cerne – PR-090 passa pelo setor S. O rio do Cerne e seus afluentes drenam os setores SW e NW, ao passo que o setor NE é drenado por um afluente do rio Conceição. O setor SE, por sua vez, é drenado pelas cabeceiras do rio Verde, tributário do Iguaçu.

Nesta área, formada por metassedimentos siltico-argilosos (MINEROPAR, 2006), os pediplanos ocorrem em 30,6% da carta. O Pd<sub>2</sub>, que atinge 1075 m de altitude, encontra-se mais concentrado na porção setentrional, com 60,2% das altitudes entre 1000 e 1040 m e 29,8% entre 980 e 1000 m. O Pd<sub>1</sub>, por sua vez, ocorre por toda a carta, sendo menos frequente nos setores SW e SE, onde ocorrem



os níveis de pedimentação  $P_2$  e  $P_1$  correspondendo a 25,6% da carta. As altitudes do  $Pd_1$  chegam a 1006 m, sendo que 91,6% ocorrem entre 900 e 1000 m.

**Carta 390 – Campo Novo:** representa a área situada a leste da carta 389 e ao sul da carta 388, entre os paralelos  $25^{\circ}20'00''S$  e  $25^{\circ}22'30''S$  e entre os meridianos  $49^{\circ}26'15''W$  e  $49^{\circ}22'30''W$ . A Estrada do Cerne – PR-090 corta a carta em seus setores SW e S, sendo também atravessada pelo contorno norte. O setor NW, por onde passam os divisores das bacias do Açungui /Ribeira e do Iguaçu é drenado por afluentes do rio Conceição. O setor SW da carta é drenado por afluentes do rio Verde, e de E a S, pelo rio Cachoeirinha, afluente do rio Passaúna, pertencentes à bacia do rio Iguaçu.

A litologia é composta por metassedimentos siltico-argilosos da Formação Capiru (MINEROPAR, 2006). Os pediplanos equivalem a 49,9% da carta. Há apenas um remanescente do pediplano  $Pd_3$ , no extremo N, cuja área é inexpressiva. A continuidade da superfície, no extremo S da carta 388 também é representada por uma pequena área.

A superfície correspondente ao  $Pd_2$  está dispersa em remanescentes de pequena extensão na porção setentrional, no W e SE da carta, com 98,2% das altitudes entre 1000 e 1060 m.

O pediplano  $Pd_1$  encontra-se como um grande aplanamento em 44,8% da carta, sendo entalhado pelo rio Cachoeirinha e seus afluentes. Neste nível, 52,4% possuem altitudes entre 900 e 1000 m; 33,7% das altitudes estão entre 1000 e 1020 m; e 13,8% possuem altitudes de 1020 a pouco mais de 1040 m. Ao nível do  $Pd_1$ , a porção oriental tem altitudes ligeiramente mais elevadas que a porção ocidental. Os pedimentos  $P_2$  e  $P_1$  são verificados, principalmente, nos setores SW e centro-nordeste, embutidos no pediplano  $Pd_1$  e ocupando uma área de 29,3% da carta.

**Carta 391 – Fazendinha:** refere-se à área localizada entre as coordenadas  $25^{\circ}22'30''S$  e  $25^{\circ}25'00''S$  e  $49^{\circ}30'00''W$  e  $49^{\circ}26'15''W$ , ao sul da carta 389. Os divisores das bacias Açungui /Ribeira e Alto Iguaçu atravessam o NW da área representada pela carta. O rio Verde drena a porção oriental, de N a SE. As cabeceiras dos rios Rondinha e Rincão, afluentes do rio Verde e pertencentes à bacia do Iguaçu, estão localizadas na porção meridional da carta. O setor NW

abrange cabeceiras de afluentes do rio do Cerne, cuja drenagem é voltada para a bacia do Açungui /Ribeira.

A litologia da área é composta por metassedimentos siltico-argilosos da Formação Capiru, migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico e pela Formação Guabirotuba (MINEROPAR, 2006). A maior parte da área está localizada na bacia do Alto Iguaçu e os divisores não são tão elevados quanto os das bordas N da bacia. Assim, por sua localização geográfica e pela composição litológica, a área representada pela carta 391 pode ser considerada, dentro a região analisada, como aquela que melhor caracteriza os níveis dos pediplanos da Superfície de Curitiba.

Das superfícies aplanadas, o pediplano Pd<sub>2</sub> apresenta apenas um pequeno remanescente no setor NE da carta, com 1024 m de altitude. Já o pediplano Pd<sub>1</sub> ocorre em 39,6% da área. O Pd<sub>1</sub> possui 94,6% das altitudes entre 900 e 1000 m, apresentando-se como uma superfície contínua que abrange os setores N e SW da carta. Os pedimentos P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub> apresentam-se como ombreiras, concentrados nos setores NW e centro-sul, bem como na porção oriental, equivalendo a uma área de 25,7% da carta.

**Carta 409 – Colombo:** a área representada por esta carta situa-se a leste da carta 386, entre os paralelos 25°15'00"S e 25°17'30"S e entre os meridianos 49°15'00"W e 49°11'15"W. O Contorno Norte passa pelos setores S e SE da carta. A área é cortada no setor SW pelos divisores das bacias do Alto Iguaçu e Capivari /Ribeira. A porção oriental é drenada por afluentes do rio Bacaetava, tributário do rio Capivari, o qual faz parte da bacia do Ribeira. O setor S é drenado por afluentes do rio Palmital e do rio Atuba, ambos pertencentes à bacia do Iguaçu.

A área abrangida pela carta é dividida diagonalmente por uma falha de cavalgamento, abrangendo os setores NE, centro-sul e SW da carta. A litologia é da Formação Capiru, sendo que ao sul da falha, onde ocorrem mármores dolomíticos e metadolomitos (MINEROPAR, 2006), as altitudes são mais baixas, entre 840 e 1000 m, enquanto que na porção ao norte da falha, predominam altitudes acima de 1040 m e a litologia é composta por metassedimentos siltico-argilosos (MINEROPAR, 2006).

Na porção setentrional os pediplanos se concentram em pequenos remanescentes, cujas superfícies respondem por 8,4% da carta. Já os pedimentos P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub> estão distribuídos nos setores NW, NE e meridional, correspondendo a uma

área de 32,1%. Verificam-se dois pequenos remanescentes do pediplano Pd<sub>3</sub>, sendo um no setor NW, com 1139 m e outro na porção central, com 1204 m. Há um pequeno remanescente do pediplano Pd<sub>2</sub> no setor W, com altitude de 1159 m e outros remanescentes deste nível no entorno do Pd<sub>3</sub>, na porção central, com altitudes de 1150 a 1174 m. O Pd<sub>1</sub> apresenta-se com altitudes a partir de 1000 m até 1160 m. As altitudes do Pd<sub>1</sub> decaem para as direções leste e sudoeste.

Considerando todas as 8 cartas analisadas, as quais totalizam 232 km<sup>2</sup>, as superfícies representadas pelos pediplanos ocupam uma área de 81,2 km<sup>2</sup> (35%). Desta área, 0,19 km<sup>2</sup> (0,2%) correspondem ao Pd<sub>3</sub>, 14,4 km<sup>2</sup> (17,7%) ao Pd<sub>2</sub> e 66,6 km<sup>2</sup> (82%) ao Pd<sub>1</sub>. Os pedimentos ocupam uma área de 60,3 km<sup>2</sup> (26%), sendo 35 km<sup>2</sup> equivalente ao P<sub>2</sub> e 25 km<sup>2</sup> ao P<sub>1</sub>.

O pediplano Pd<sub>3</sub> ocorre na área representada pelas cartas 386, 388 e 409, sendo que nas primeiras, as altitudes são mais baixas, entre 1054 e 1100 m, enquanto que na última, as altitudes estão entre 1139 e 1204 m. Os pediplanos Pd<sub>1</sub> e Pd<sub>2</sub> na carta 409 também se apresentam com altitudes significativamente mais elevadas que as demais. Enquanto na carta 409 o Pd<sub>1</sub> possui altitude mínima de 1000 m e 36,4% do Pd<sub>1</sub> apresenta-se com altitudes no intervalo de 1100 a 1160 m, nas demais cartas, a altitude máxima do Pd<sub>1</sub> é de 1080 m. Além disso, exceto pela área da carta 386, nem mesmo o Pd<sub>3</sub>, atinge estas altitudes. Assim, na área da carta 409, nos intervalos de 1000 a 1100 m é verificada a ocorrência exclusiva do Pd<sub>1</sub>. No intervalo de 1100 a 1160 m, 88,2% da área corresponde ao Pd<sub>1</sub>, 9,9% ao Pd<sub>2</sub> e 1,8% ao Pd<sub>3</sub>. Na classe de altitudes superiores a 1160 m, 84,6% equivale ao Pd<sub>2</sub> e 15,4% ao Pd<sub>3</sub>.

Deste modo, o padrão hipsométrico bastante distinto registrado na carta 409 foi determinante para abstraí-la da média, na análise da distribuição das superfícies de aplanamento por altitude (Tabela 6).

Por outro lado, nas áreas das cartas 385 e 387 as altitudes dos pediplanos Pd<sub>1</sub> e Pd<sub>2</sub> apresentam-se mais baixas que nas demais cartas. Apesar disso, tal resultado não compromete o padrão observado no conjunto, já que elas se distinguem basicamente nas duas primeiras classes, tanto no nível do Pd<sub>1</sub>, quanto do Pd<sub>2</sub>. Nessas cartas, 47,6% das altitudes do Pd<sub>1</sub> são inferiores a 900 m. Quanto ao Pd<sub>2</sub>, 77,4% possuem altitudes inferiores a 1000 m.

TABELA 6 – MÉDIA DA DISTRIBUIÇÃO HIPSSOMÉTRICA DE APLANAMENTOS NO PRIMEIRO PLANALTO

Níveis	Área média (%) nas classes hipsométricas – cartas 385 a 391											Total
	< 840	840	900	960	980	1000	1020	1040	1080	1100	> 1160	
P <sub>1</sub>	1,70	2,09	3,39	0,90	0,18	0	0	0	0	0	0	8,26
P <sub>2</sub>	0,90	3,79	4,42	2,83	1,30	0,41	0,06	0	0	0	0	13,71
Pd <sub>1</sub>	0,04	3,31	6,37	4,53	7,21	3,65	2,14	0,46	0	0	0	27,71
Pd <sub>2</sub>	0	0	0,48	0,41	0,73	1,28	1,33	1,79	0,13	0	0	6,15
Pd <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0,01	0	0	0,07
Total	2,64	9,19	14,66	8,67	9,42	5,34	3,53	2,31	0,14	0	0	55,90

Deste modo, no que se refere à média dos pediplanos nas áreas das cartas 385 a 391, na classe com altitudes inferiores a 840 m, assim como na classe de 840 a 900 m é registrada somente a ocorrência do Pd<sub>1</sub>. Nos intervalos compreendidos entre 900 e 1000 m, verifica-se a ocorrência do Pd<sub>1</sub> em mais de 90% das ocorrências de pediplanos, sendo o restante correspondente ao Pd<sub>2</sub>. Quanto ao Pd<sub>2</sub>, 73,6% de sua ocorrência se distribui nas classes entre 1000 e 1100 m. Acima de 1100 m, nessas cartas, não houve registros significativos de pediplanos.

As diferenças hipsométricas encontradas na região analisada evidenciam três níveis distintos, sendo: 1) para a área representada pelas cartas 385 e 387, situada no compartimento Açungui /Ribeira; 2) para a área das cartas 386 e 388 a 391, localizada na divisa do Açungui /Ribeira com a bacia do Alto Iguaçu, na porção norte da Superfície de Curitiba; e 3) para a área da carta 409, situada na divisa da bacia do Alto Iguaçu com o compartimento Capivari /Ribeira (Figura 12).

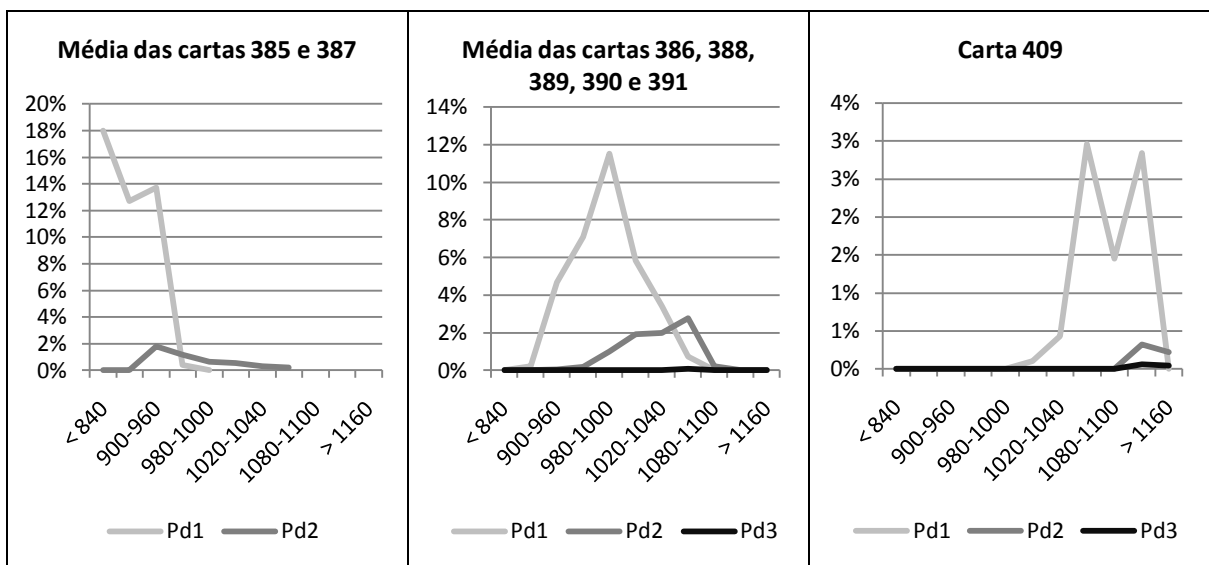


FIGURA 12 – PEDIPLANOS NO PRIMEIRO PLANALTO: PADRÕES HIPSSOMÉTRICOS DISTINTOS

A análise do mapeamento pré-existente das superfícies aplanadas no Primeiro Planalto compreendeu parte dos setores norte e noroeste da bacia do Alto Iguaçu e o sudeste da bacia do Açungui /Ribeira. A região é litologicamente complexa dada a diversidade de unidades, o que dificultou o estabelecimento das cotas para os pediplanos em determinadas faixas de altitude.

O levantamento digital da distribuição hipsométrica dos pediplanos nessas cartas revelou três diferentes padrões altimétricos. A causa desses diferentes padrões está relacionada à ação do intemperismo físico e químico-biológico sobre as diferentes litologias, decorrente das alternâncias climáticas acontecidas ao longo do Cenozóico.

#### 4.1.3 Análise de dados obtidos de MDE para a área de estudo

A hipsometria da região compreendida no transecto, obtida a partir dos dados SRTM, foi gerada primeiramente em 19 classes com equidistância de 100 m e escala 1:350.000. Por abranger diferentes unidades fisiográficas, a amplitude altimétrica da área é superior a 1800 m, dada a extensão longitudinal relativamente ampla do transecto.

Na porção leste, Planície Litorânea, a classe de altitude predominante é de 0 a 100 m. A Serra do Mar se apresenta com altitudes mais elevadas no lado ocidental, onde a classe inferior é de 900 a 1000 m, e mais baixas no lado oriental, onde o terreno é mais íngreme, principalmente a partir dos 500 m de altitude.

As maiores elevações do transecto estão na porção norte da Serra do Mar, mais especificamente, na Serra dos Órgãos ou do Ibiracquire, em maciços residuais que ultrapassam os 1800 m. A Serra do Mar se apresenta com altitudes mais baixas na porção meridional, sendo que as classes predominantes são da ordem de 1000 a 1200 m, com poucas áreas entre 1200 a 1400 m. Na porção central as altitudes atingem a classe de 1400 a 1500 m, chegando a 1600 m.

Os vales da bacia do rio Capivari /Ribeira, nas proximidades da Serra do Mar, estão incluídos na classe de altitude de 800 a 900 m. Para o interior do transecto, na região da Superfície de Curitiba, a classe de altitude predominante é de 900 a 1000 m, sendo que nos vales da bacia do Alto Iguaçu sobressai a classe 800 a 900 m. Já

nos vales da bacia do Açungui /Ribeira, região bastante acidentada, as classes de altitude variam de 600 a 800 m, atingindo a classe de 500 m no extremo norte do transecto.

Na porção norte do transecto estão localizados os divisores das bacias do Alto Iguaçu e do Ribeira. A classe de altitude predominante é de 1000 a 1100 m, atingindo 1300 m nos residuais mais elevados.

No setor noroeste, na região da Superfície do Purunã, a classe de altitude predominante é de 1000 a 1100 m, sendo que na porção oriental da superfície, predomina a classe de altitude de 1100 a 1200 m, com residuais na classe de 1200 a 1300 m. No extremo oeste, os vales da bacia do Alto Tibagi predominam com 800 a 900 m. Ao sul da Superfície do Purunã e bacia do Alto Tibagi, região do Médio Iguaçu, as calhas do rio Iguaçu e afluentes decaem para altitudes entre 700 e 800 m.

A declividade do relevo compreendido no transecto em estudo foi gerada em escala 1:350.000. Apresenta 6 classes, conforme critério utilizado pela Embrapa (1999) e cujos valores foram apresentados no capítulo anterior, definidas como plano, suave ondulado, ondulado, forte ondulado, montanhoso e escarpado.

Na Planície Litorânea predominam as classes de declividade plano e suave ondulado. Na região da Pré-serra do Mar a classe predominante é forte ondulado, sobressaindo, também, a classe montanhoso. Na Serra do Mar sobressaem as classes escarpado, montanhoso e forte ondulado. Na região da Superfície de Curitiba predominam os declives plano e suave ondulado.

Na porção noroeste do transecto, na região da bacia do Açungui /Ribeira, o relevo mostra-se bastante acidentado, destacando-se a classe forte ondulado. Relevos das classes escarpado, montanhoso, ondulado e suave ondulado também ocorrem, porém em proporções menores. No contato com a Serra do Purunã predomina a classe montanhoso, porém na Superfície do Purunã propriamente dita, o declive predominante é suave ondulado. Ocorrem áreas identificadas pela classe de relevo plano e também, áreas menos extensas com declives ondulado e forte ondulado.

Um segundo mapa de declividade foi gerado para análise das superfícies aplanadas, sendo estabelecidas novas classes, conforme mencionado no item “3.2 Procedimentos Metodológicos” do capítulo anterior. Da área total do transecto situada acima do nível do mar, ou seja, 11.048 km<sup>2</sup>, 43,2% possui declividade entre

0 e 10%; 50,4% entre 10 e 45%; 5,5% da área possui declives entre 45 e 75%, consideradas montanhosas; e 0,7% são áreas escarpadas, ou seja, com declives acima de 75%.

A combinação dessas classes de declividade com as formas de terreno gerou 36 classes que foram reunidas em dois grupos, como mostra a Tabela 7. No primeiro grupo são discriminadas as formas de terreno em declives até 10% relacionáveis a superfícies aplanadas. No segundo grupo, em declives superiores a 10%, as formas de terreno são relacionáveis a terrenos dissecados pela erosão linear.

Do total das classes consideradas, as quatro mais significativas somam 47,3% da área, a saber: com declividades entre 10 e 45%, as formas côncava-convergente (13,4% da área) e convexa-divergente (12,5%); e com declividades entre 0 e 10%, as formas retilínea-convergente (10,8%) e retilínea-divergente (10,6%).

TABELA 7 – CLASSIFICAÇÃO DA ÁREA DO TRANSECTO POR CLASSES DE DECLIVIDADE E FORMA DO TERRENO

Forma do terreno	Índice de dissecação	Declividade até 10%		Declividade acima de 10%	
		Área (km <sup>2</sup> )	% da área (s.n.m.)	Área (km <sup>2</sup> )	% da área (s.n.m.)
Côncava-convergente	6	840,77	7,6%	1.608,30	14,5%
Retilínea-convergente	4	1.196,51	10,8%	320,94	2,9%
Convexa-convergente	5	102,05	0,9%	343,39	3,1%
Côncava-planar	4	133,10	1,2%	615,40	5,5%
Retilínea-planar	2	462,01	4,2%	249,97	2,2%
Convexa-planar	3	73,44	0,7%	356,00	3,3%
Côncava-divergente	5	151,61	1,4%	771,60	7,0%
Retilínea-divergente	3	1.172,49	10,6%	438,21	3,9%
Convexa-divergente	4	645,07	5,8%	1.566,52	14,2%
Total		4.777,05	43,2%	6.270,95	56,5%

Legenda: índices de dissecação: 2 - relativamente preservadas e pouco rebaixadas; 3 – relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas; 4 – medianamente dissecadas e rebaixadas; 5 – rebaixadas e dissecadas; 6 – muito dissecadas e rebaixadas.

As maiores ocorrências das formas de terreno no transecto em declives abaixo de 10% são representadas pelas morfologias retilínea-convergente (25%), retilínea-divergente (24,5%), côncava-convergente (17,6%) e convexa-divergente (13,5%).

As superfícies côncava-convergentes, qualificadas como muito dissecadas e rebaixadas, de grau 6, representam 7,6% da área do transecto com declives até 10%, sendo a terceira ocorrência registrada nesta faixa de declividade.

Por outro lado, a morfologia retilínea-planar, característica das superfícies classificadas como relativamente preservadas e pouco rebaixadas, de grau 2, abrangem 4,2% da área do transecto com declives até 10%. É a quinta ocorrência dentre as formas de terreno nesta faixa de declividade. Ao considerar o total das áreas com declives até 10%, ou seja, 4777,05 km<sup>2</sup> essa morfologia passa a 9,7% dessas áreas.

As superfícies classificadas como relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas, representadas pelas formas de terreno retilínea-divergente e convexa-planar, de grau 3, somam 11,3% da área do transecto com declives até 10%. Do total das áreas com declives até 10% (4777,05 km<sup>2</sup>), elas somam 26%, sendo a segunda ocorrência mais significativa, de acordo com a classificação realizada.

Já as superfícies qualificadas como medianamente dissecadas e rebaixadas, representadas pelas formas de terreno côncava-planar, convexa-divergente e retilínea-convergente, de grau 4, perfazem 17,8% da área do transecto com declives até 10%. Do total das áreas com declives até 10% (4777,05 km<sup>2</sup>), elas atingem 41,3%, representando a ocorrência mais significativa, segundo a classificação realizada.

Por sua vez, as superfícies classificadas como dissecadas e rebaixadas, de grau 5, representadas pelas formas de terreno côncava-divergente e convexa-convergente, abrangem 2,3% da área do transecto com declives até 10%. Analisando-se o total das áreas com declives até 10%, ou seja, 4777,05 km<sup>2</sup> essas formas de terreno somam 5,3% da área considerada.

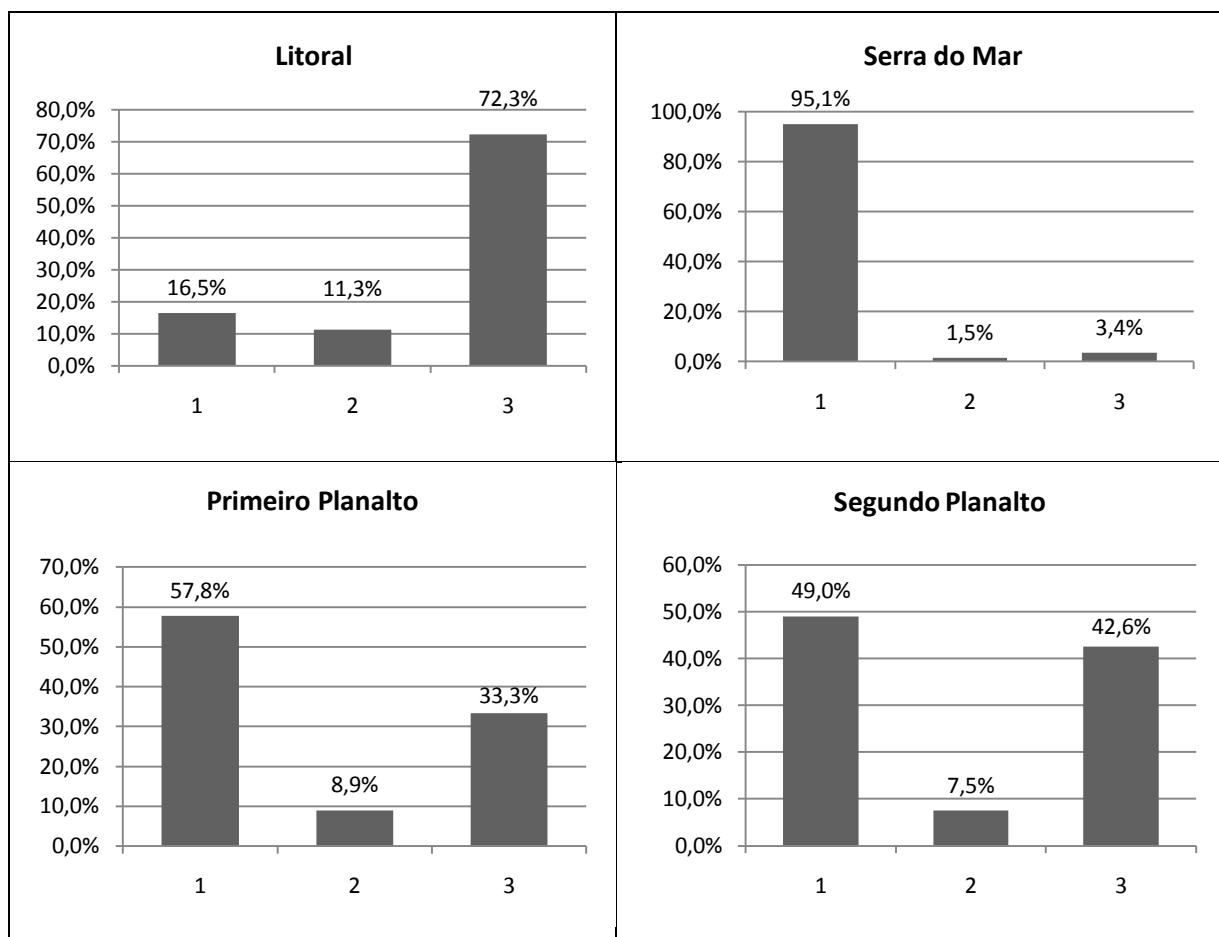
Os dados, separados por compartimentos, apresentam-se nos 11048 km<sup>2</sup> do transecto distribuídos do seguinte modo: 1920 km<sup>2</sup> (17,4%) pertencem ao Litoral; 2190 km<sup>2</sup> (19,8%) a Serra do Mar; 4819 km<sup>2</sup> (43,6%) ao Primeiro Planalto; e 2119 km<sup>2</sup> (19,2%) pertencem ao Segundo Planalto.

A Figura 13 mostra a proporção, por compartimento na área do transecto, entre áreas de declividades até 10% com exceção da morfologia côncava-convergente; áreas de ocorrência da morfologia côncava-convergente em declives até 10%; e as demais áreas, de declives superiores a 10%.

Esse resultado preliminar obtido, considerando-se apenas as superfícies com declives até 10% e excluindo-se as morfologias côncava-convergentes, corresponde à ocorrência das superfícies de aplanamento na área do transecto, segundo os



critérios adotados, em seus diversos níveis, sejam superfícies de erosão ou de sedimentação.



Legenda: 1) Declive acima de 10%; 2) Côncava-convergente até 10%; 3) Declive até 10%, exceto côncava-convergente

FIGURA 13 – PROPORÇÃO DAS ÁREAS COM DECLIVIDADE ATÉ 10% POR COMPARTIMENTO

Com a exclusão da morfologia côncava-convergente, a área do transecto a ser analisada passa de 4777 km<sup>2</sup> a 3936 km<sup>2</sup>, dos quais 1387,4 km<sup>2</sup> (35,2%) pertencem ao Litoral; 41,4 km<sup>2</sup> (1%) a Serra do Mar; 1608,7 km<sup>2</sup> (41%) ao Primeiro Planalto; e 898,5 km<sup>2</sup> (22,8%) pertencem ao Segundo Planalto. Devido à aplicação desse filtro, o percentual da área de interesse para a pesquisa ficou restrita a 35,6% do transecto.

Considerando-se a redução da área por compartimento no transecto, em relação à área sem a aplicação dos filtros, as superfícies aplanadas, no Litoral, resultaram em 72,3%; na Serra do Mar resultaram em 1,8%; no Primeiro Planalto chegaram a 33,3%; e no Segundo Planalto a 42,5%.

Observa-se que os valores encontrados principalmente para a Serra do Mar podem estar subestimados, a considerar, conforme mencionado no capítulo anterior, a existência da possível ocorrência de pediplanos com declives superiores a 10%, tendo em vista a tectônica à que a região da Serra do Mar foi submetida, afetando especialmente o Pd<sub>3</sub>.

A Tabela 8 detalha a proporção por forma do terreno na classe de declividade até 10%, separada por compartimentos. Verifica-se que a forma côncava-convergente representa porções consideráveis do terreno.

Essa morfologia na porção analisada da Serra do Mar está relacionada a mais de 40% do que seriam consideradas superfícies aplanadas regionais (pediplanos), caso o conceito de cabeceiras de drenagem não fosse evidenciado, embora tal morfologia, como já considerado, possa ser relacionável a superfícies reafeiçoadas dos antigos pediplanos.

TABELA 8 – ÁREAS COM DECLIVES ATÉ 10% POR FORMA DO TERRENO E COMPARTIMENTO

Forma do terreno	Índice de dissecação	Litoral (%)	Serra do Mar (%)	Primeiro Planalto (%)	Segundo Planalto (%)
Côncava-convergente	6	13,5	44,4	21,2	15,1
Retilínea-convergente	4	33,8	11,2	21,7	20,6
Convexa-convergente	5	1,5	3,4	2,4	2,5
Côncava-planar	4	2,8	4,6	3,0	2,3
Retilínea-planar	2	9,5	3,3	8,8	12,0
Convexa-planar	3	1,0	1,9	1,6	2,3
Côncava-divergente	5	3,7	4,9	3,3	2,1
Retilínea-divergente	3	28,3	6,5	21,3	26,5
Convexa-divergente	4	6,8	19,8	16,8	16,7
Total	-	100	100	100	100

Legenda: índices de dissecação: 2 - relativamente preservadas e pouco rebaixadas; 3 – relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas; 4 – medianamente dissecadas e rebaixadas; 5 – rebaixadas e dissecadas; 6 – muito dissecadas e rebaixadas.

Em outros setores do transecto a forma côncava-convergente também é significativa: no Litoral ela representa 13,5%; no Primeiro Planalto chega a 21,2%; e no Segundo Planalto atinge 15,1%, representando áreas muito dissecadas e rebaixadas.

Assim, ao excluir as áreas típicas de cabeceiras de drenagem do conceito de superfícies de aplanamento, a possibilidade de ocorrência de tais superfícies difere de uma região para outra: as ocorrências de superfícies aplanadas na Serra do Mar passam a ser relativamente menores que nos demais compartimentos.

Em regiões com predomínio de declives mais baixos e relevos menos acidentados como a Superfície do Purunã, a Superfície de Curitiba e a Planície Litorânea, a área identificada para a morfologia côncava-convergente é, proporcionalmente, menos que a metade daquela encontrada para a Serra do Mar. Assim, a exclusão dessa forma de terreno favoreceu o aprimoramento da técnica de discriminação das áreas de aplanamento mais preservadas.

No Litoral as morfologias predominantes são representadas pelas formas de terreno retilínea-convergente (33,8%), de grau 4 e retilínea-divergente (28,3%), de grau 3. A forma de terreno retilínea-planar, considerada relativamente preservada e pouco rebaixada, de índice 2, corresponde à quarta ocorrência (9,5%) dentre as nove morfologias. As formas de grau 3, relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas, somam 29,3%; as formas de grau 4, medianamente dissecadas e rebaixadas, predominam no compartimento com 43,4%; e as de grau 5, dissecadas e rebaixadas, somam 5,2%.

Na Serra do Mar as superfícies relativamente preservadas e pouco rebaixadas, grau 2, estão entre as últimas ocorrências (3,3%). As superfícies de grau 3, relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas, ocorrem em apenas 8,4% do compartimento; as de grau 4, medianamente dissecadas e rebaixadas, em 35,6%; e as de grau 5, dissecadas e rebaixadas, em 8,3%. Estes dados sugerem que a Serra do Mar possui características de uma região dissecada e com alta densidade de drenagem.

No Primeiro Planalto as morfologias retilínea-divergente, retilínea-convergente e côncava-convergente predominam com 64% das ocorrências. A morfologia de índice 2 (8,8%) é a quinta ocorrência no compartimento; as morfologias de índice 3 somam 22,9%; de índice 4 resultam em 41,5%; e as de índice 5, somam 5,7%. Predominam neste compartimento as superfícies qualificadas como medianamente dissecadas e rebaixadas, de índice 4.

No Segundo Planalto sobressaem nas três primeiras ocorrências, representando 63,8%, as superfícies retilínea-divergente, retilínea-convergente e convexa-divergente. A superfície de grau 2 é a quinta ocorrência com 12%; as de grau 3 somam 28,8%; de grau 4, 39,6%; e as de grau 5 resultam em 4,6%. Neste compartimento, assim como no Litoral e no Primeiro Planalto, predominam as superfícies classificadas como medianamente dissecadas e rebaixadas.

A aplicação desse filtro possibilitou o mapeamento das superfícies de aplanamento do transecto, segundo os critérios utilizados, incluindo-as em todos os seus níveis, isto é, pediplanos e níveis embutidos: pedimentos, rampas e terraços, além dos plainos aluviais. Ressalta-se, entretanto, que as superfícies, objeto de discussão nesta tese, são aquelas relacionadas aos níveis mais elevados, os pediplanos.

A distribuição do que se considerou como superfícies aplanadas é apresentada em mapeamento exploratório, no Apêndice A, onde, entretanto, não é feita a distinção dos níveis de aplanamento. Nesse mapeamento se apresenta a combinação dos dados de declividade até 10% e as formas de terreno, exceto a morfologia côncava-convergente, por ser qualificada como representativa de aplanamentos muito dissecados e rebaixados.

Para distinguir os pediplanos dos demais níveis de aplanamento foi elaborado novo mapa hipsométrico usando MDE. A discretização das classes teve como parâmetro os dados pré-existentes de Bigarella *et al.* (1978) e Becker (1982) sintetizados e analisados no início deste capítulo. Em geral, nas altitudes onde a frequência de pediplanos foi maior, as classes foram definidas em intervalos menores, com equidistância de 20 m, conforme descrito no capítulo anterior.

O maior detalhamento hipsométrico associado às litologias e à densidade de drenagem sugeriu uma compartimentação experimental do relevo. Deste modo, a área do transecto foi dividida em Litoral: Planície litorânea; compreendendo o conjunto Serra do Mar: Pré-Serra, Serras e Morros Isolados da Região Litorânea (com um subcompartimento dividido em duas áreas próximas entre si: Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá) e Blocos Ocidentais da Serra do Mar; compreendendo o Primeiro Planalto: Superfície de Curitiba; Capivari /Ribeira; Açungui /Ribeira; abrangendo o Segundo Planalto na porção norte: Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi e na porção Sul: Médio Iguaçu.

Observa-se que o termo “blocos ocidentais da serra” ou “lado ocidental da serra” são referidos nesta tese como uma setorização feita a partir dos divisores de águas do compartimento Serra do Mar. Por conseguinte, não foi considerado o nível das vertentes, já que no “lado ocidental” há vertentes voltadas para o oriente e vice-versa.

O subcompartimento ora denominado Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá não constitui uma área de serra propriamente dita, porém, situa-

se entre maciços da Serra do Mar, no contexto da região serrana, fato que, geograficamente, o faz pertencer ao conjunto da Serra do Mar.

O mapa hipsométrico foi então combinado com o mapa de formas de terreno e declives até 10%. Os dados gerados foram agrupados e reclassificados de acordo com o grau de dissecação das superfícies. Além disso, foram estabelecidos cotas altimétricas para os pediplanos, segundo particularidades de cada compartimento. O detalhamento desses dados é apresentado na Tabela 9, e a espacialização das superfícies no transecto em estudo, cujos níveis são relacionados à pediplanos é apresentada no Apêndice.

Conforme já mencionado, a aplicação dos filtros restringiu consideravelmente as áreas de interesse no transecto, tanto nos compartimentos da Serra do Mar, como nos compartimentos Açungui /Ribeira e Capivari /Ribeira. Nos dois últimos, essas áreas passaram a 2,5% e a 9,8%, respectivamente.

Na porção analisada do conjunto Serra do Mar, o registro do que se considerou superfície aplanada resultou em 1,9% do total do compartimento no transecto, o que corresponde a uma área de aproximadamente 41 km<sup>2</sup>.

Analisando-se os compartimentos definidos para a Serra do Mar, tem-se que na Pré-Serra as superfícies aplanadas resultaram em 1,9% da área; nas Serras e Morros Isolados da Região Litorânea e nos Blocos Ocidentais da Serra do Mar, resultaram em 0,8% e 0,4%, respectivamente; e no subcompartimento Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá, a área resultou em 4,7%.

Esse subcompartimento, portanto, possui a maior concentração de superfícies de aplanamento na porção analisada do conjunto Serra do Mar, ainda que não seja uma diferença tão expressiva em relação aos demais compartimentos da Serra. A hipótese de tal resultado era aventada, já que o subcompartimento possui menor amplitude altimétrica e relevo menos escarpado que os maciços do entorno.

Por outro lado, nos demais compartimentos, cuja área está compreendida no transecto, o registro das superfícies aplanadas foi significativamente maior: na Planície Litorânea tais geformas resultaram em 72,2%; na Superfície de Curitiba, 43,1%; na porção norte do Segundo Planalto as superfícies aplanadas resultaram em 48,4%; e na porção sul, em 37,8%.

TABELA 9 – SUPERFÍCIES DE EROÇÃO E NÍVEIS EMBUTIDOS NO TRANSECTO

Formas de terreno agrupadas por grau de dissecação (%)								
Compartimento	Superfície	Cotas	2	3	4	5	Total (%)	Total (km <sup>2</sup> )
Planície Litorânea	*	0-20	10	29,5	44	5	88,5	1228,3
	R <sub>c</sub> / T	20-40	1	4,4	5,1	1	11,5	159,1
	Sub		11	33,9	49,1	6	100	1387,4
Pré-Serra	R <sub>c</sub> / T	40-100	7	13,2	44,8	8,1	73,1	17,4
	P / T <sub>p</sub>	100-500	1,8	4,2	17,2	3,7	26,9	6,4
	Sub		8,8	17,4	62	11,8	100	23,8
Serras e Morros Isolados da Região Litorânea	Pd <sub>1</sub>	500-1000	1,2	9,3	56,4	18,2	85,1	4,6
	Pd <sub>2</sub>	1000-1100	0,2	1,0	6,6	2,3	10,1	0,5
	Pd <sub>3</sub>	> 1100	-	0,2	3,5	1,1	4,8	0,3
	Sub		1,4	10,5	66,5	21,6	100	5,4
Serra do Mar: Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá	Pd <sub>1</sub>	700-1000	2,5	12,7	67,0	17,8	100	12
	Pd <sub>2</sub>	1000-1100	-	-	-	-	-	-
	Pd <sub>3</sub>	> 1100	-	-	-	-	-	-
	Sub		2,5	12,7	67,0	17,8	100	12
Blocos Ocidentais da Serra do Mar	Pd <sub>2</sub>	1000-1100	0,2	6,8	55,8	18,5	81,3	0,16
	Pd <sub>3</sub>	> 1100	-	1,4	10,9	6,4	18,7	0,04
	Sub		0,2	8,2	66,7	24,9	100	0,2
Primeiro Planalto: Superfície de Curitiba	O.n.	820-900	5,5	12,6	20,9	2,9	41,9	649
	Pd <sub>1</sub>	900-1000	5,9	16,8	30,4	3,9	56,9	881
	Pd <sub>2</sub>	1000-1100	0,1	0,2	0,7	0,1	1,1	17,1
	Pd <sub>3</sub>	> 1100	-	**	**	**	0,1	0,2
	Sub		11,5	29,6	52,1	6,9	100	1547,3
Primeiro Planalto: Capivari /Ribeira	O.n.	780-900	2,4	2,3	31,7	12,5	48,9	20,3
	Pd <sub>1</sub>	900-1000	2,0	7,6	35,9	5,2	50,7	20,5
	Pd <sub>2</sub>	1000-1100	-	**	0,3	0,1	0,4	0,2
	Pd <sub>3</sub>	> 1100	-	-	-	-	-	-
	Sub		4,4	9,9	67,9	17,8	100	41
Primeiro Planalto: Açungui / Ribeira	O.n.	620-880	1,7	5,3	27,4	6,9	41,3	8,4
	Pd <sub>1</sub>	880-980	1,7	5,9	32,8	7,5	47,9	9,8
	Pd <sub>2</sub>	980-1040	0,6	2,0	7,1	0,9	10,6	2,1
	Pd <sub>3</sub>	> 1040	-	-	0,2	**	0,2	0,1
	Sub		4,0	13,2	67,5	15,3	100	20,4
Segundo Planalto Norte: Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi	O.n.	780-900	2,6	5,5	7,9	1,2	17,2	76
	Pd <sub>1</sub>	900-1000	5,1	12,5	16,1	1,8	35,4	158
	Pd <sub>2</sub>	1000-1100	6,4	15,4	15,7	1,2	38,7	172
	Pd <sub>3</sub>	> 1100	1,2	3,5	3,6	0,3	8,6	38,6
	Sub		15,3	36,9	43,3	4,5	100	444,6
Segundo Planalto Sul: Médio Iguaçu	O.n.	740-880	5	10,3	18,2	2,9	36,4	165,6
	Pd <sub>1</sub>	880-1000	8,1	20,3	31,2	3,4	63,0	285,7
	Pd <sub>2</sub>	1000-1100	**	0,2	0,4	**	0,6	2,6
	Pd <sub>3</sub>	> 1100	-	-	-	-	-	-
	Sub		13,1	30,8	49,8	6,3	100	453,9
Total geral								3936

Legenda: Rc – rampa colúvio-aluvionar; T – terraços; Tp – terraço correspondente a pedimento; P – pedimento; Pd – pediplano; O.n. – outros níveis embutidos (pedimentos, rampas e terraços). Índices de dissecação: 2 - relativamente preservadas e pouco rebaixadas; 3 – relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas; 4 – medianamente dissecadas e rebaixadas; 5 – rebaixadas e dissecadas.

NOTAS: (\*) Planícies, restingas, dunas, praias e mangues; (\*\*) Não apresentou valores significativos.

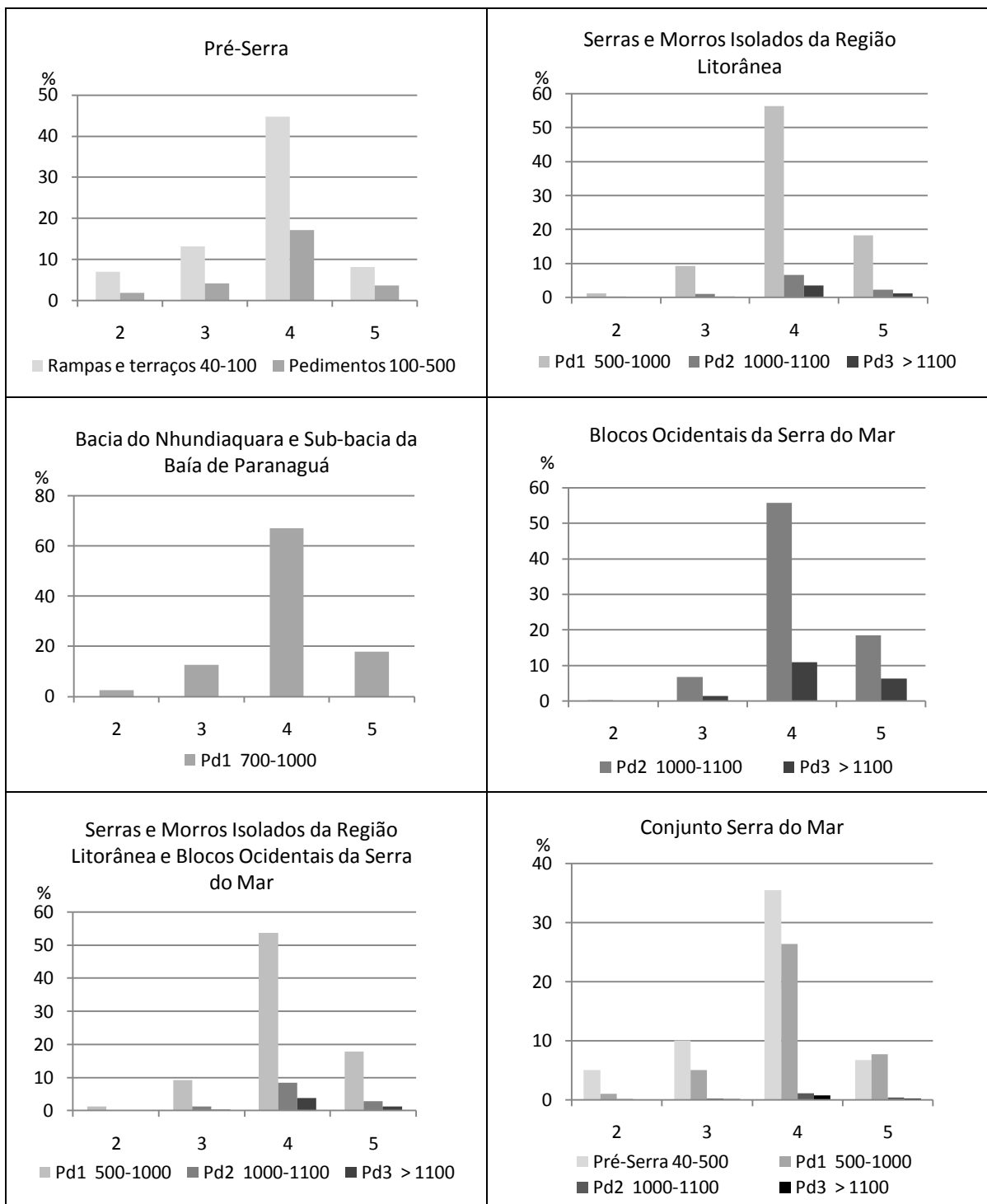
Verifica-se na Tabela 9 que a **Planície Litorânea** abrange as altitudes de 0 a 40 m, sendo que quase 90% do compartimento possui altitudes até 20 m. Nesse nível foram incluídas planícies, mangues, praias, restingas e dunas. No nível de 20 a 40 m estão incluídas as rampas colúvio-aluvionares e os terraços, classificados como “outros níveis embutidos”. Esse nível de 20 a 40 m constitui-se como um prolongamento do nível de 40 a 100 m, iniciado na Pré-Serra. As superfícies dominantes são medianamente dissecadas e rebaixadas.

A **Pré-Serra**, compartimento cujas superfícies aplanadas se resumiram a pouco mais de 23 km<sup>2</sup>, além das altitudes entre 40 a 100 m, abrange as altitudes entre 100 e 500 m, correspondendo aos pedimentos P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub> e terraços correlativos. Nesse nível, predominam com 17%, as superfícies medianamente dissecadas e rebaixadas.

O comportamento das superfícies relacionadas aos pediplanos, por compartimento da Serra do Mar e, também, no conjunto Serra do Mar, pode ser observado nos histogramas apresentados na Figura 14.

O compartimento **Serras e Morros Isolados da Região Litorânea** compreende uma área de 5,4 km<sup>2</sup> e inclui altitudes a partir de 500 m, distribuídas da seguinte maneira: Pd<sub>1</sub> (500 a 1000 m), Pd<sub>2</sub> (1000 a 1100 m) e Pd<sub>3</sub> (acima de 1100 m). As superfícies relacionadas a pediplanos ocorrem em remanescentes de pouca extensão e bem esparsos. O Pd<sub>1</sub>, com uma área de 4,6 km<sup>2</sup>, predomina em relação aos demais pediplanos, com 85% das ocorrências. Dos compartimentos evidenciados na Serra do Mar, devido ao critério utilizado para a compartimentação, apenas neste se registra a ocorrência de superfícies relacionadas aos três pediplanos.

Os índices de dissecção se distribuem da mesma forma para o Pd<sub>3</sub>, o Pd<sub>2</sub> e o Pd<sub>1</sub>: superfícies de grau 4, medianamente dissecadas e rebaixadas, sobressaem em relação às demais, onde o Pd<sub>1</sub> ocupa 56,4% da área dos aplanamentos, o Pd<sub>2</sub>, 6,6% e o Pd<sub>3</sub>, 3,5%. As superfícies dissecadas e rebaixadas, de índice 5, ocorrem em 18,2% do Pd<sub>1</sub>, em 2,3% do Pd<sub>2</sub> e em 1,1% do Pd<sub>3</sub>. Os pediplanos relativamente dissecados e moderadamente rebaixados, de grau 3, ocorrem em 10,5% da área aplanada do compartimento e os pediplanos considerados relativamente preservados e pouco rebaixados ocorrem apenas nos níveis do Pd<sub>1</sub> e do Pd<sub>2</sub>, representando 1,4% (0,08 km<sup>2</sup>) dos aplanamentos.



Legenda: índices de dissecção: 2 - relativamente preservadas e pouco rebaixadas; 3 – relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas; 4 – medianamente dissecadas e rebaixadas; 5 – rebaixadas e dissecadas.

FIGURA 14 – COMPORTAMENTO DAS SUPERFÍCIES APLANADAS NA SERRA DO MAR

O subcompartimento **Serra do Mar: Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá** compreende uma área de 12 km<sup>2</sup>, correspondendo a uma porção das bacias referidas na denominação do subcompartimento. As altitudes entre 700 e 1000 m estão relacionadas com o nível do Pd<sub>1</sub>. Na porção da bacia do



Nhundiaquara, local onde ocorrem superfícies relacionadas aos pediplanos mais extensos da parte analisada da Serra do Mar, as geoformas relativas ao Pd<sub>1</sub> se concentram nos setores centro e norte. Na porção da sub-bacia da Baía de Paranaguá, a ocorrência das superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub> é mais significativa no setor setentrional, onde elas geralmente são mais extensas e em maior quantidade.

Das superfícies aplanadas desse subcompartmento, sobressaem com 67% aquelas consideradas medianamente dissecadas e rebaixadas (índice 4), seguidas das dissecadas e rebaixadas (índice 5) com 17,8%. Conforme já referido, o subcompartmento concentra a maior parte do que se considerou como superfícies aplanadas do conjunto Serra do Mar em estudo.

Apesar disso, quando analisadas isoladamente, as superfícies relativas ao Pd<sub>1</sub> apresentam-se com o mesmo padrão de distribuição das formas do terreno, segundo os índices de dissecção, observado no compartimento Serras e Morros Isolados da Região Litorânea. A análise comparativa dessa superfície de erosão demonstra diferenças sutis, conforme a Tabela 10.

Para o Pd<sub>1</sub>, as formas do terreno relativamente preservadas e pouco rebaixadas, de grau 2, ocorrem na mesma proporção para ambos os compartimentos. As demais formas apresentam pequenas variações entre si (2 a 4%), podendo-se dizer que o Pd<sub>1</sub> no subcompartmento Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá é ligeiramente menos dissecado e rebaixado.

TABELA 10 – COMPARATIVO DE SUPERFÍCIES RELACIONADAS AOS PEDIPLANOS NA SERRA DO MAR POR COMPARTIMENTO E ÍNDICE DE DISSECAÇÃO

	Serras e Morros Isolados da Região Litorânea (%)					Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá (%)					Blocos Ocidentais da Serra do Mar (%)				
	2	3	4	5	Total	2	3	4	5	Total	2	3	4	5	Total
Pd <sub>1</sub>	2	11	65	22	100	2	13	67	18	100					
Pd <sub>2</sub>	2	10	65	23	100						0,1	7	69	24	100
Pd <sub>3</sub>		6	72	22	100							7	59	34	100

Legenda: índices de dissecção: 2 - relativamente preservadas e pouco rebaixadas; 3 – relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas; 4 – medianamente dissecadas e rebaixadas; 5 – rebaixadas e dissecadas.

O mesmo acontece com superfícies relacionadas ao pediplano Pd<sub>2</sub> no compartimento **Blocos Ocidentais da Serra do Mar**. Tais blocos constituem, simultaneamente, as bordas leste do Primeiro Planalto, possuindo uma área aplanada de apenas 0,2 km<sup>2</sup>. Faz parte desse compartimento o lado ocidental da

Serra da Graciosa, parte da porção ocidental da Serra do Marumbi e dos Castelhanos, locais em que os pediplanos ocorrem em remanescentes relativamente pouco extensos, segundo os critérios utilizados neste estudo.

As altitudes foram classificadas em Pd<sub>2</sub> (1000 a 1100 m) e Pd<sub>3</sub> (acima de 1100 m), não havendo valores para o Pd<sub>1</sub> devido à compartimentação realizada (utilizando a cota 1000 m). Assim, as áreas relativas ao Pd<sub>1</sub> foram incorporadas aos compartimentos limítrofes: Superfície de Curitiba e Capivari /Ribeira, no Primeiro Planalto, ou seja, elas desenvolvem-se a partir do sopé da porção ocidental da Serra do Mar, constituindo o planalto propriamente dito.

Comparando-se ao padrão apresentado pelas superfícies relacionadas ao pediplano Pd<sub>2</sub> no compartimento Serras e Morros Isolados da Região Litorânea (Tabela 10), as proporções segundo o grau de dissecação também diferem em apenas 1 a 4%, podendo-se afirmar que tais superfícies nos Blocos Ocidentais da Serra do Mar são ligeiramente mais dissecadas e rebaixadas. Quanto àquelas relativas ao Pd<sub>3</sub>, em ambos os compartimentos, predominam as superfícies medianamente dissecadas e rebaixadas (índice 4).

O compartimento “Blocos Ocidentais da Serra do Mar” foi separado do conjunto Serra do Mar por três fatores que o diferenciam: apresenta um padrão altimétrico bem diferenciado, com menor amplitude e evidenciando nível de base distinto das demais áreas da serra; possui um padrão morfológico também distinto encontrado nas vertentes voltadas para o interior, sendo menos íngremes que aquelas voltadas para o mar; e também, por abrigar os divisores dos compartimentos Serra do Mar e Primeiro Planalto.

No entanto, os resultados encontrados, segundo os critérios adotados apresentados no capítulo 3, refutaram suposições iniciais, de que na porção da Serra do Mar voltada para o interior – representada pelo compartimento “Blocos Ocidentais da Serra do Mar” – a ocorrência de superfícies relacionadas à pediplanos em termos quantitativos seria relativamente maior. Dessa forma, os resultados obtidos não se mostraram tão expressivos a ponto de serem usados como justificativa para manter a subdivisão do compartimento.

Diante disto, procedeu-se a análise considerando-se a junção do compartimento “Blocos Ocidentais da Serra do Mar” ao compartimento “Serras e Morros Isolados da Região Litorânea”. A área então passou a 5,6 km<sup>2</sup>, modificando as áreas relativas ao Pd<sub>2</sub> que chega 0,66 Km<sup>2</sup> e ao Pd<sub>3</sub> que passa a 0,34 km<sup>2</sup>.

Assim, tendo em vista os novos valores para a área do compartimento **Serras e Morros Isolados da Região Litorânea**, do que se considerou Pd<sub>1</sub> as superfícies relativamente preservadas e pouco rebaixadas, de grau 2, ocorrem em 1,2% dos aplanamentos; as de índice 3, passam a ocorrer em 9,2%, as de grau 4, em 53,7% e as superfícies dissecadas e rebaixadas, de grau 5, em 17,8%.

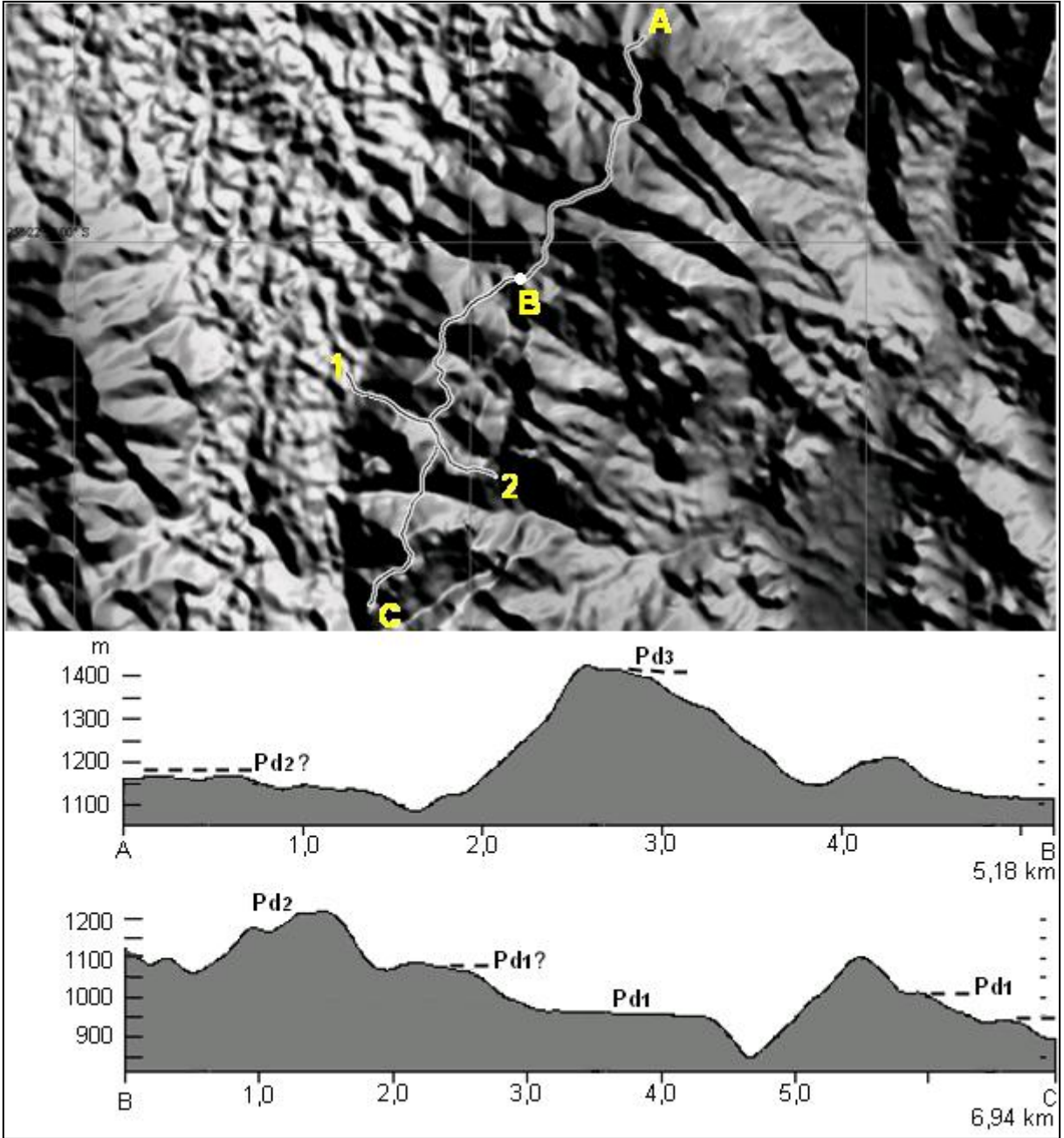
Do que se considerou Pd<sub>2</sub>, as superfícies relativamente preservadas pouco rebaixadas, de grau 2, correspondem a 0,2%; as relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas, de grau 3, atingem 1,2%; as medianamente dissecadas e rebaixadas, de índice 4, chegam a 8,4%, ao passo que as dissecadas e rebaixadas, índice 5, atingem 2,9%. Do que se considerou Pd<sub>3</sub>, as superfícies de grau 3 correspondem a 0,3%, as de grau 4, a 3,8%, e as de grau 5, a 1,3%.

De modo geral, as superfícies relacionadas aos pediplanos na região do conjunto Serra do Mar podem ser consideradas medianamente dissecadas e rebaixadas (índice 4) a dissecadas e rebaixadas (índice 5).

Ilustrando a forma de ocorrência das superfícies aplanadas na Serra do Mar, as figuras 15 e 16 mostram perfis traçados sobre a Serra Marumbi, em cuja área ocorrem remanescentes relacionados a pediplanos.

Superfícies residuais possivelmente relacionadas ao nível do Pd<sub>3</sub> são registradas no segmento A-B do perfil principal, Perfil 1 (Figura 15), a 1410 m de altitude. As superfícies que podem ser atribuídas ao nível do Pd<sub>2</sub> ocorrem em ambos os segmentos do perfil, entre as cotas 1220 e 1160 m. Relacionada ao nível do Pd<sub>1</sub> são registradas superfícies bem definidas a 1000 e a 960 m no segmento B-C. No perfil transversal 1-2 (Figura 16) o nível do Pd<sub>1</sub> apresenta-se bem evidenciado na cota 960 m.

No Perfil 1 as superfícies aplanadas possuem altitudes mais elevadas no segmento A-B, sendo que no segmento B-C, evidencia-se uma inclinação na direção SSO. O perfil apresenta uma amplitude altimétrica de 450 m entre as superfícies Pd<sub>3</sub> e Pd<sub>1</sub>, sendo as maiores relacionadas ao Pd<sub>3</sub> e reportadas a processos tectônicos que reposicionaram este nível. Já ao longo do perfil, as variações locais do Pd<sub>1</sub> são da ordem de 40 m e do Pd<sub>2</sub> em torno de 60 m. Estas superfícies aplanadas são, em grande parte, reafeiçoadas por ciclos erosivos posteriores às suas elaborações.



Legenda: perfil longitudinal de orientação NE-SSO levantado sobre o maciço Marumbi na Serra do Mar. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados aos pediplanos Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>.

FIGURA 15 – PERFIL 1: SERRA DO MAR

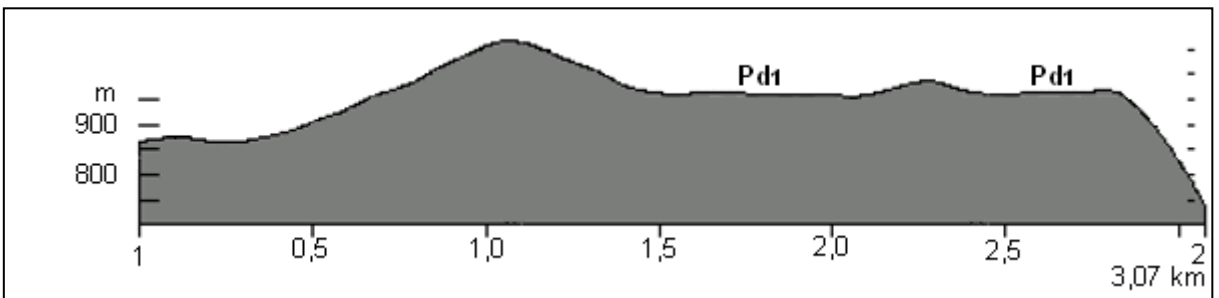
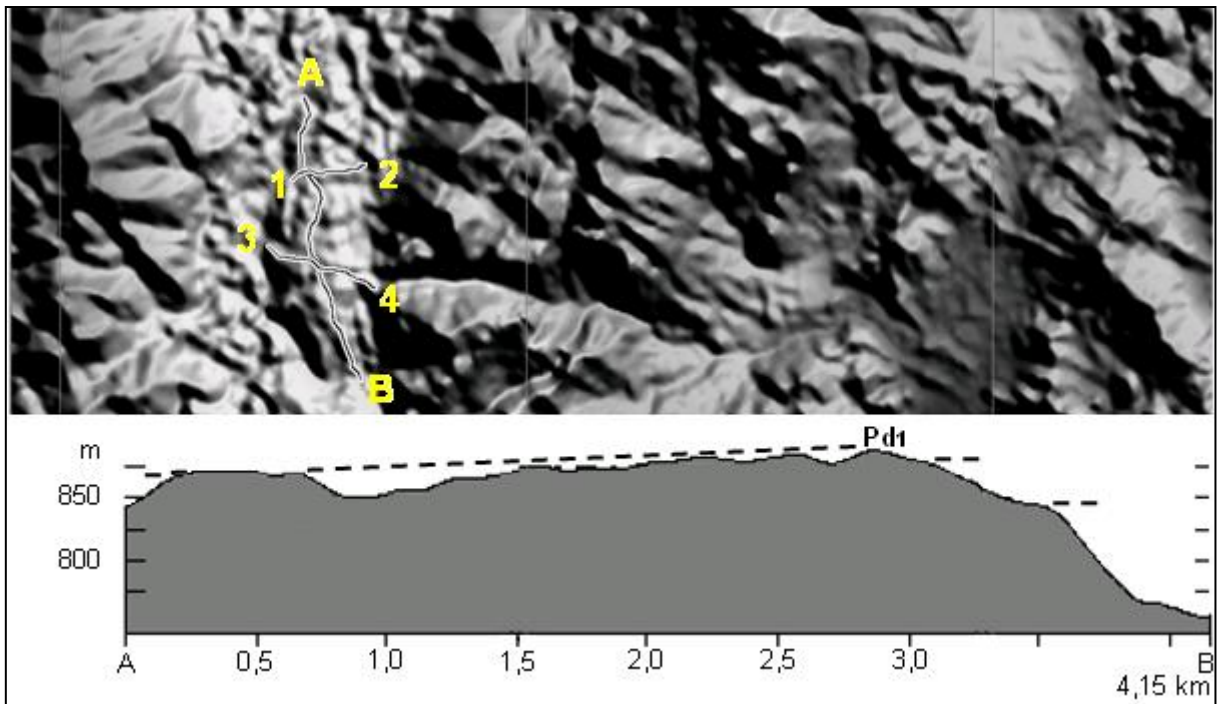


FIGURA 16 – PERFIL 1: SERRA DO MAR (TRANSVERSAL)

As figuras 17 a 20 apresentam perfis traçados sobre o subcompartimento Serra do Mar: Bacia do Nhundiaqua e Sub-bacia da Baía de Paranaguá. O Perfil 2 (Figura 17) abrange parte da bacia do rio Nhundiaquara, onde as superfícies aplanadas relacionadas ao nível do Pd<sub>1</sub> apresentam amplitude altimétrica de 17 m, entre 887 e 870 m. Nos perfis transversais (Figura 18) o nível do Pd<sub>1</sub> ocorre a 873 m de altitude no segmento 1-2, e entre 885 e 878 m no segmento 3-4.



Legenda: perfil longitudinal de orientação N-SSE levantado na área da bacia do rio Nhundiaquara, na Serra do Mar. Ao longo do perfil são registrados aplanamentos relacionados ao pediplano Pd<sub>1</sub>.

FIGURA 17 – PERFIL 2: SERRA DO MAR

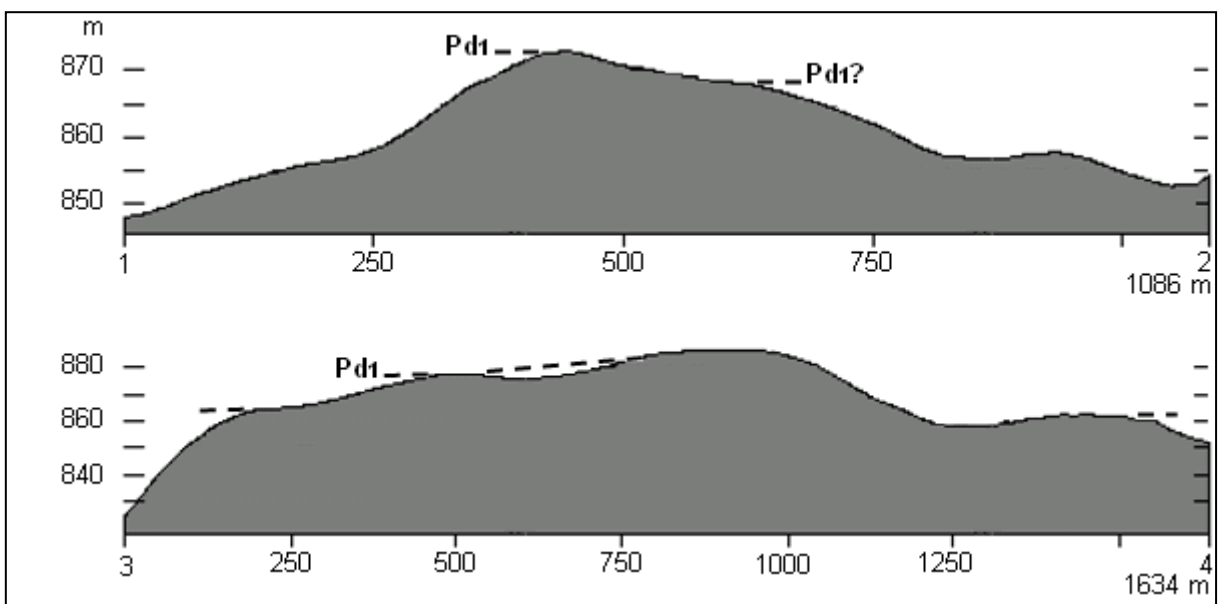
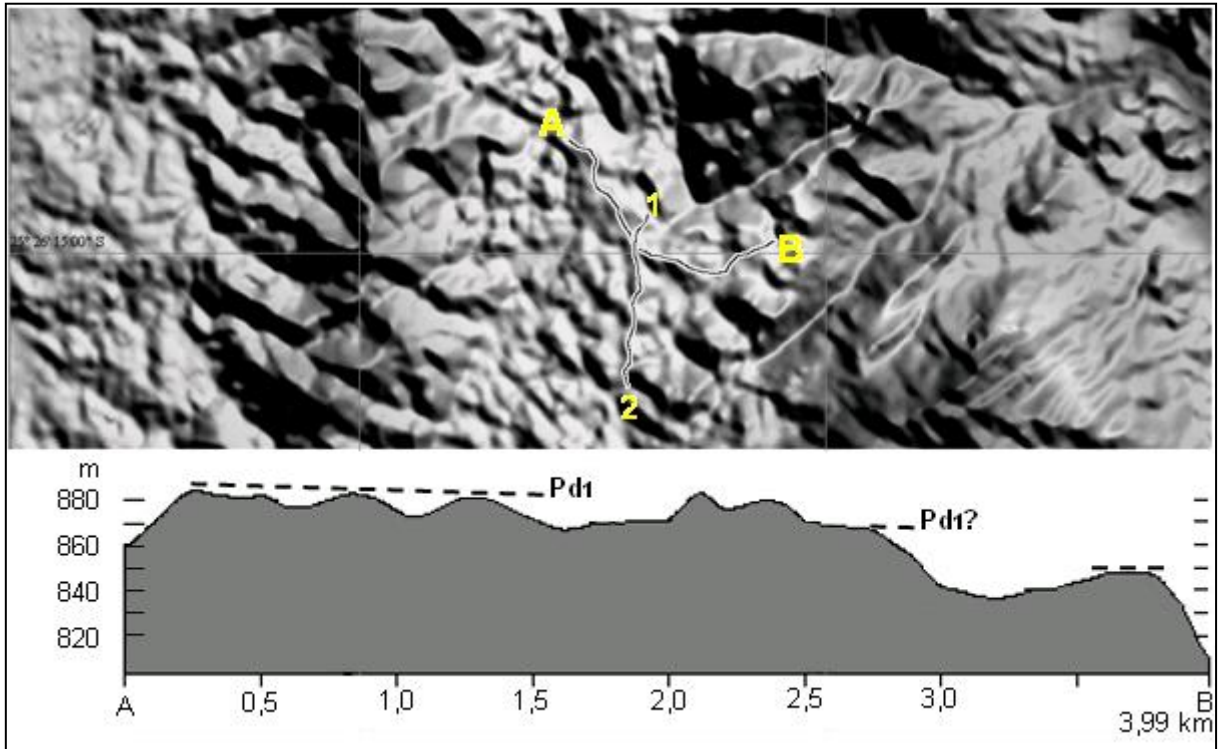


FIGURA 18 – PERFIL 2: SERRA DO MAR (TRANSVERSAIS)

O Perfil 3 (Figura 19) está localizado na região da sub-bacia da Baía de Paranaguá. As superfícies aplanadas abrangidas pelo perfil são relacionadas ao Pd<sub>1</sub>, na cota 883 m, onde é registrada uma sequência de topos. No perfil transversal (Figura 20) os níveis relacionados a esse pediplano são recorrentes na cota 887 m.



Legenda: perfil longitudinal de orientação NO-E levantado na área da sub-bacia da Baía de Paranaguá, na Serra do Mar. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao pediplano Pd<sub>1</sub>.

FIGURA 19 – PERFIL 3: SERRA DO MAR

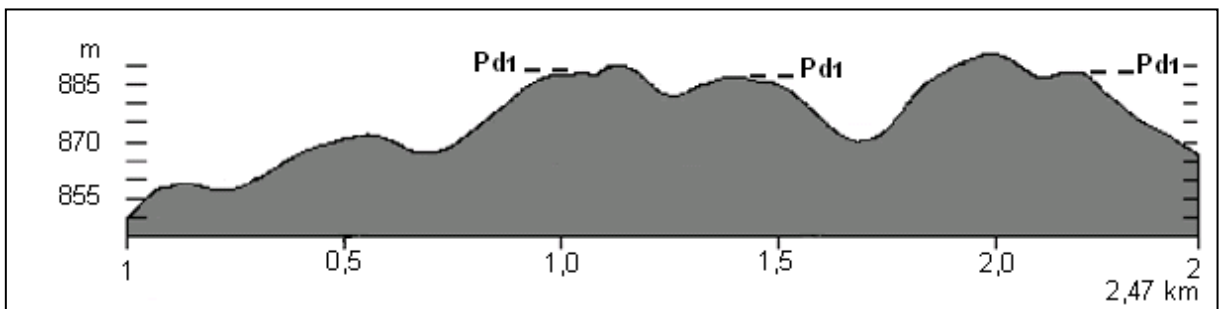
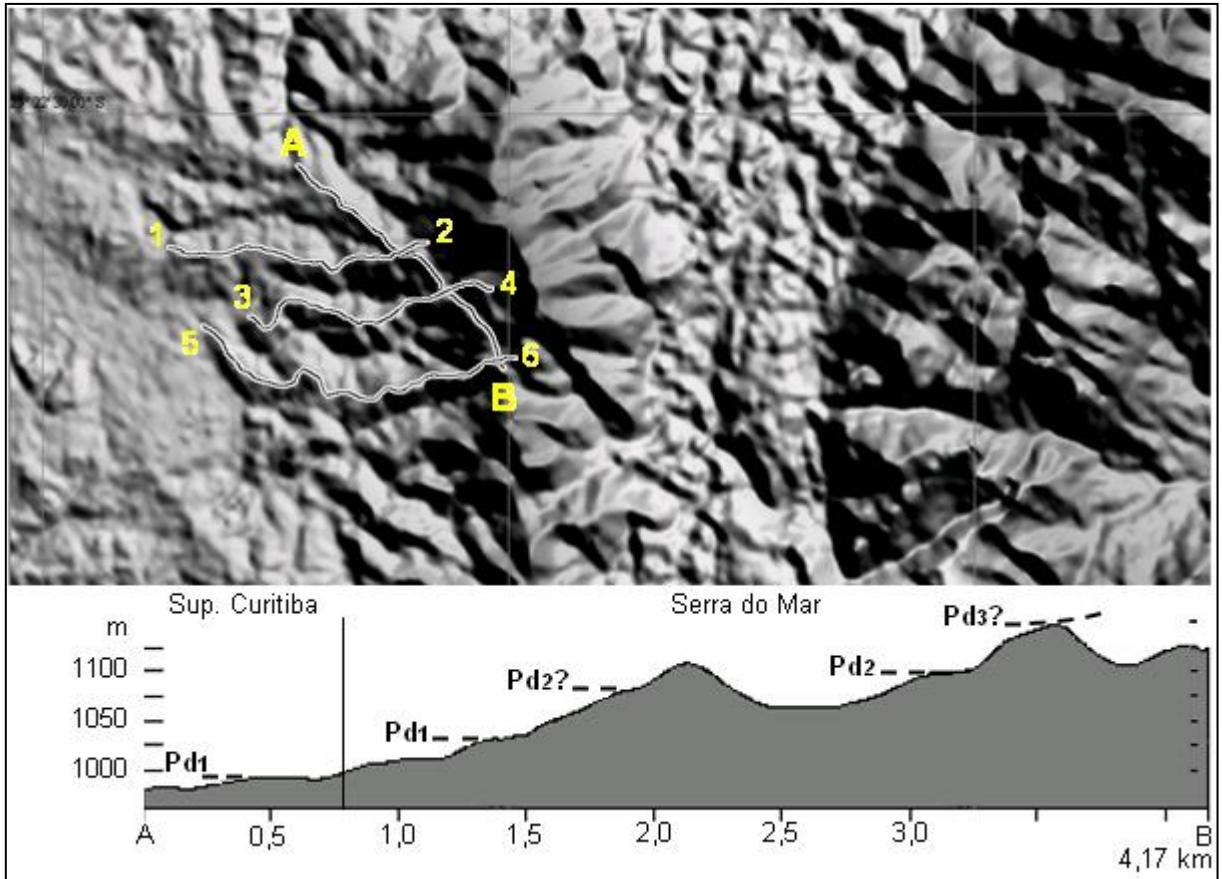


FIGURA 20 – PERFIL 3: SERRA DO MAR (TRANSVERSAL)

Nas figuras 21 e 22 verificam-se perfis traçados sobre vertentes do lado ocidental da Serra da Graciosa abrangendo, também, parte do compartimento da Superfície de Curitiba, delimitado pela cota 1000 m.



Legenda: perfil longitudinal de orientação NO-SE levantado no maciço da Graciosa, na Serra do Mar. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao Pd<sub>2</sub> e ao Pd<sub>1</sub>.  
 FIGURA 21 – PERFIL 4: SERRA DO MAR

No perfil principal, Perfil 4 (Figura 23), as superfícies relacionadas ao Pd<sub>2</sub> ocorrem na cota 1100 m e no perfil 5-6 (Figura 24) esse pediplano pode ser relacionado à superfície registrada a 1125 m de altitude.

Os aplanamentos relacionados ao nível do Pd<sub>1</sub>, registrados no Perfil 4, no trecho identificado como Serra do Mar, ocorrem na cota 1030 m. Nos perfis transversais são registradas superfícies relacionadas a esse nível a 1040 m (perfil 1-2), 1020 m (perfil 3-4) e 1010 m (perfil 5-6). Devido aos critérios utilizados para a delimitação dos compartimentos, as superfícies relacionadas ao nível do Pd<sub>1</sub>, ocorrendo a 990 e 980 m de altitude, com baixa amplitude, pertencem ao compartimento da Superfície de Curitiba.

Os aplanamentos apresentam-se extensos e definidos em subníveis nas cotas 950, 940 e 930 m. Mais rebaixadas, estas superfícies são relacionadas a compartimentos definidos por níveis de base local e condicionados à natureza geológica local e, em particular, reafeiçoadas por ciclos erosivos posteriores (P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub>, além de eventos de menor duração, referidos na revisão de literatura).

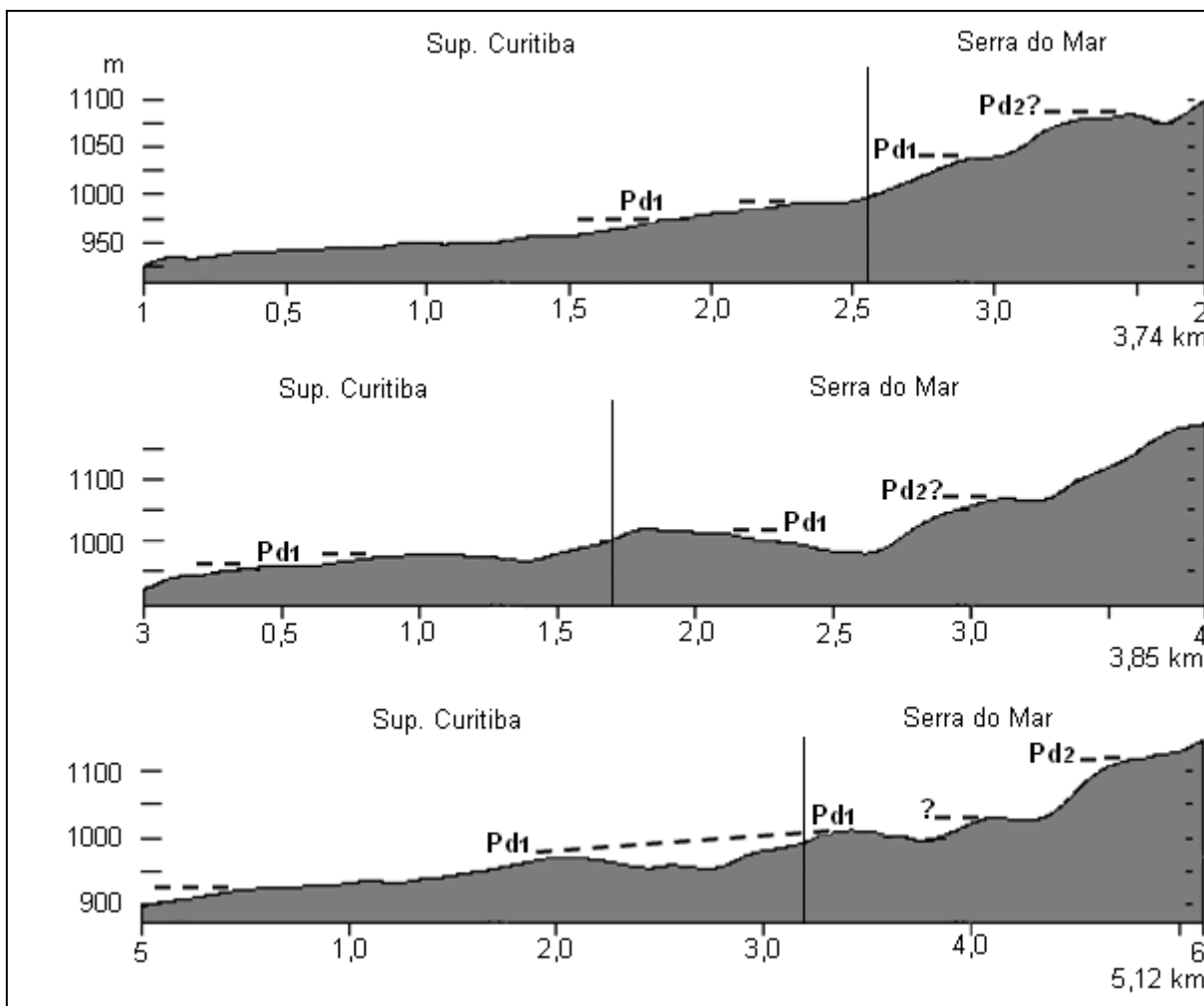
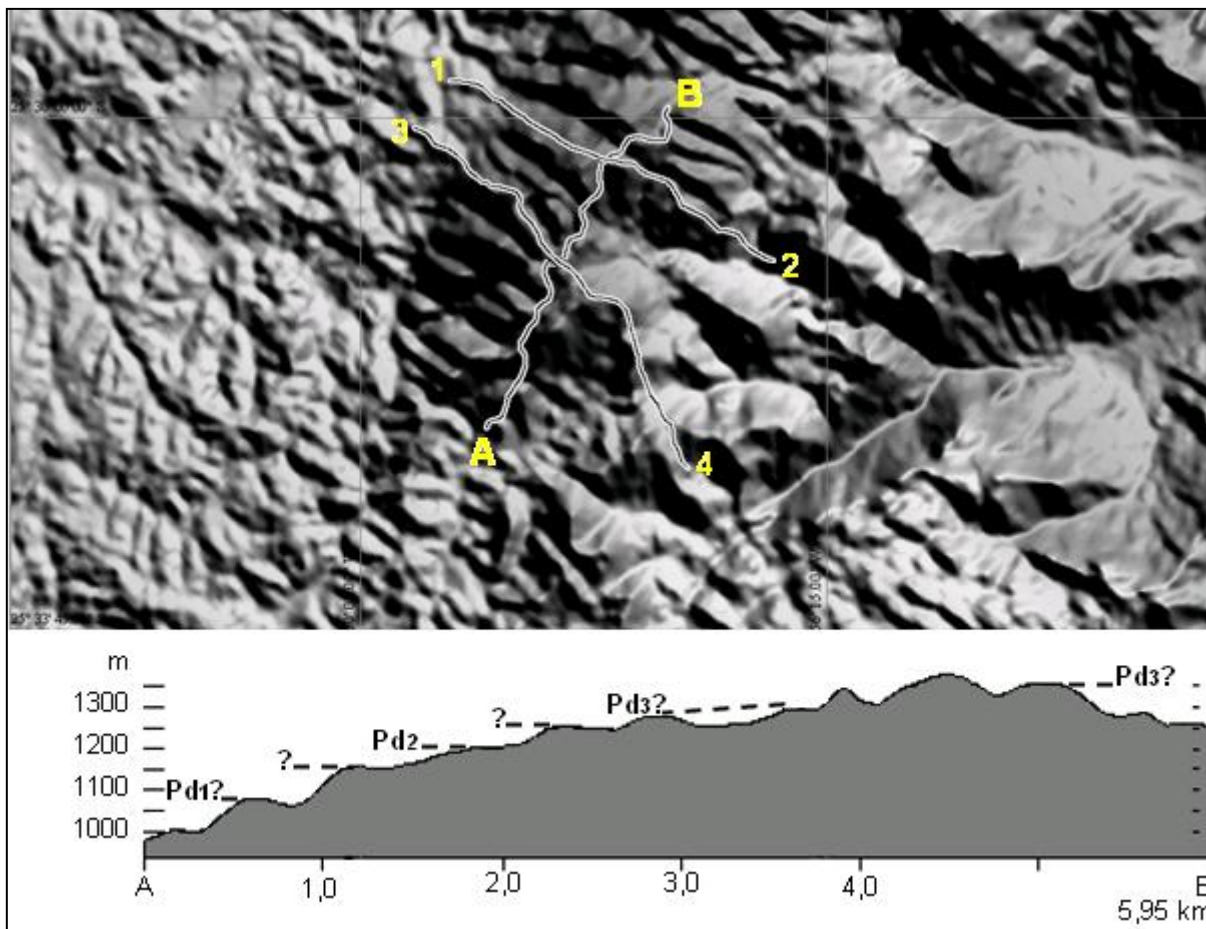


FIGURA 22 – PERFIL 4: SERRA DO MAR (TRANSVERSAIS)

As figuras 23 e 24 mostram os perfis traçados sobre a Serra da Igreja, onde são evidenciadas superfícies remanescentes relacionadas aos níveis  $Pd_2$  e  $Pd_1$ . No perfil principal, Perfil 5 (Figura 23), superfícies eventualmente relacionadas ao  $Pd_3$  ocorrem entre as cotas 1350 e 1280 m e as superfícies relacionadas ao  $Pd_2$  são registradas a 1200 m.

Nos perfis transversais (Figura 24), as superfícies residuais relacionadas ao  $Pd_2$  são registradas a 1200 e a 1100 m de altitude, apresentando amplitude altimétrica de 100 m neste nível. Já os aplanamentos relacionados ao  $Pd_1$  são bem definidos na cota 1000 m.





Legenda: perfil longitudinal de orientação SSO-NNE levantado sobre a Serra da Igreja. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados a pediplanos.

FIGURA 23 – PERFIL 5: SERRA DO MAR

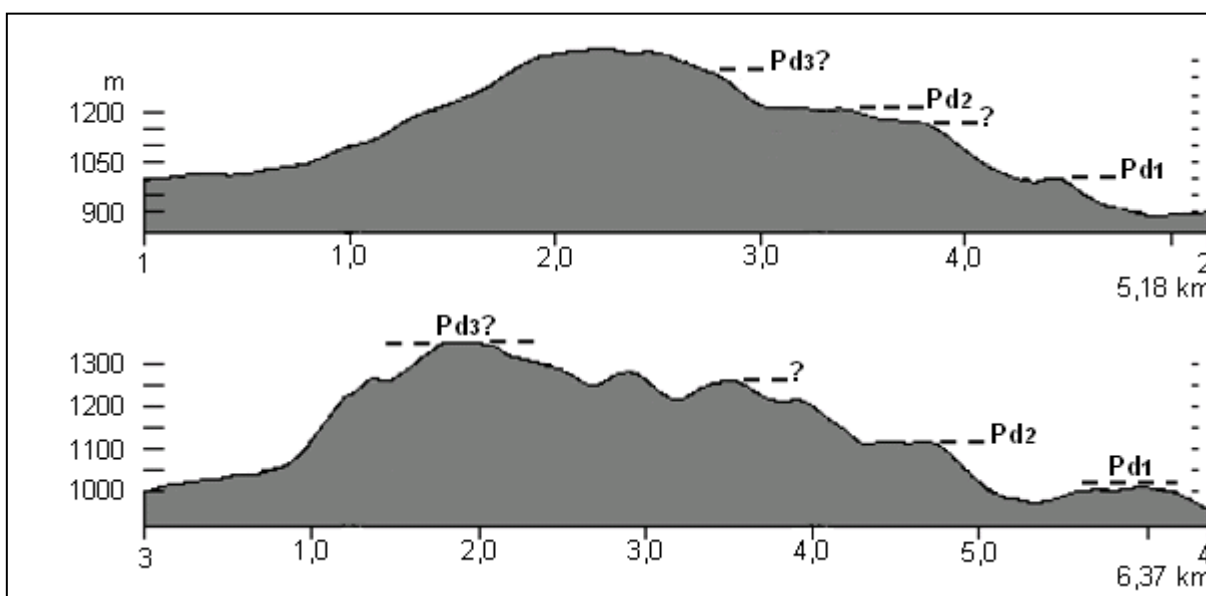


FIGURA 24 – PERFIL 5: SERRA DO MAR (TRANSVERSAIS)

De maneira geral, os perfis traçados nos compartimentos da Serra do Mar não apresentam inclinação tão bem definida quanto nos compartimentos Superfície

de Curitiba e Superfície do Purunã, analisados mais adiante. Tal fato pode estar relacionado à movimentação tectônica à que os blocos da Serra do Mar foram submetidos. Estes afetaram o Pd<sub>3</sub>, posicionando os remanescentes rebaixados destas superfícies a diferenças altimétricas superiores a 400 m e, não raro, inclinando as referidas superfícies. Já as distribuições dos remanescentes do Pd<sub>2</sub> e do Pd<sub>1</sub> apresentam menor amplitude topográfica entre os relevos residuais relacionados às referidas superfícies, em que essa amplitude é da ordem de 50 a 100 m aproximadamente, conforme registro obtido neste estudo.

Dessa forma, os perfis ora analisados no compartimento Serra do Mar mostram que as superfícies remanescentes relacionadas ao nível do Pd<sub>3</sub> apresentam diferentes altitudes, especialmente no maciço Marumbi, onde são mais elevadas, chegando a 1410 m. Já na Serra da Graciosa, eventualmente, aplanamentos residuais rebaixados estão na cota 1150 m.

As superfícies relacionáveis ao Pd<sub>2</sub> apresentam menor amplitude altimétrica, sendo recorrentes na cota 1100 m. Nos perfis levantados são registrados subníveis superiores a 1220 e a 1200 m no maciço Marumbi e subníveis muito rebaixados, eventualmente relacionáveis ao Pd<sub>2</sub> chegando a 1070 m na Serra da Graciosa.

No que se refere às superfícies relacionáveis ao Pd<sub>1</sub>, nas vertentes do lado ocidental da Serra os níveis são mais elevados predominando a 1020 m de altitude. Apresenta subníveis inferiores chegando a 1000 m e superiores a 1040 m. Já nas vertentes do lado oriental, as cotas são mais rebaixadas, registrando-se superfícies bem definidas a 1000 m e a 960 m. Nos subcompartimentos Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá o Pd<sub>1</sub> é bem marcado a 870 m, com subníveis superiores que atingem 887 m.

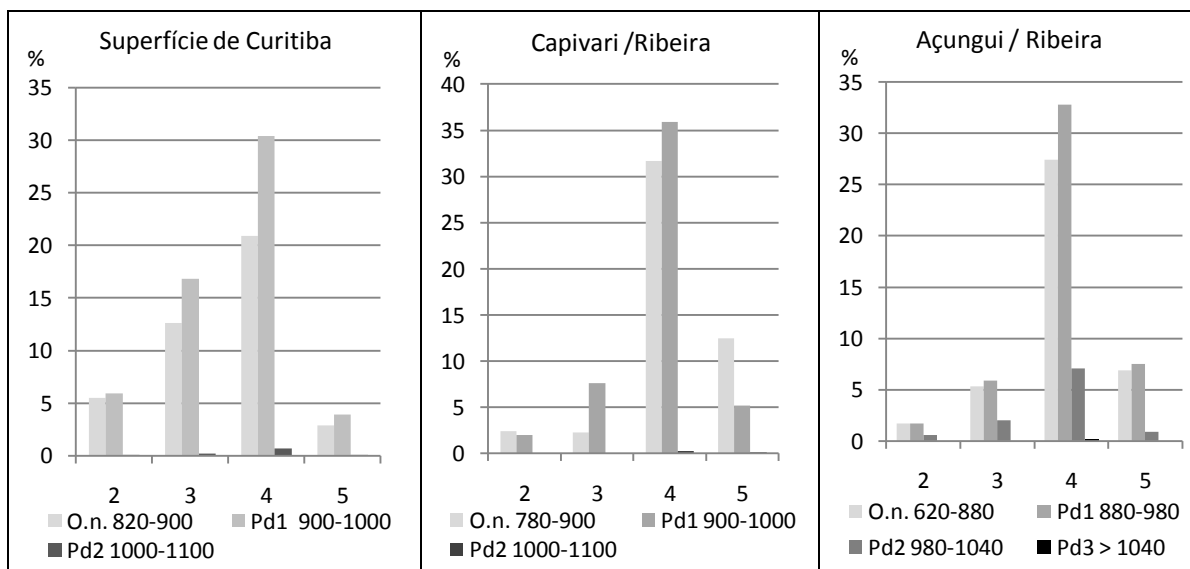
Na região do transecto equivalente ao **Primeiro Planalto: Superfície de Curitiba**, as altitudes foram classificadas em: outros níveis embutidos (até 900 m), Pd<sub>1</sub> (900 a 1000 m), Pd<sub>2</sub> (1000 a 1100 m) e Pd<sub>3</sub> (acima de 1100 m). As superfícies aplanadas desse compartimento ocupam uma área aproximada de 1547 km<sup>2</sup>, dos quais 881 km<sup>2</sup> (57%) correspondem a superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub>; 17 km<sup>2</sup> (1,1%) ao Pd<sub>2</sub>; e 0,2 km<sup>2</sup> ao Pd<sub>3</sub>. Ou seja, as superfícies relacionadas aos pediplanos estão em 58% dos aplanamentos e o restante da área, 649 km<sup>2</sup>, refere-se aos níveis embutidos, como pode ser constatado na Tabela 9, anteriormente apresentada.

Os aplanamentos relativos ao nível do Pd<sub>1</sub> estão muito bem distribuídos na Superfície de Curitiba. No entanto, superfícies maiores e mais contínuas são encontradas nas porções noroeste e central junto à calha do rio Iguaçu. As superfícies medianamente dissecadas e rebaixadas, índice 4, sobressaem com 30,4% das ocorrências; aquelas classificadas com os índices 2 e 3 somam 22,7%; e as dissecadas e rebaixadas (índice 5) representam apenas 3,9% dos aplanamentos.

Os remanescentes relacionados aos pediplanos Pd<sub>2</sub>, situados nas porções norte e noroeste da Superfície de Curitiba somam apenas 1,1% dos aplanamentos do compartimento. A maioria (0,7%) desses remanescentes encontra-se medianamente dissecada e rebaixada.

Já os remanescentes relacionados ao pediplano Pd<sub>3</sub> estão localizados no setor norte e, embora não apareçam na Tabela 9, ocorrem em uma área de 0,2 Km<sup>2</sup>, onde predominam as superfícies medianamente dissecadas e rebaixadas (índice 4).

O comportamento das superfícies relacionadas aos pediplanos nos três compartimentos da porção analisada do Primeiro Planalto pode ser verificado nos histogramas apresentados na Figura 25.

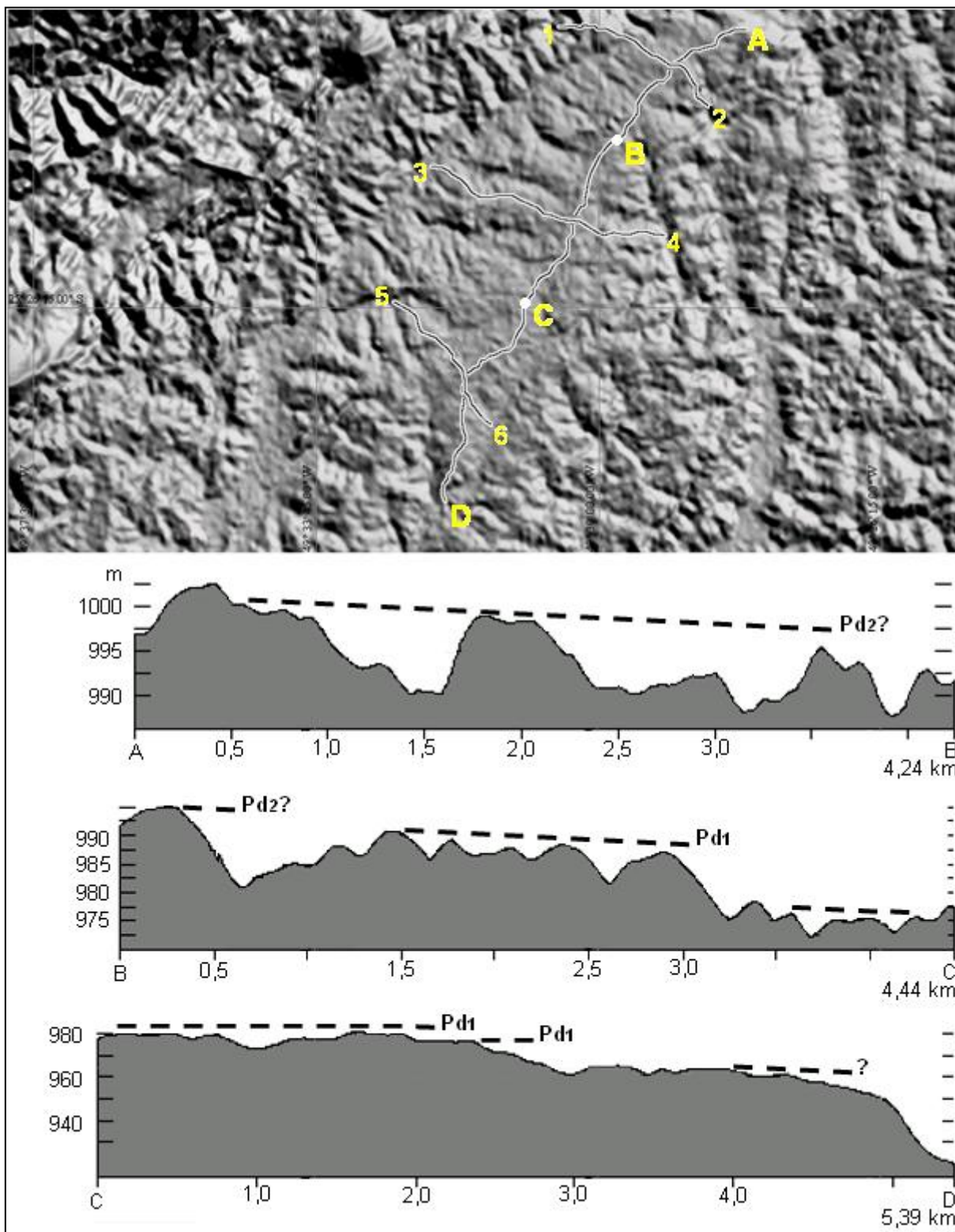


Legenda: O.n.: outros níveis embutidos. Índices de dissecção: 2 - relativamente preservadas e pouco rebaixadas; 3 - relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas; 4 - medianamente dissecadas e rebaixadas; 5 - rebaixadas e dissecadas.

FIGURA 25 – DISTRIBUIÇÃO DAS SUPERFÍCIES APLANADAS NO PRIMEIRO PLANALTO

A forma de ocorrência dos aplanamentos na Superfície de Curitiba pode ser observada nos perfis (figuras 26 a 31) levantados em uma área de relevo em que

aparecem evidências de residuais rebaixados dissecados, possivelmente relacionados ao nível do Pd<sub>2</sub>.



Legenda: perfil longitudinal de orientação NE-S levantado sobre divisores dos rios Itaqui e Verde no compartimento Superfície de Curitiba. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> e níveis muito rebaixados, possivelmente relacionados ao Pd<sub>2</sub>.

FIGURA 26 – PERFIL 6: SUPERFÍCIE DE CURITIBA

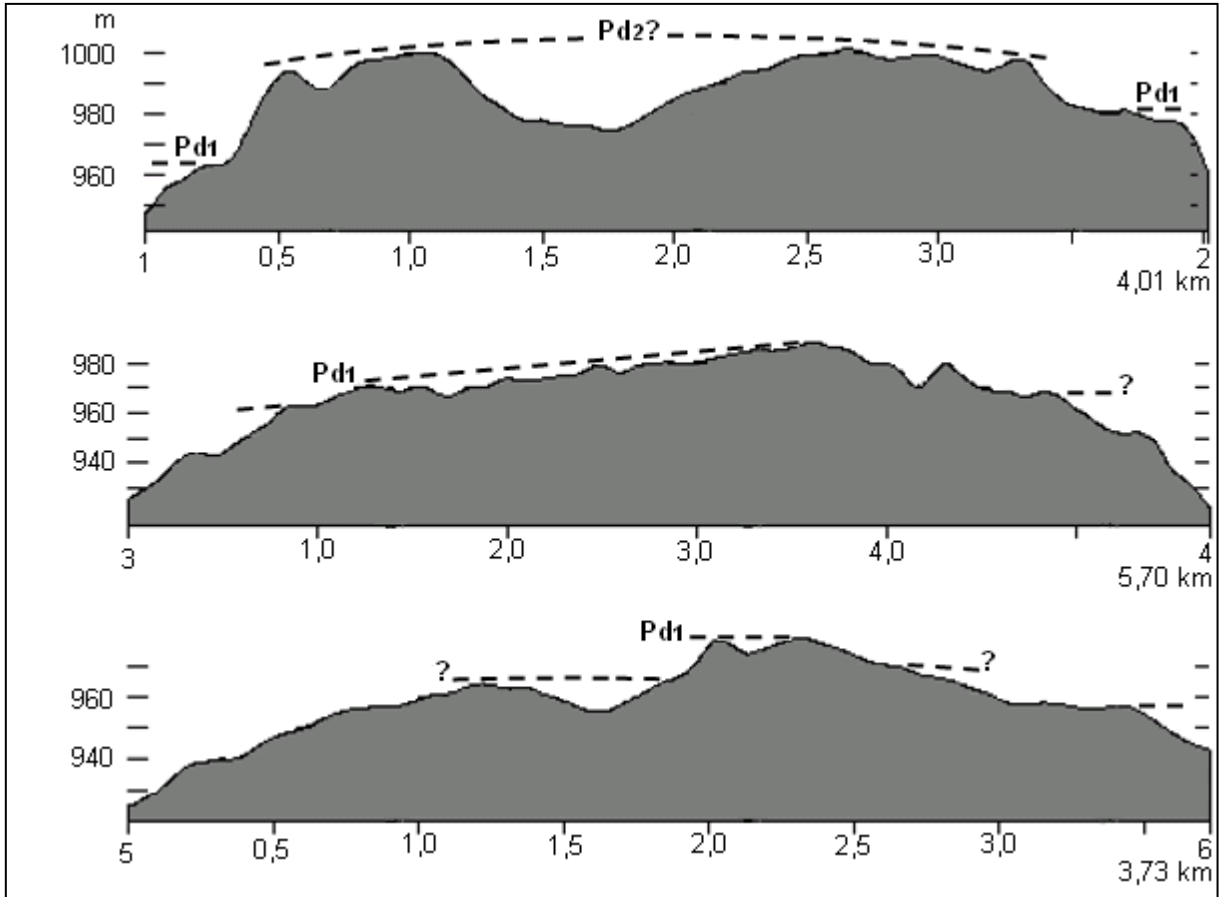


FIGURA 27 – PERFIL 6: SUPERFÍCIE DE CURITIBA (TRANSVERSAIS)

Nestes perfis verifica-se que as superfícies aplanadas decaem progressivamente para sul, em direção à calha do rio Iguaçu. No perfil levantado sobre divisores dos rios Itaqui e Verde, denominado Perfil 6, segmentos A-B e B-C (Figura 26), superfícies residuais possivelmente relacionadas ao Pd<sub>2</sub> ocorrem entre as cotas 1000 e 995 m, sendo recorrentes na cota 998 m.

Já os aplanamentos que podem ser relacionados ao Pd<sub>1</sub> ocorrem entre as cotas 990 m e 978 m. Registra-se uma sequência de topos a 987 m no segmento B-C e aplanamentos bem marcados a 980 m no segmento C-D.

O Perfil 6 apresenta uma inclinação bastante suave: em aproximadamente 11 km de extensão a amplitude altimétrica é de apenas 24 m. As superfícies apresentam-se mais dissecadas nos dois primeiros segmentos. Estas ainda foram reafeiçadas por ciclos erosivos posteriores e submetidas a eventos de pedimentação posteriores a sua elaboração, referidos a elaboração dos pedimentos P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub>, além de eventos de menor duração, referidos na revisão de literatura, a processos de elaboração de terraços e rampas de colúvio que em parte recobrem as superfícies pediplanadas mais antigas.

A análise dos perfis transversais (Figura 27) mostra que o perfil 1-2, traçado mais ao norte, apresenta superfícies residuais eventualmente relacionadas ao Pd<sub>2</sub> a 1000 m de altitude. As superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub> ocorrem na cota 980 m nas vertentes orientais do perfil longitudinal e na cota 963 m nas vertentes ocidentais, onde o relevo ocorre em uma área já próxima ao compartimento do Açungui. Nos perfis transversais 3-4 e 5-6, os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> ocorrem entre 987 e 970 m de altitude.

A Figura 28 apresenta perfis traçados sobre os divisores dos rios Passaúna e Barigüi. No segmento A-B do perfil principal, denominado Perfil 7, ocorrem superfícies residuais muito rebaixadas, possivelmente relacionadas ao Pd<sub>2</sub>, com altitudes de 1007 m. As superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub> ocorrem entre as cotas 975, chegando a 955 m em subníveis inferiores. As altitudes diminuem para sul ao longo do perfil, estabelecendo-se um desnível de 52 m entre eventuais remanescentes dos pediplanos Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>. No segmento B-C, verifica-se uma sequência de topos aplanados a 960 m.

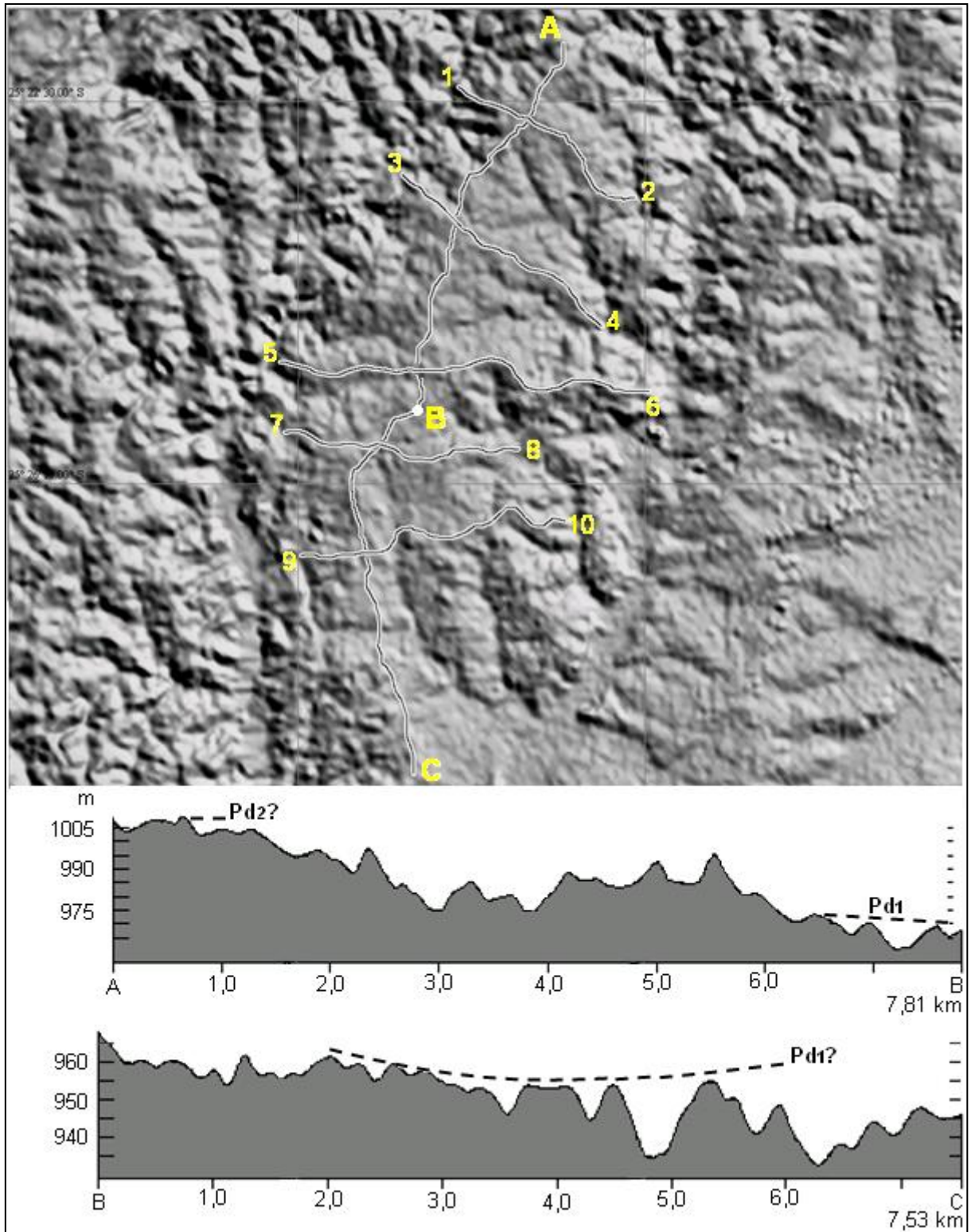
Nos perfis transversais ao Perfil 7 (Figura 29), quanto mais ao sul, mais rebaixadas são as superfícies relacionadas ao nível do Pd<sub>1</sub>: nos perfis 1-2 e 3-4 predominam a 982 m; no perfil 5-6 a 980 m; no perfil 7-8 a 970 m; e no perfil 9-10 a 952 m de altitude em residuais rebaixados.

O Perfil 8 (Figura 30), traçado sobre o divisor leste do rio Barigüi, também apresenta aplanamentos mais rebaixados na direção da calha do rio Iguaçu. Superfícies mais dissecadas eventualmente relacionadas ao Pd<sub>2</sub> ocorrem, no segmento A-B, entre 990 e 980 m. No segmento B-C as superfícies apresentam-se mais preservadas, ocorrendo remanescentes relacionados ao Pd<sub>1</sub> à cota 950 m.

No perfil transversal 1-2 (Figura 31), levantado na porção setentrional do perfil principal, essas superfícies ocorrem predominantemente a 965 m de altitude. Já nos perfis transversais 3-4 e 5-6, traçados mais ao sul, os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> são recorrentes na cota 930 m. Aplanamentos bem marcados registrados a 920 m são, possivelmente, relacionados a níveis mais elevados do pedimento P<sub>2</sub>.

Os subníveis rebaixados registrados nas seções transversais certamente foram submetidos ao sistema de erosão desenvolvido pela drenagem estabelecida após a elaboração do nível referido como Pd<sub>1</sub>. Este com cimento determinado pelo rio Iguaçu durante a sua elaboração e reafeiçoado por ciclos erosivos posteriores e submetidos a eventos de pedimentação posteriores à sua elaboração, referidos aos

pedimentos  $P_2$  e  $P_1$ ; além de eventos de menor duração, a processo de elaboração de terraços e rampas de colúvio, o que possibilita relacionar em subníveis mais rebaixados a cota de aproximadamente 930 m ao nível  $Pd_1$  mais rebaixado.



Legenda: perfil longitudinal de orientação N-S levantado sobre divisores dos rios Passaúna e Barigüi, no compartimento Superfície de Curitiba. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao  $Pd_1$ , e níveis muito rebaixados, possivelmente relacionados ao  $Pd_2$ .  
 FIGURA 28 – PERFIL 7: SUPERFÍCIE DE CURITIBA

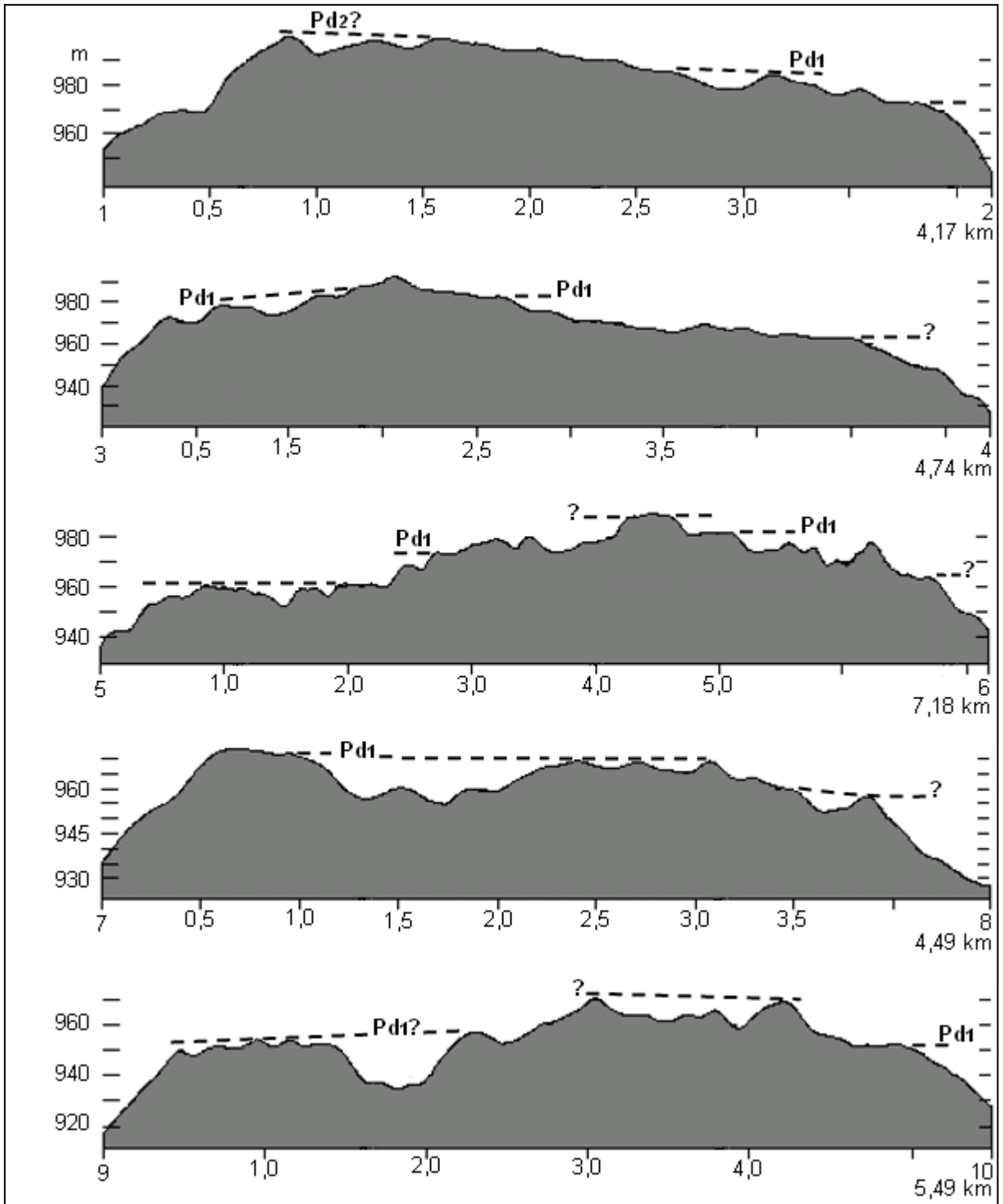
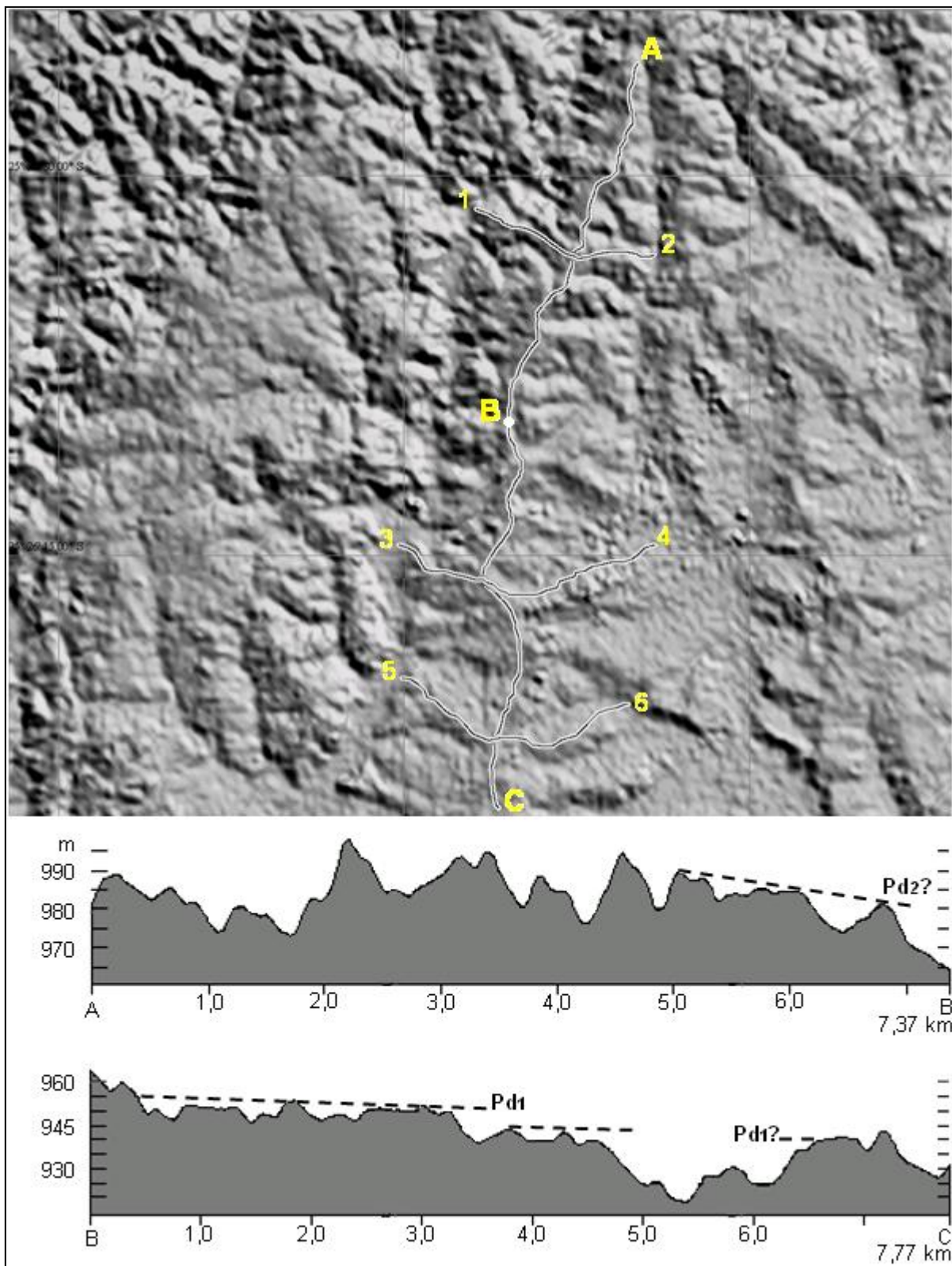


FIGURA 29 – PERFIL 7: SUPERFÍCIE DE CURITIBA (TRANSVERSAIS)





Legenda: perfil longitudinal de orientação N-S levantado sobre divisores a leste do rio Barigüi, no compartimento Superfície de Curitiba. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> e níveis muito rebaixados, possivelmente relacionados ao Pd<sub>2</sub>.  
 FIGURA 30 – PERFIL 8: SUPERFÍCIE DE CURITIBA

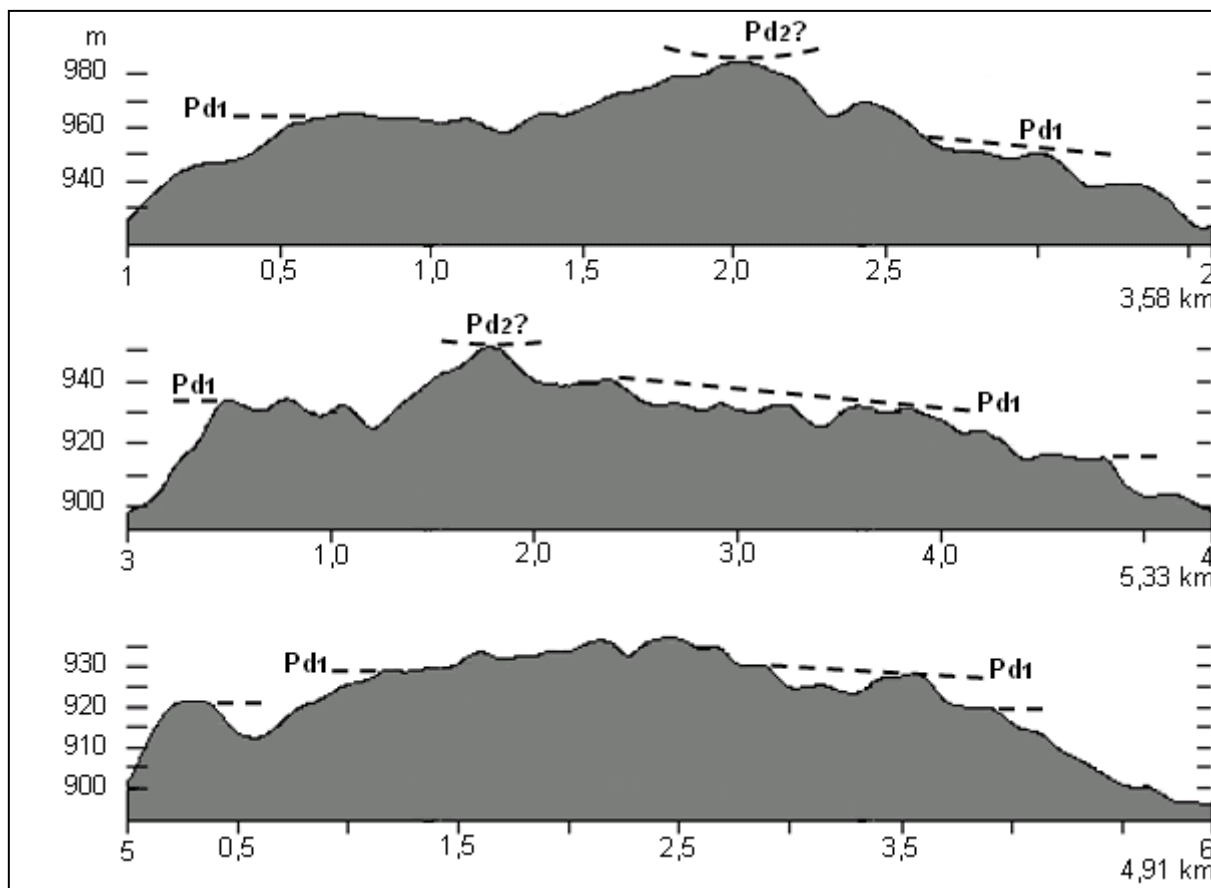


FIGURA 31 – PERFIL 8: SUPERFÍCIE DE CURITIBA (TRANSVERSAIS)

Conforme os perfis analisados do compartimento Primeiro Planalto: Superfície de Curitiba, as superfícies aplanadas relacionadas a residuais rebaixados do pediplano Pd<sub>2</sub> ocorrem a aproximadamente 1000 m de altitude, podendo, eventualmente, chegar a 980 ou até 950 m em topos muito rebaixados. As superfícies relacionadas ao pediplano Pd<sub>1</sub> por sua vez, são características na cota 980 m, sendo registrados subníveis superiores a 990 m e subníveis inferiores a 930 m de altitude.

Para o compartimento **Capivari /Ribeira** foram adotadas as mesmas cotas utilizadas para a Superfície de Curitiba: outros níveis embutidos (até 900 m), Pd<sub>1</sub> (900 a 1000 m) e Pd<sub>2</sub> (1000 a 1100 m) (Figura 25). O critério utilizado para a compartimentação excluiu as altitudes acima de 1100 m do compartimento Capivari /Ribeira. Estas altitudes ocorrem a leste e ao sul desse compartimento em relevos que estão mais associados ao compartimento Serra do Mar e, a noroeste, em relevos mais relacionados à região do Alto Iguaçu.

Desse modo, na porção analisada do Capivari /Ribeira não são registradas ocorrências de superfícies relacionadas ao pediplano Pd<sub>3</sub>. Assim, da região

compreendida no transecto, as superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub> ocorrem em 50,7% e ao Pd<sub>2</sub> em apenas 0,4% das áreas aplanadas, sendo as demais áreas, 48,9% referentes aos níveis embutidos.

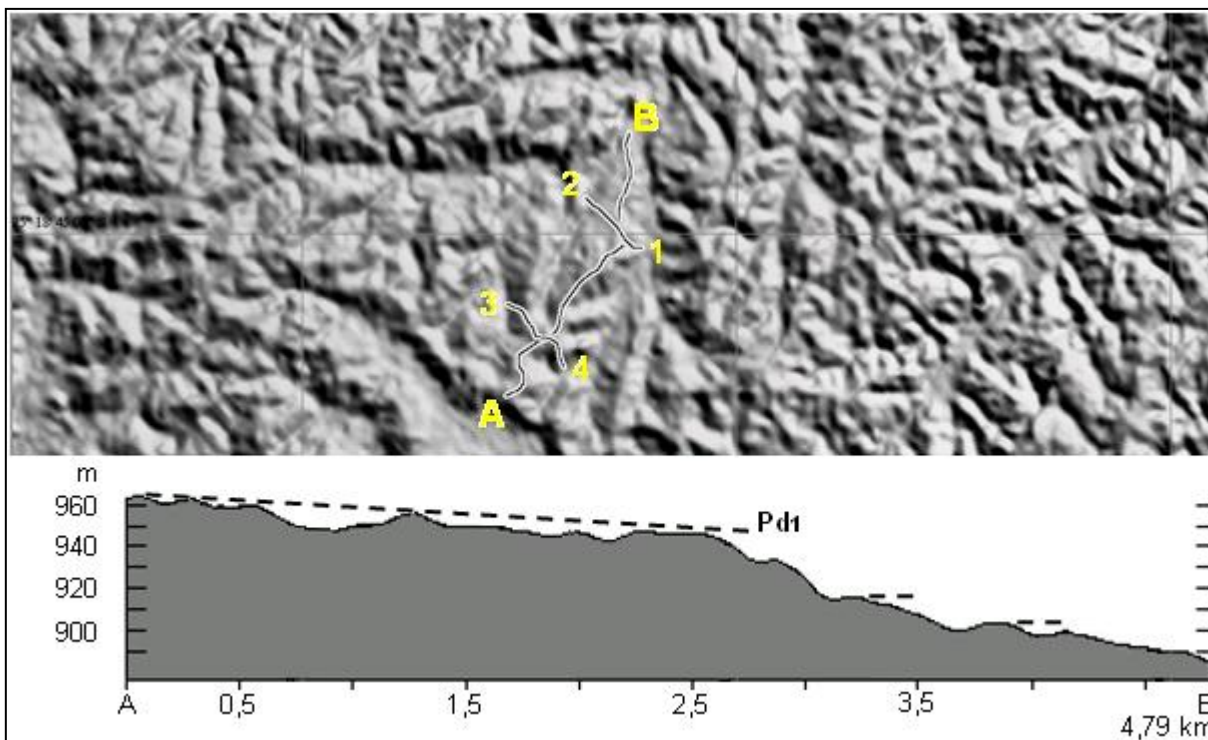
Os aplanamentos relacionados aos pediplanos se concentram no lado ocidental do compartimento Capivari /Ribeira, sendo que aqueles relativos ao Pd<sub>2</sub> ocorrem no setor noroeste, próximo aos remanescentes de mesmo nível, pertencentes à Superfície de Curitiba. No nível do Pd<sub>1</sub> as superfícies predominantes são de índice 4, consideradas medianamente dissecadas e rebaixadas (35,9%), seguidas daquelas de índice 3, relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas (7,6%). No nível relacionado ao Pd<sub>2</sub> elas tendem a ser mais dissecadas e rebaixadas que o verificado no nível relacionado ao Pd<sub>1</sub>.

A ocorrência das superfícies aplanadas no compartimento Primeiro Planalto: Capivari /Ribeira está representada em perfis (figuras 32 a 37), os quais evidenciam a inclinação dos aplanamentos para a drenagem principal, a calha do rio Ribeira do Iguape, porção setentrional do transecto estudado. As superfícies abrangidas pelos perfis estão relacionadas principalmente ao nível do pediplano Pd<sub>1</sub>, com eventuais remanescentes rebaixados relacionados ao nível do Pd<sub>2</sub>.

No Perfil 9 (Figura 32) são evidenciados os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub>, com altitudes entre 963 e 948 m. Neste perfil principal, as superfícies decaem para norte, apresentando-se bem definidas na cota 950 m.

Os perfis transversais ao Perfil 9 (Figura 33) mostram ligeira inclinação para NO. No perfil 3-4, localizado na porção meridional do perfil principal, os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> ocorrem entre 952 e 945 m. Já o perfil 1-2, situado mais ao norte, apresenta altitudes mais baixas sendo registrada, entre ambos os perfis, uma diferença de 39 m de altitude nos topos mais elevados.

O Perfil 10 (Figura 34) foi traçado sobre um divisor localizado a leste do Perfil 9. As superfícies compreendidas no Perfil 10 apresentam ligeira inclinação na direção da calha do rio Ribeira, onde atingem cotas mais baixas. Ao nível do Pd<sub>1</sub> as superfícies ocorrem entre 952 m e 947 m de altitude. Entorno da cota 950 m é registrada uma sequência de topos aplanados. No perfil 1-2, transversal ao Perfil 10 (Figura 35), as superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub>, situam-se entre as cotas 952 e 950 m.



Legenda: perfil longitudinal de orientação SSO-N levantado sobre o compartimento Capivari /Ribeira. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> e níveis muito rebaixados, possivelmente relacionados ao Pd<sub>2</sub>.

FIGURA 32 – PERFIL 9: CAPIVARI /RIBEIRA

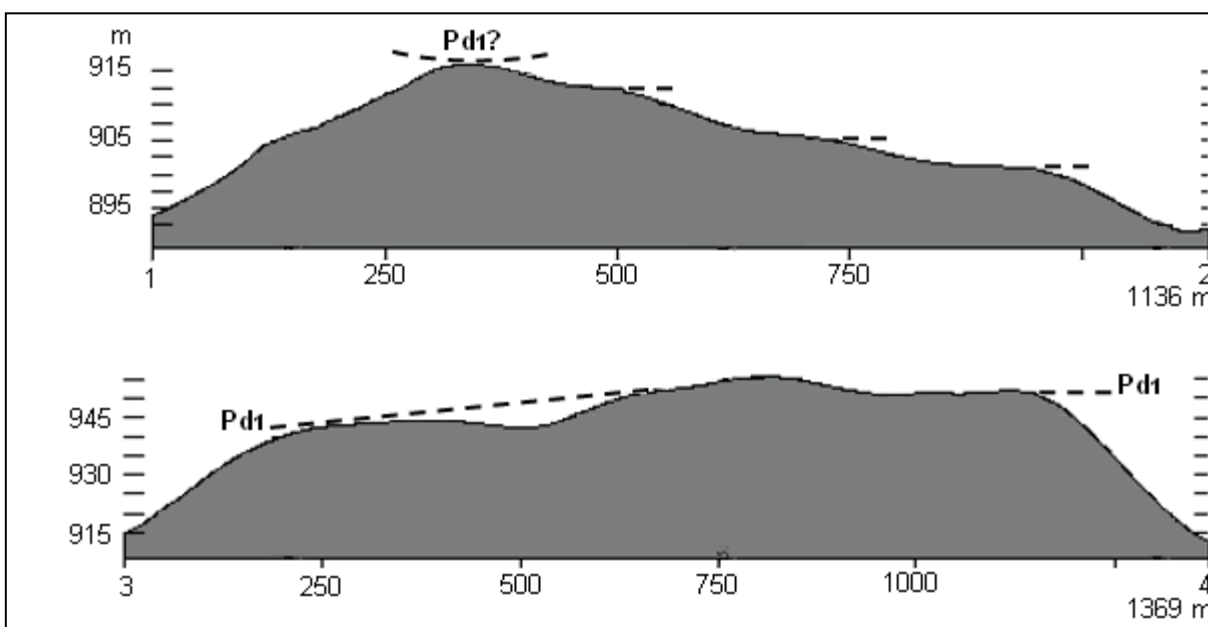
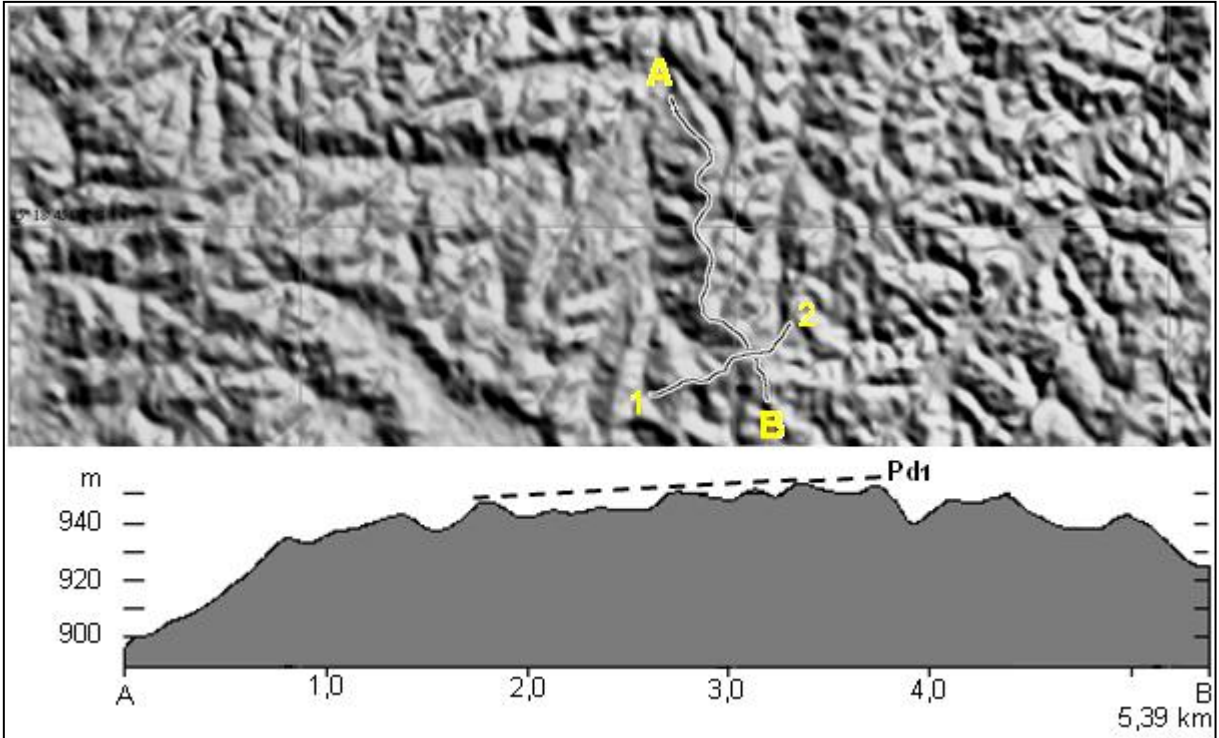


FIGURA 33 – PERFIL 9: CAPIVARI /RIBEIRA (TRANSVERSAIS)



Legenda: perfil longitudinal de orientação NNO-SSE levantado sobre o compartimento Capivari/Ribeira. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub>.  
 FIGURA 34 – PERFIL 10: CAPIVARI/RIBEIRA

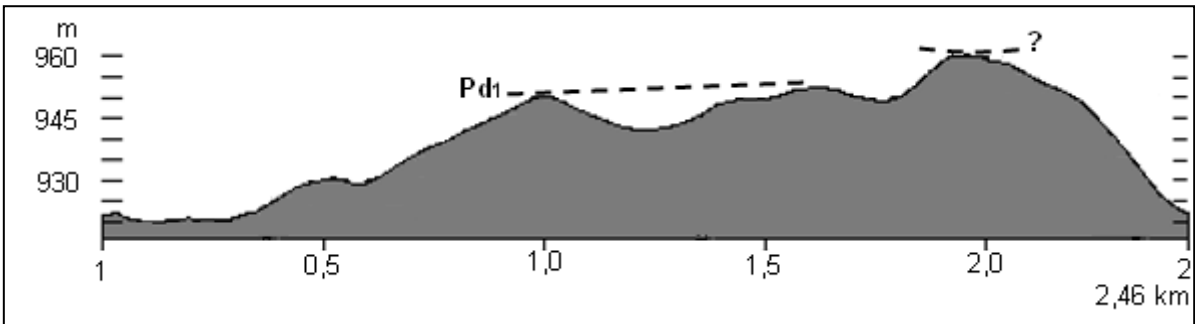
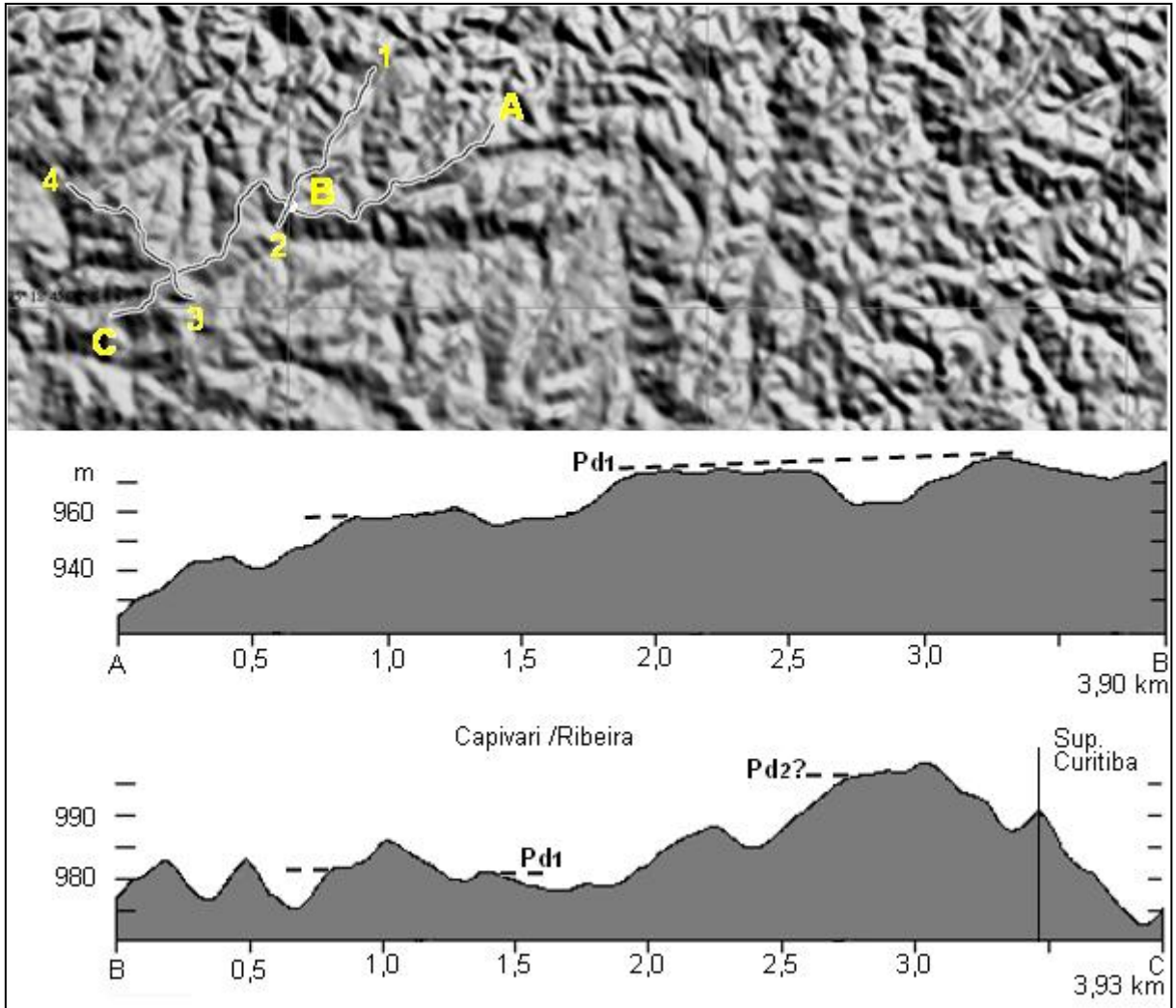


FIGURA 35 – PERFIL 10: CAPIVARI/RIBEIRA (TRANSVERSAL)

O Perfil 11 (Figura 36), localizado a oeste do Perfil 9, em uma área limítrofe com a região do Alto Iguaçu, Superfície de Curitiba, mostra superfícies aplanadas com altitudes que decaem para NE, na direção da drenagem principal, o rio Ribeira do Iguape. No segmento A-B os aplanamentos relacionados ao nível do Pd<sub>1</sub> se apresentam entre as cotas 980 e 975 m, sendo mais extensos na cota 975 m. O segmento B-C apresenta superfícies mais dissecadas, onde os aplanamentos relacionados ao nível do Pd<sub>1</sub> ocorrem a 982 m. Aplanamentos eventualmente relacionados a níveis rebaixados do Pd<sub>2</sub> ocorrem a 997 m de altitude.



Legenda: perfil longitudinal de orientação NE-SO levantado sobre o compartimento Capivari /Ribeira. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> e níveis muito rebaixados, possivelmente relacionados ao Pd<sub>2</sub>.

FIGURA 36 – PERFIL 11: CAPIVARI /RIBEIRA

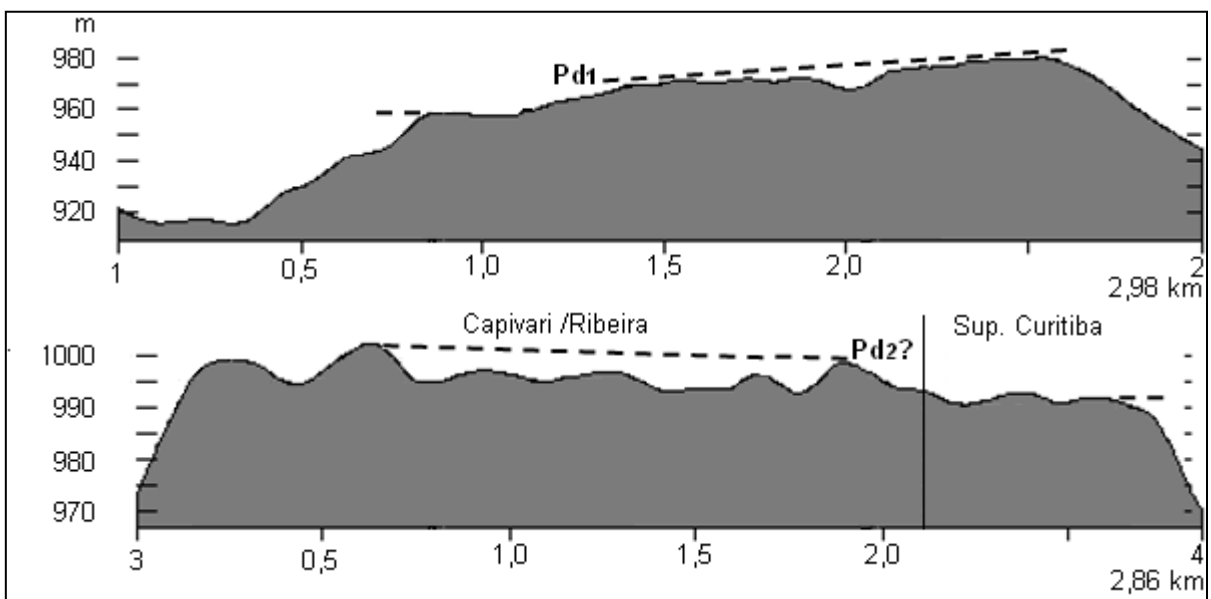


FIGURA 37 – PERFIL 11: CAPIVARI /RIBEIRA (TRANSVERSAIS)

As superfícies aplanadas compreendidas no perfil 1-2, transversal ao Perfil 11 (Figura 37) e relacionadas ao nível do Pd<sub>1</sub> são registradas entre as cotas 980 e 970 m. No perfil transversal 3-4 (Figura 37) registram-se remanescentes entre as cotas 1002 e 998 m de altitude, possivelmente relacionados a residuais rebaixados do pediplano Pd<sub>2</sub> da região do Alto Iguaçu.

Os perfis 9 e 10, mostram que no compartimento Capivari /Ribeira as superfícies aplanadas relacionadas ao pediplano Pd<sub>1</sub> são recorrentes a 950 m de altitude, verificando-se subníveis superiores a 963 m e inferiores a 947 m. Já no Perfil 11, localizado mais a oeste do compartimento, ou seja, mais próximo da região do Alto Iguaçu, os níveis relacionados ao Pd<sub>1</sub> apresentam altitudes mais elevadas, sendo bem definidos a 975 m no segmento A-B e 982 m em subníveis superiores no segmento B-C.

São registradas superfícies aplanadas entorno de 1000 m, possivelmente relacionadas a um nível rebaixado do pediplano Pd<sub>2</sub>.

No conjunto o compartimento Capivari /Ribeira apresentou, para os critérios de análise e escala adotados no presente estudo, ocorrências pouco significativas de remanescentes do pediplano Pd<sub>2</sub>. No que se refere à superfície de ocorrência significativa neste compartimento o Pd<sub>1</sub> apresenta como altitude mais recorrente a cota de 950 m, alcançando em subníveis mais elevados a cota de 982 m e nas porções mais rebaixadas a cota de 947 m.

Na porção analisada do compartimento **Açungui /Ribeira**, as altitudes foram definidas do seguinte modo: outros níveis embutidos (até 880 m), Pd<sub>1</sub> (880 a 980 m), Pd<sub>2</sub> (980 a 1040 m) e Pd<sub>3</sub> (acima de 1040 m). Nos níveis embutidos do Açungui são registradas as menores altitudes do interior na área do transecto: enquanto no Capivari e na bacia do Alto Tibagi as altitudes mais baixas chegam à faixa dos 780 m, no Médio Iguaçu chega a 740 m, e na Superfície de Curitiba atingem os 820 m; no Açungui as altitudes alcançam a faixa de 620 m representando os profundos vales da região (Figura 25).

Do que se considerou como superfície aplanada no compartimento Açungui /Ribeira, as superfícies que podem ser relacionadas ao Pd<sub>1</sub> ocorrem em uma área de 9,8 km<sup>2</sup> (47,9%), ao Pd<sub>2</sub> em 2,1 km<sup>2</sup> (10,6%), ao Pd<sub>3</sub> em 0,1 km<sup>2</sup> (0,2%) e aos níveis embutidos em 41,3% do compartimento. Os pediplanos se distribuem na forma de pequenos remanescentes, apresentando-se mais concentrados na porção oriental. Na porção norte, os níveis embutidos são predominantes.

De forma geral, as superfícies do compartimento Açungui /Ribeira são fragmentadas em pequenas células devido à influência da litologia. Conforme análise realizada no item anterior, na área representada pelas cartas 385 a 391, nesse compartimento há diversas unidades litoestratigráficas, as quais respondem de formas diferentes à ação intempérica de alternâncias paleoclimáticas.

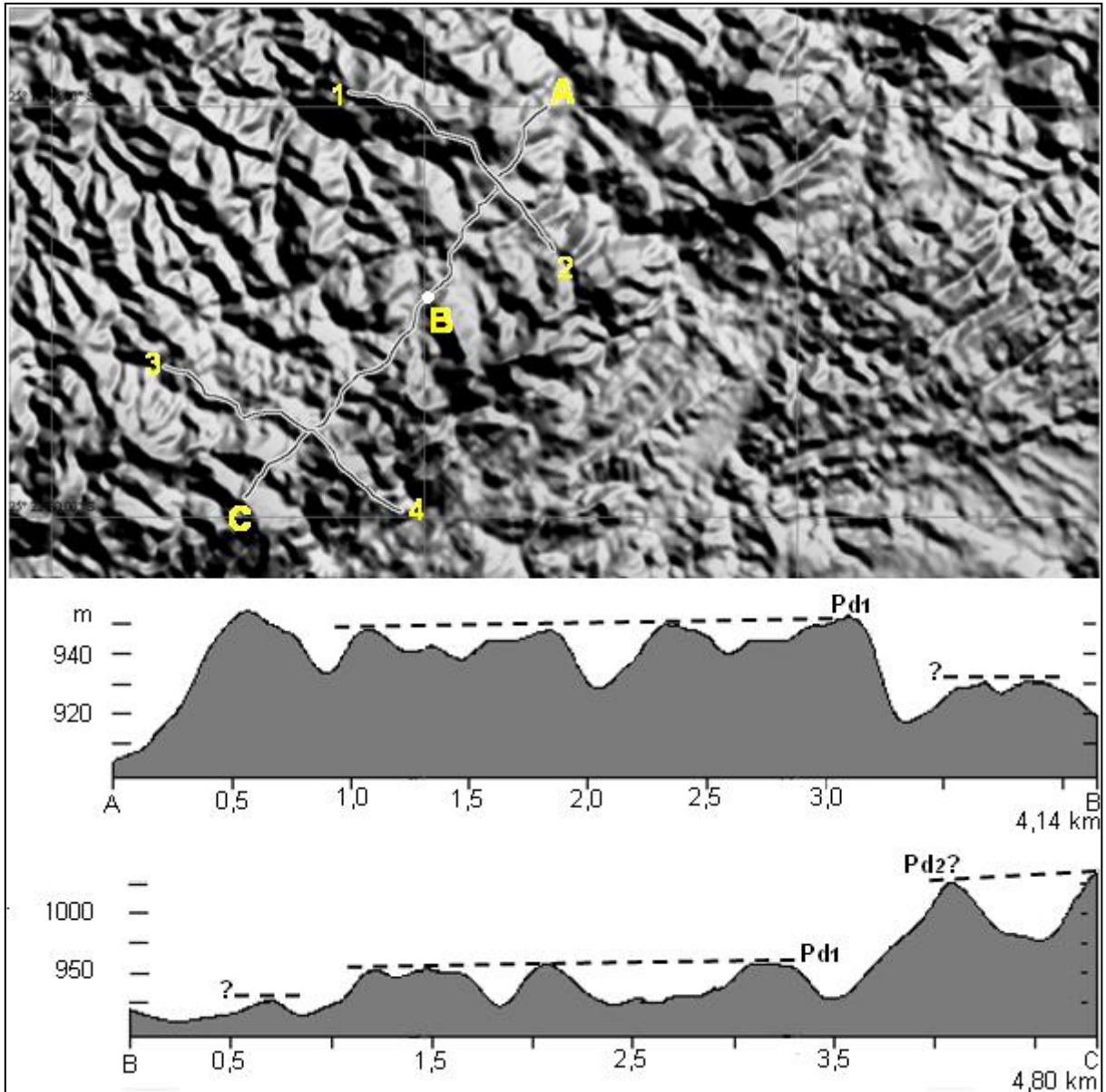
Em épocas de clima úmido, por exemplo, a erosão diferencial tem menor efeito sobre rochas mais resistentes, as quais persistem no relevo, constituindo-se como níveis mais elevados. Por outro lado, sobre rochas mais solúveis, a erosão diferencial contribui para o rebaixamento das superfícies. Assim, ocorrência de filitos ou quartzitos intercalados com linhas de diques pode originar superfícies mais altas, ao passo que calcários e dolomitos propiciam terrenos mais rebaixados. Com isto, os pedimentos, em especial o  $P_2$ , podem ter sido associados a níveis do  $Pd_1$  e, por outro lado, o  $Pd_1$  pode ter sido associado a um nível de pedimento.

Os remanescentes relacionados ao nível do  $Pd_1$  na região analisada do Açungui são classificados como medianamente dissecados e rebaixados (32,8%) a dissecados e rebaixados (7,5%). As superfícies consideradas relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas (índice 3) a relativamente preservadas e pouco rebaixadas (índice 2) chegam a 7,6% das áreas aplanadas do compartimento. No nível relacionado ao pediplano  $Pd_2$ , predominam as superfícies de índice 4 (7,1%), seguidas das superfícies de índice 3 (2%). No nível relacionado ao  $Pd_3$ , correspondendo a 0,2% dos aplanamentos, as superfícies são classificadas como índice 4.

O padrão de comportamento das superfícies aplanadas no compartimento Açungui é irregular, sendo que em meio aos aplanamentos é comum a ocorrência de topos residuais. Para este compartimento, de acordo com os perfis levantados, a identificação da direção predominante de inclinação das superfícies não é tão evidente como no compartimento Superfície de Curitiba (onde se tem um padrão bem definido). Tal fato é devido, principalmente, à presença de diferentes litologias no compartimento Açungui, como já mencionado neste estudo.

A Figura 38 ilustra a ocorrência de superfícies aplanadas no Perfil 12, traçado no setor SE do compartimento Açungui. As superfícies relacionadas ao  $Pd_1$  ocorrem entre as cotas 955 e 948 m, em topos sequenciais. No segmento B-C do perfil principal são registradas superfícies residuais a 1025 m de altitude, possivelmente relacionadas ao nível do  $Pd_2$ .





Legenda: perfil longitudinal de orientação NE-SO levantado sobre o compartimento Açungui/Ribeira. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> e níveis muito rebaixados, possivelmente relacionados ao Pd<sub>2</sub>.

FIGURA 38 – PERFIL 12: AÇUNGUI/RIBEIRA

Nos perfis transversais (Figura 39) registra-se a ocorrência de remanescentes relacionados ao nível do Pd<sub>2</sub> com altitudes de 1050 m e, em subníveis inferiores, a 1010 m. As superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub> ocorrem entre as cotas 963 e 948 m.

O Perfil 13 (Figura 40), traçado a leste do Perfil 12, abrange superfícies aplanadas que inclinam para SO. Remanescentes relacionados ao Pd<sub>2</sub> são registrados nos segmentos A-B e B-C nas cotas 1025 e 1010 m. Já os aplanamentos relacionados ao nível do Pd<sub>1</sub> nesta porção do compartimento são registrados em aplanamentos bem marcados a 950 e a 940 m e, em níveis mais elevados, na cota

960 m. Subníveis mais rebaixados ocorrem no segmento C-D a 910 m e, eventualmente, a 900 m.

Nos perfis transversais (Figura 41) os residuais relacionados ao nível  $Pd_2$  ocorrem na cota 1020 m. As superfícies relacionadas ao  $Pd_1$  são registradas em subníveis superiores a 990 m e em residuais muito dissecados rebaixados a 915 m.

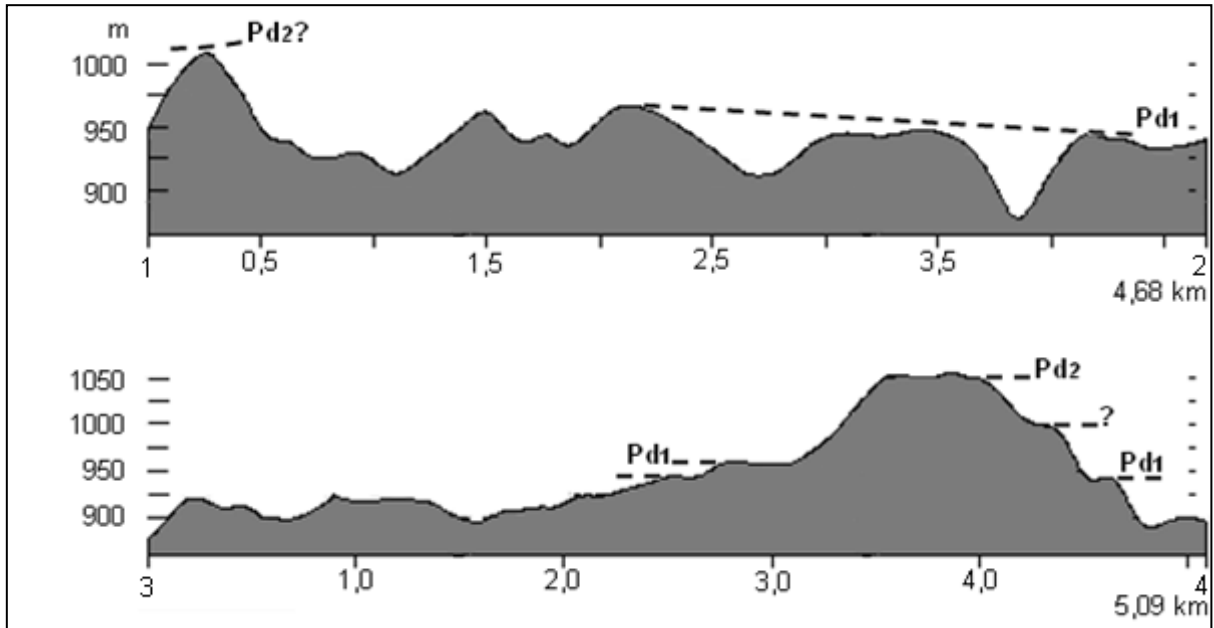
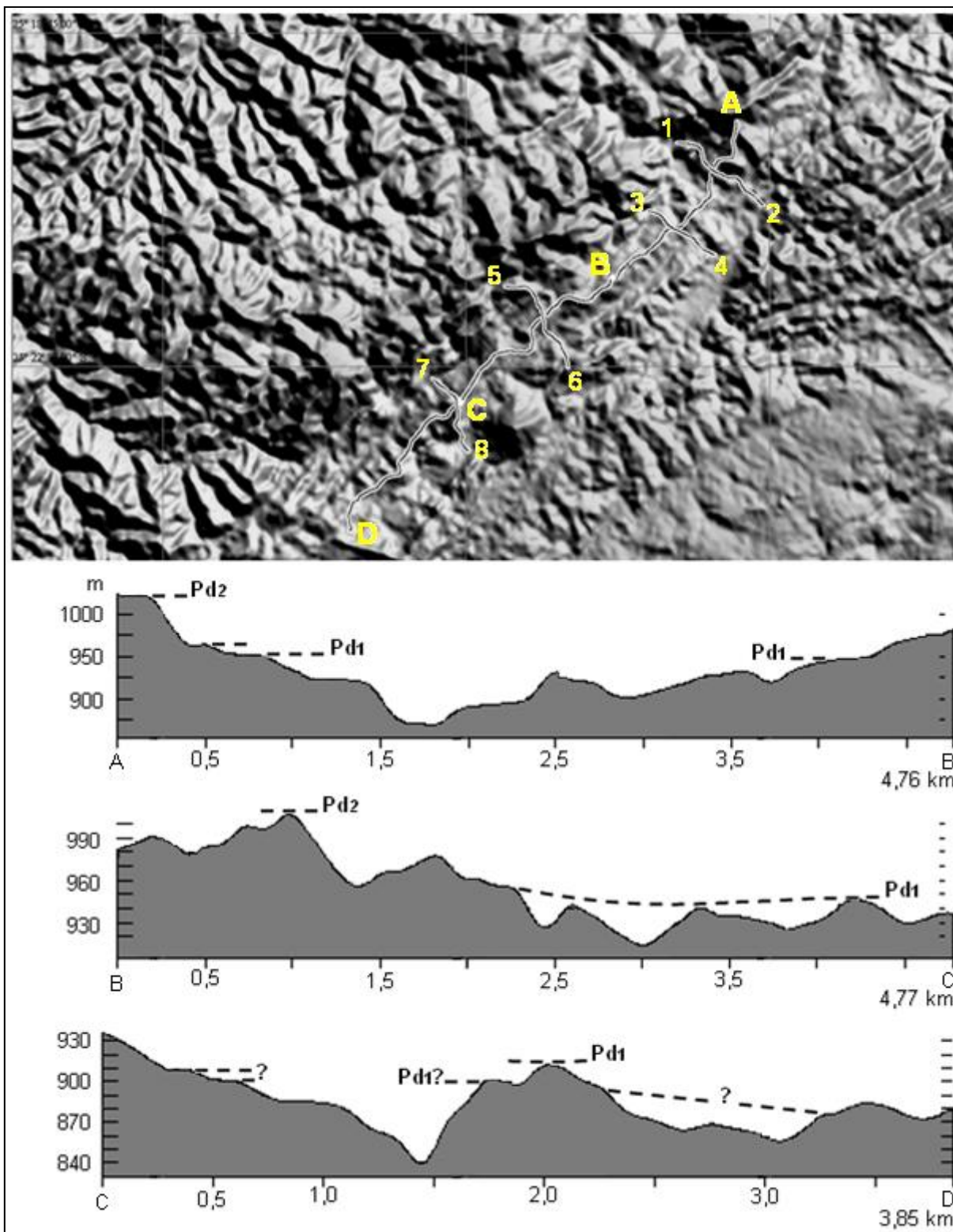


FIGURA 39 – PERFIL 12: AÇUNGUI/RIBEIRA (TRANSVERSAIS)

Os transectos levantados no compartimento Açungui /Ribeira indicam que os aplanamentos ao nível do  $Pd_2$  são recorrentes na cota 1025 m, apresentando subníveis superiores a 1050 m e inferiores a 1010 m. Por outro lado, os aplanamentos relacionados ao nível do  $Pd_1$  são mais característicos entorno da cota 950 m. Nos perfis estudados, este pediplano apresentou localmente ampla amplitude altimétrica devido, possivelmente, à ocorrência de diferentes litologias, as quais favorecem ou não a dissecação do relevo, e níveis de base locais. Os subníveis mais elevados atingem 990 m, enquanto os mais rebaixados chegam a 912 m.



Legenda: perfil longitudinal de orientação NE-SO levantado sobre o compartimento Açungui /Ribeira. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> e níveis muito rebaixados, relacionados ao pediplano Pd<sub>2</sub>.

FIGURA 40 – PERFIL 13: AÇUNGUI /RIBEIRA

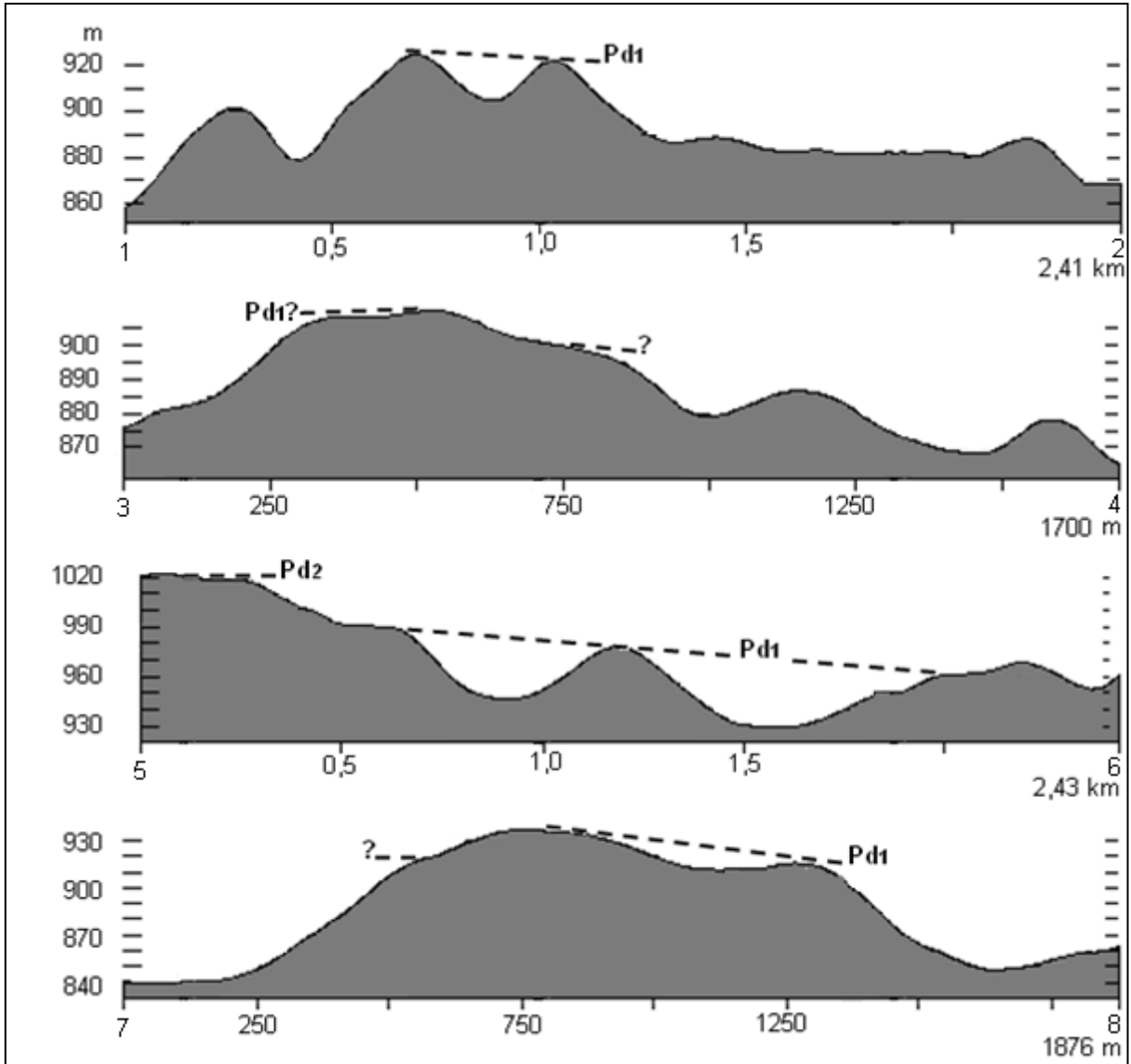


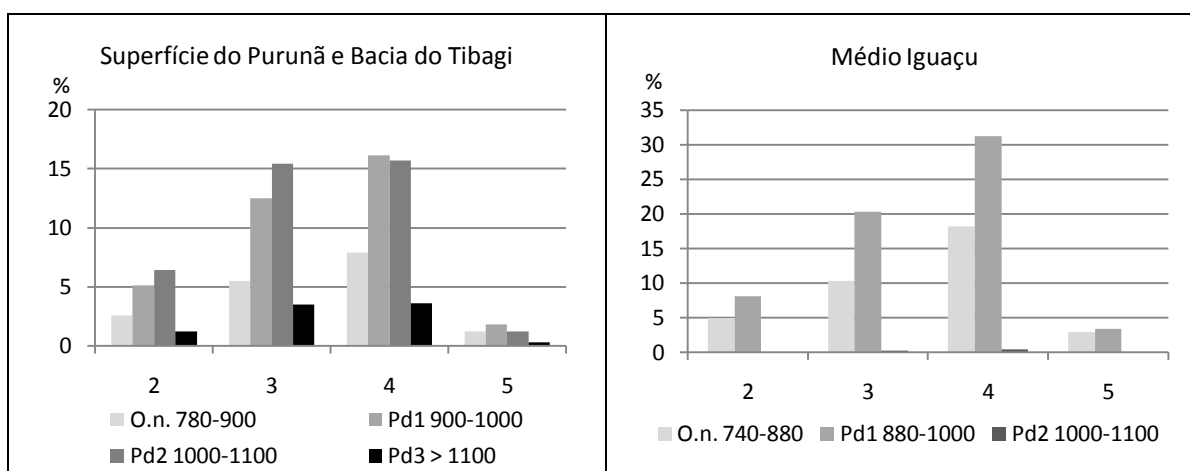
FIGURA 41 – PERFIL 13: AÇUNGUI /RIBEIRA (TRANSVERSAIS)

No transecto, as altitudes do compartimento **Segundo Planalto Norte: Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi** foram classificadas da mesma forma que para a Superfície de Curitiba: outros níveis embutidos (até 900 m), Pd<sub>1</sub> (900 a 1000 m), Pd<sub>2</sub> (1000 a 1100 m) e Pd<sub>3</sub> (acima de 1100 m) (Figura 42).

As superfícies consideradas como níveis embutidos ocorrem em apenas 17,2% das áreas aplanadas do compartimento, ocorrendo praticamente, apenas na porção correspondente a bacia do Alto Tibagi. As superfícies relacionadas aos pediplanos ocorrem em níveis escalonados na Superfície do Purunã, sendo que da escarpa para o interior do Segundo Planalto, são registrados, consecutivamente, o nível Pd<sub>3</sub>, seguido do Pd<sub>2</sub> e do Pd<sub>1</sub>. Este último também é bem expressivo no

sudoeste do compartimento. Nos três níveis de pediplanos, as superfícies, em geral, se apresentam bem extensas e setorizadas.

Este é o único compartimento do transecto em que são registradas mais superfícies relacionadas ao nível do Pd<sub>2</sub> que do Pd<sub>1</sub>, fato que se deve, provavelmente, ao recorte do transecto. As superfícies relacionadas no nível do Pd<sub>1</sub> ocorrem em 35,4% (158 km<sup>2</sup>) dos aplanamentos do compartimento, das quais 16,1% são medianamente dissecadas e rebaixadas (índice 4); 12,5% são relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas (índice 3); 5,1% são relativamente preservadas e pouco rebaixadas (índice 2) e apenas 1,8% são dissecadas e rebaixadas (índice 5).

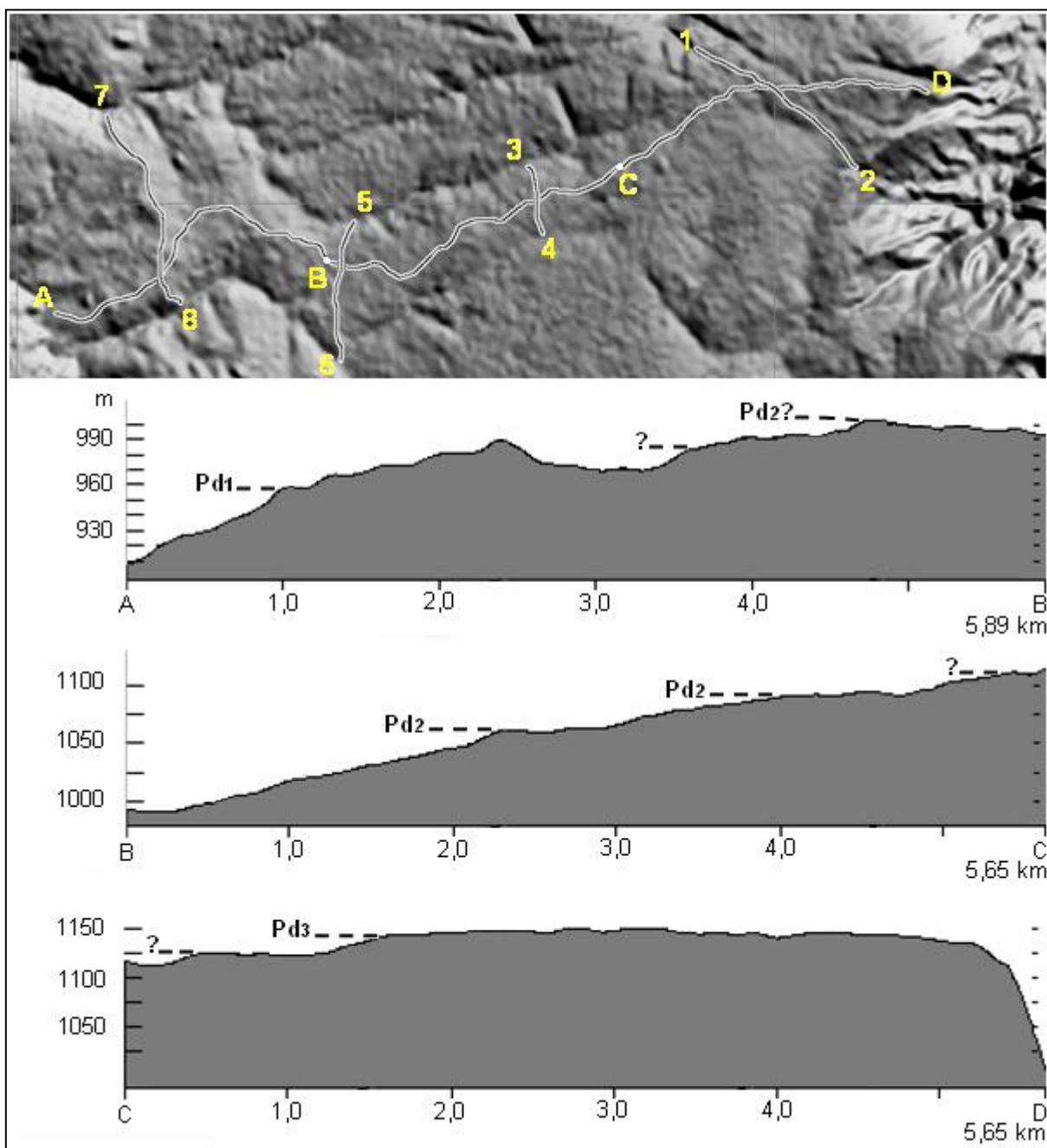


Legenda: O.n.: outros níveis embutidos. Índices de dissecção: 2 - relativamente preservadas e pouco rebaixadas; 3 - relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas; 4 - medianamente dissecadas e rebaixadas; 5 - rebaixadas e dissecadas.

FIGURA 42 – DISTRIBUIÇÃO DAS SUPERFÍCIES APLANADAS NO SEGUNDO PLANALTO

A área relacionada ao nível do Pd<sub>2</sub> é de 172 km<sup>2</sup>, o equivalente a 38,7% dos aplanamentos da região analisada do compartimento Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi. Nesse nível, há um sensível aumento nas ocorrências de superfícies classificadas como relativamente preservadas e pouco rebaixadas (6,4%), sendo que 15,4% são classificadas como índice 3, relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas; 15,7% são medianamente dissecadas e rebaixadas, índice 4; e apenas 1,2% são consideradas dissecadas e rebaixadas. O nível do Pd<sub>3</sub> ocupa 38,6 km<sup>2</sup> (8,6%) do compartimento, sendo que 54,6% dos remanescentes são relativamente dissecados e moderadamente rebaixados (índice 3) a relativamente preservados e pouco rebaixados (índice 2).

As superfícies aplanadas no compartimento Segundo Planalto Norte: Superfície do Purunã e Bacia do Tibagi estão ilustradas nas figuras 43 a 46. As superfícies residuais constituídas pela Formação Furnas apresentam-se em níveis escalonados onde, nas bordas da escarpa do Purunã, são registrados aplanamentos relacionados ao nível do Pd<sub>3</sub>. Neste compartimento os aplanamentos decaem progressivamente para oeste, na direção da bacia do Alto Tibagi.



Legenda: perfil longitudinal de orientação W-E levantado sobre o compartimento Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados aos pediplanos Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>.

FIGURA 43 – PERFIL 14: SUPERFÍCIE DO PURUNÃ E BACIA DO ALTO TIBAGI

Superfícies remanescentes bem definidas relacionadas ao nível do Pd<sub>3</sub> podem ser verificadas no Perfil 14 (Figura 43), na cota de 1150 m, onde se apresentam como um extenso aplanamento. As superfícies relacionadas ao Pd<sub>2</sub> são registradas nas cotas 1090 e 1060 m e, aquelas relacionadas ao nível do Pd<sub>1</sub> ocorrem a 960 m de altitude.

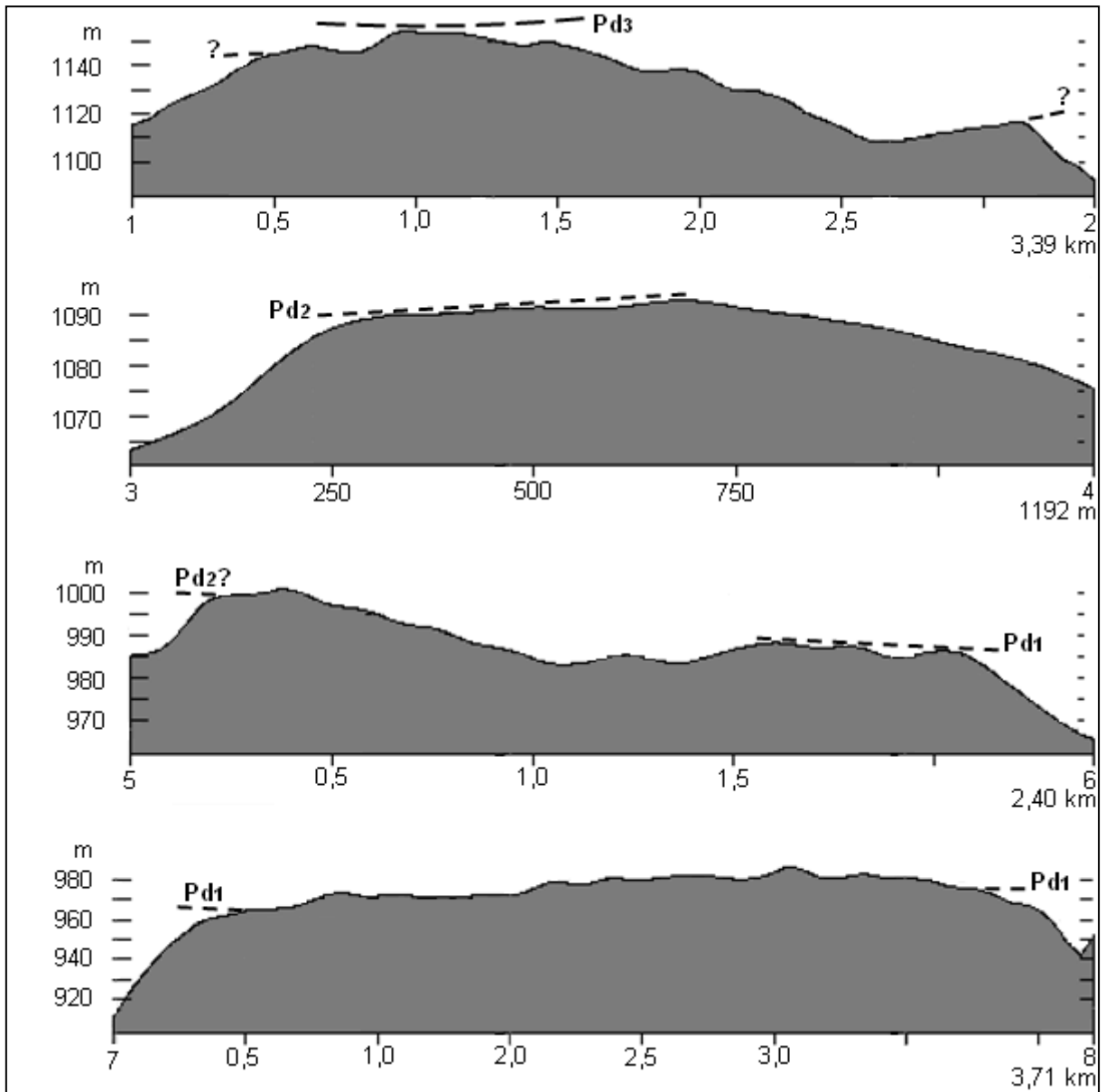
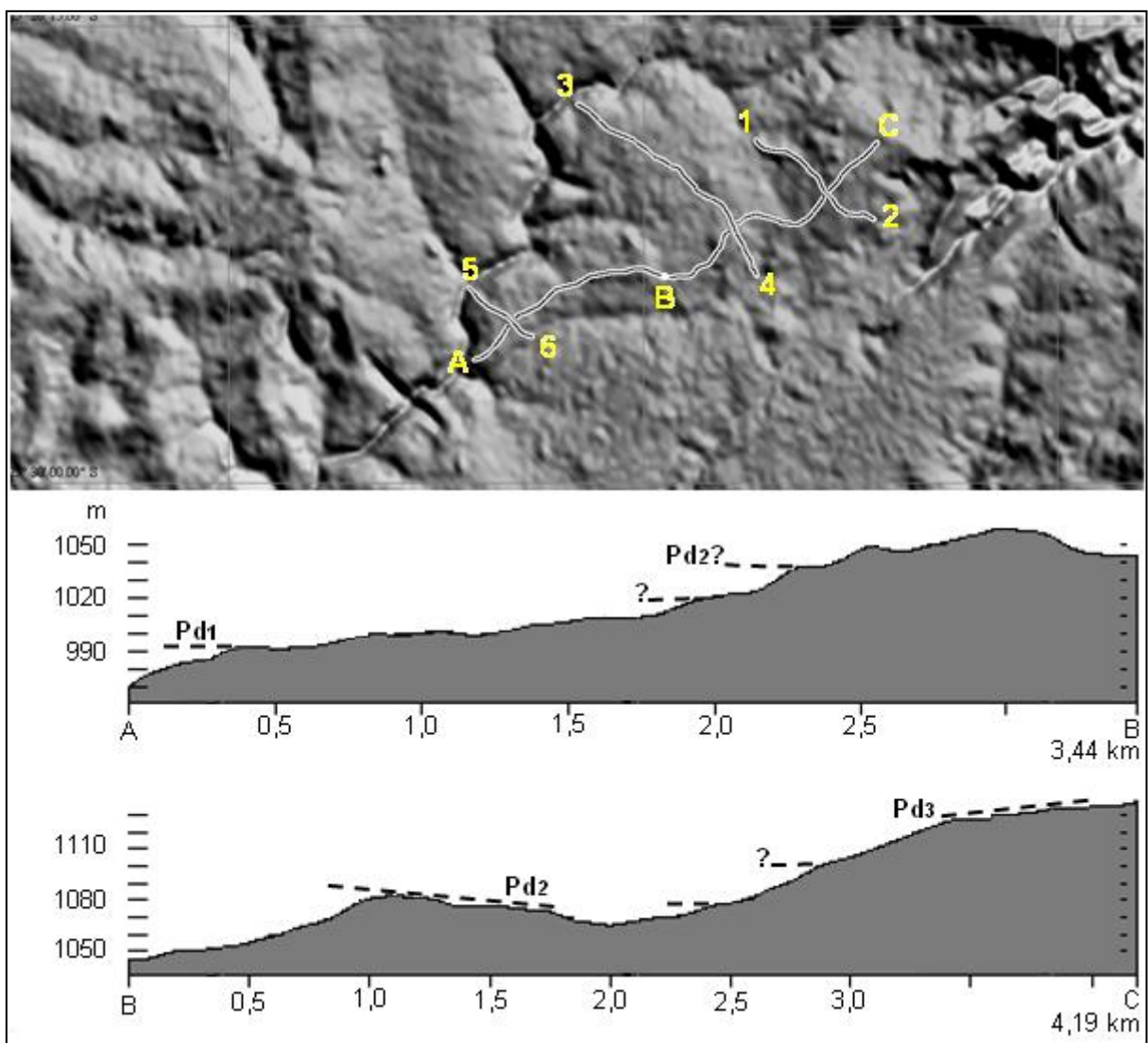


FIGURA 44 – PERFIL 14: SUPERFÍCIE DO PURUNÃ E BACIA DO ALTO TIBAGI (TRANSVERSAIS)

Os perfis transversais ao Perfil 14 (Figura 44) evidenciam a inclinação das superfícies aplanadas para oeste, uma vez que, nessa direção, as altitudes dos perfis ficam cada vez menores. No perfil transversal 1-2 os aplanamentos relacionados ao nível do Pd<sub>3</sub> são verificados na cota 1155 m. No perfil 3-4 os

aplanamentos relacionados ao Pd<sub>2</sub>, ocorrem entre as cotas 1095 e 1090 m. Já nos perfis 5-6 e 7-8, as superfícies aplanadas registradas são relacionadas ao Pd<sub>1</sub> e são registradas entre as altitudes 987 e 965 m, destacando-se a recorrência desta superfície na cota 970 m.

A Figura 45 retrata o Perfil 15, no qual as superfícies aplanadas apresentam comportamento semelhante àsquelas do Perfil 14, localizado mais ao norte. Na direção oeste as superfícies inclinam progressivamente, apresentando amplitude de 150 m ao longo do perfil principal.



Legenda: perfil longitudinal de orientação SO-NE levantado sobre o compartimento Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados aos pediplanos Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>.

FIGURA 45 – PERFIL 15: SUPERFÍCIE DO PURUNÃ E BACIA DO ALTO TIBAGI



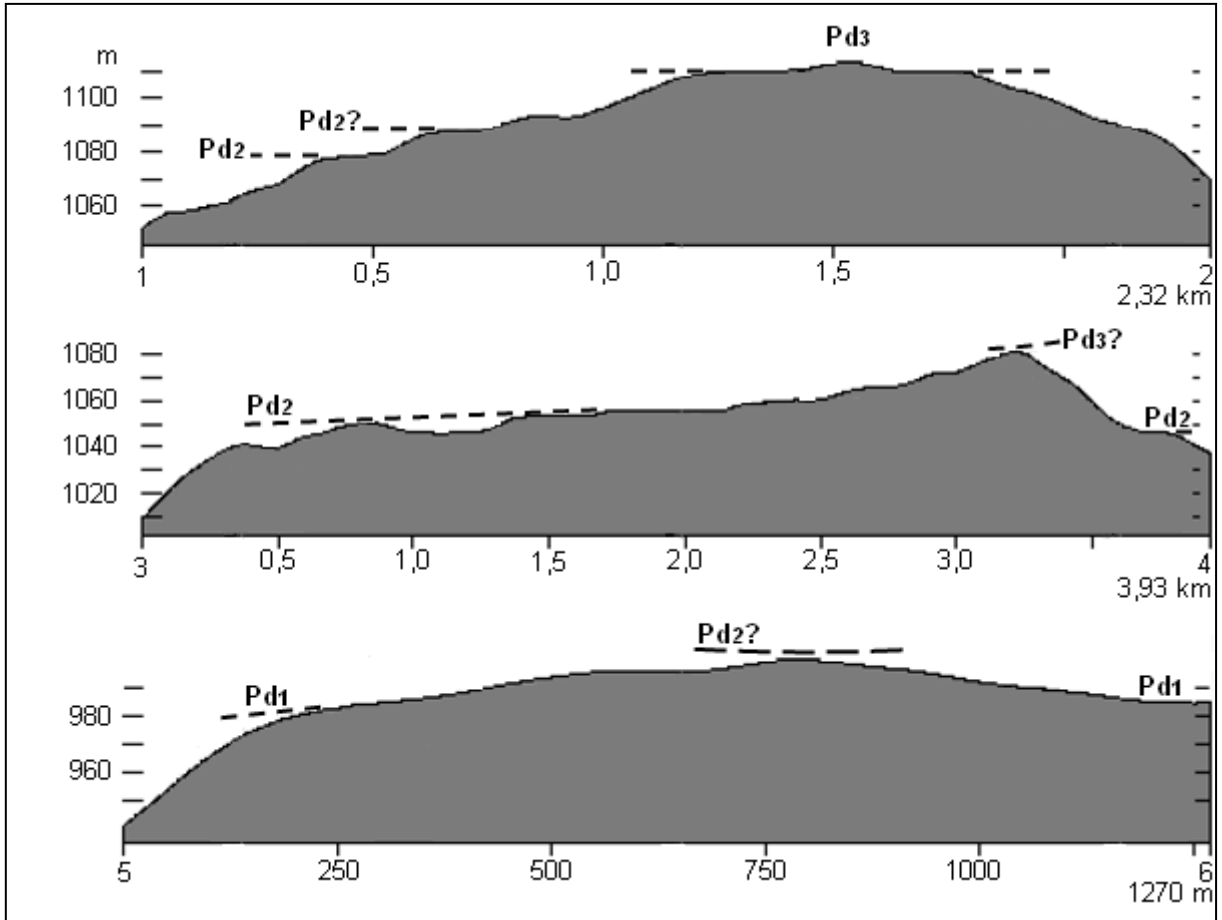


FIGURA 46 – PERFIL 15: SUPERFÍCIE DO PURUNÃ E BACIA DO ALTO TIBAGI (TRANSVERSAIS)

No Perfil 15 são registrados aplanamentos relacionados ao Pd<sub>3</sub> no segmento B-C com altitudes entre 1135 e 1125 m. Os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>2</sub> ocorrem com altitudes entre 1080 e 1070 m, sendo bem definidos na cota 1075 m. As superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub> ocorrem no segmento A-B do Perfil 15, na cota 993 m.

Os perfis transversais ao Perfil 15 (Figura 20) também evidenciam níveis mais elevados para leste, onde são registrados os remanescentes relacionados ao Pd<sub>3</sub>. No perfil 1-2 estes aplanamentos apresentam-se bem definidos a 1110 m de altitude. As superfícies relacionadas ao Pd<sub>2</sub> ocorrem na cota 1078 m e são bem definidas no perfil 3-4, na cota 1058 m. Os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> são registrados no perfil 5-6, traçado sobre o segmento A-B do perfil principal, na cota 983 m.

A análise do conjunto do compartimento Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi mostra ocorrências bastante significativas de remanescentes do pediplano Pd<sub>3</sub>. Superfícies relacionadas a esse nível são características na cota 1150 m, sendo registrados subníveis superiores a 1155 m e inferiores chegando a 1110 m. Os

aplanamentos relacionados ao nível do Pd<sub>2</sub> são bem expressivos entorno da cota 1060 m. Apresentam-se, também, relativamente extensos na cota 1090 m, o que sugere, até esta altitude, níveis superiores deste pediplano.

No que se refere à superfície de ocorrência significativa do Pd<sub>1</sub> neste compartimento, os aplanamentos mais extensos foram registrados na cota 970 m, alcançando em subníveis mais elevados a cota de 993 m e nas porções mais rebaixadas a cota de 960 m.

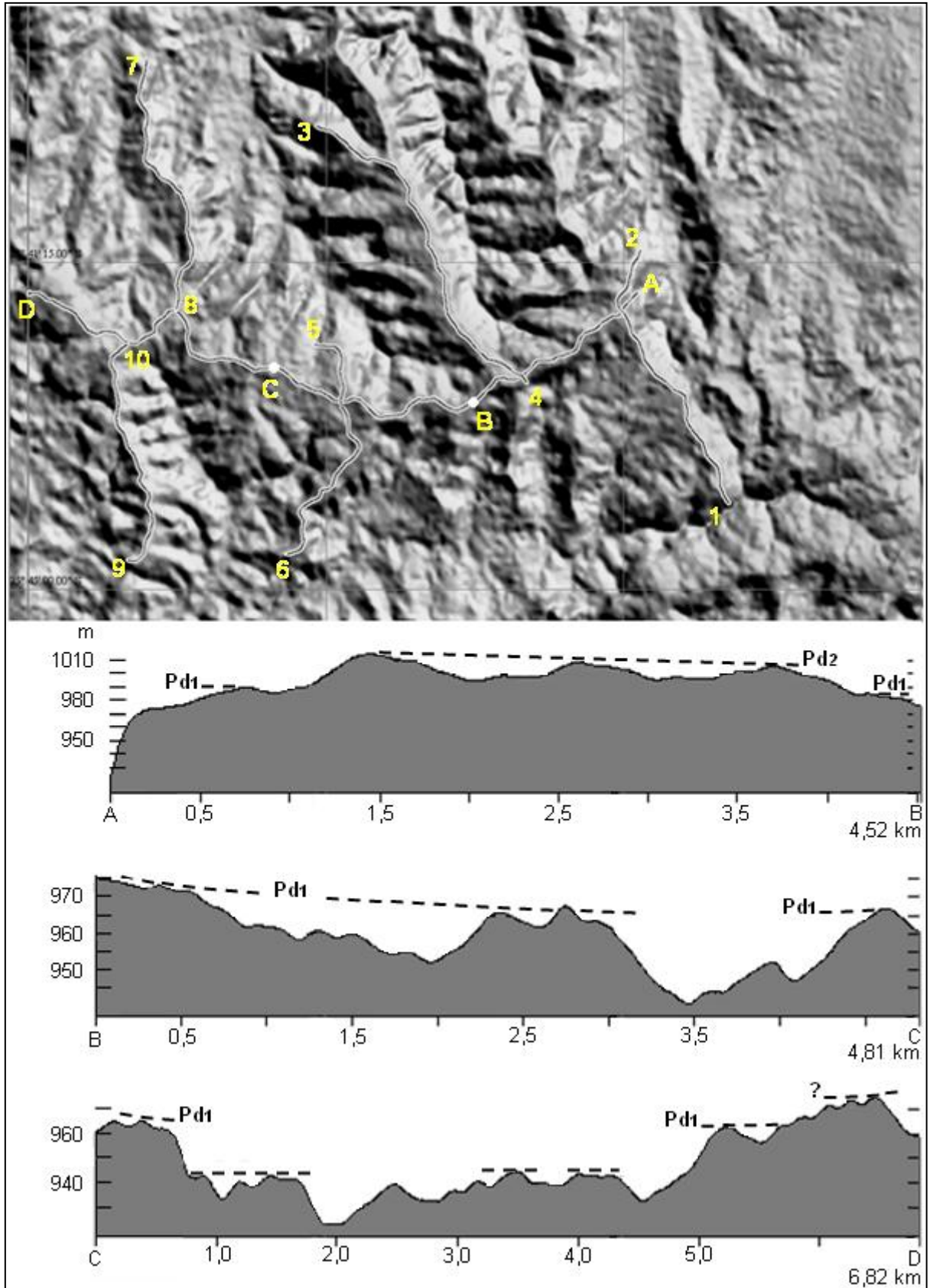
No compartimento **Segundo Planalto Sul: Médio Iguaçu** foram estabelecidas altitudes ligeiramente mais baixas para o nível do Pd<sub>1</sub> em relação à porção norte do Segundo Planalto, sendo constituídos os seguintes limites: outros níveis embutidos (até 880 m), Pd<sub>1</sub> (880 a 1000 m) e Pd<sub>2</sub> (1000 a 1100 m) (Figura 42).

As superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub> ocorrem por todo o compartimento Médio Iguaçu na área da transecto, sendo bem significativas no setor centro-sul. Já aquelas relacionadas ao Pd<sub>2</sub> ocorrem na porção sul em pequenos remanescentes. Os níveis embutidos são registrados junto à calha do Iguaçu, em uma área de 165,6 km<sup>2</sup> (36,4%).

Ocupando uma área de 285,7 km<sup>2</sup>, 45% das superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub> são classificadas pelos índices 2 e 3; 49,5% pelo índice 4; e apenas 5,4% pelo índice 5. Os valores mais significativos para os níveis relacionados ao Pd<sub>2</sub> são de 0,4% da área do compartimento, correspondendo a superfícies de índice 4, consideradas medianamente dissecadas e rebaixadas. As demais superfícies relacionadas a esse nível, 0,2%, são de índice 3, relativamente dissecadas e moderadamente rebaixadas.

Os perfis traçados no compartimento Segundo Planalto Sul: Médio Iguaçu são ilustrados nas figuras 47 a 52. As superfícies aplanadas registradas nos perfis são, majoritariamente, relacionadas a pediplanos do nível do Pd<sub>1</sub>.

O Perfil 16 (Figura 47) é traçado sobre divisores dos rios Iguaçu e Soares, afluente do Iguaçu. O conjunto dos perfis levantados, ou seja, principal e transversais, permite uma análise do padrão de comportamento das superfícies aplanadas no sentido leste-oeste. Ao longo do perfil principal as superfícies inclinam para oeste, na direção da calha do rio Iguaçu. Os perfis transversais também evidenciam a direção da inclinação, à medida que as superfícies se tornam mais rebaixadas nos perfis transversais mais a oeste.



Legenda: perfil longitudinal de orientação E-W levantado sobre o compartimento Médio Iguaçu. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao Pd<sub>2</sub> e ao Pd<sub>1</sub>.  
 FIGURA 47 – PERFIL 16: MÉDIO IGUAÇU

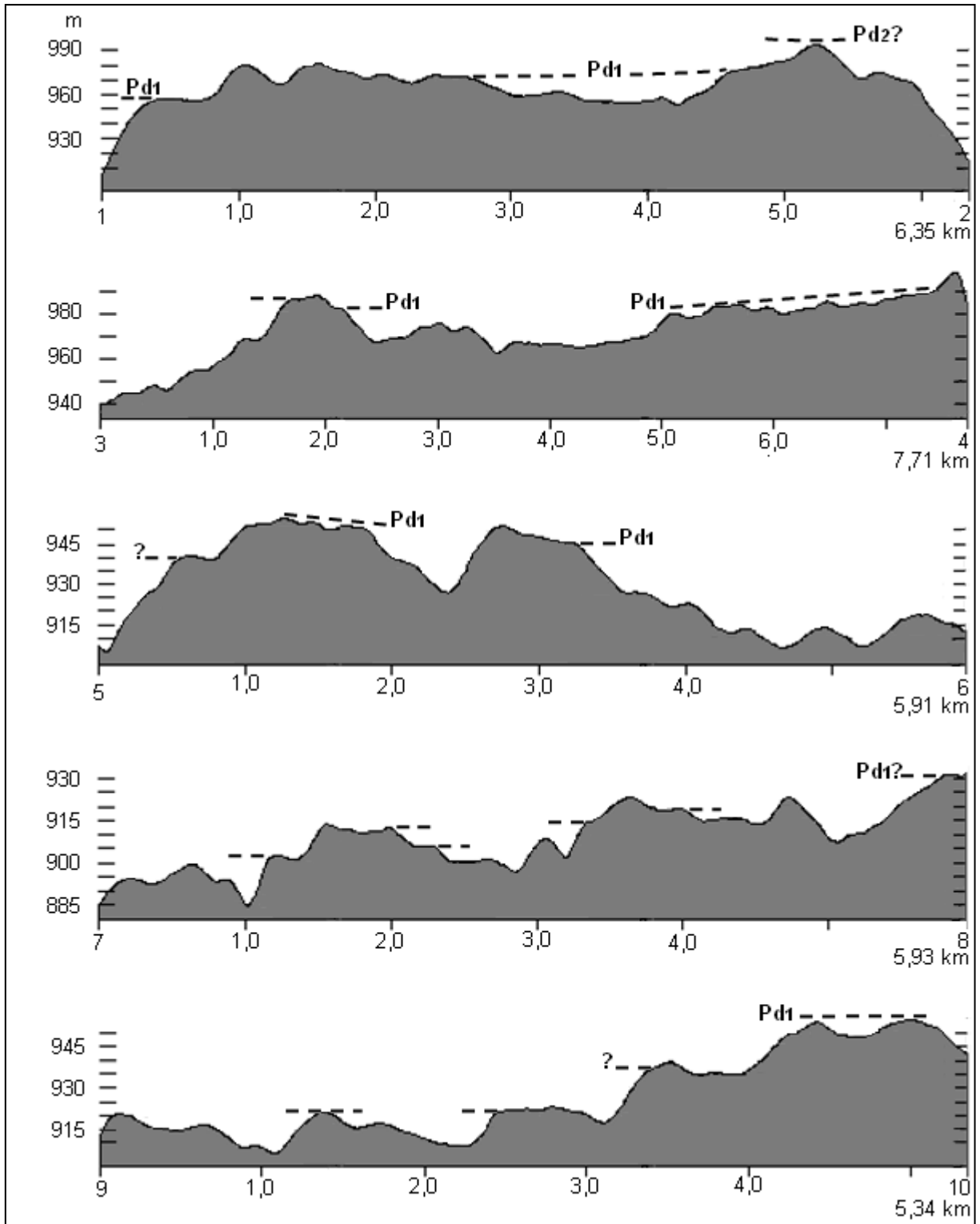


FIGURA 48 – PERFIL 16: MÉDIO IGUAÇU (TRANSVERSAIS)

Verifica-se no Perfil 16 a ocorrência de remanescentes mais elevados no segmento A-B, cujos aplanamentos residuais relacionados ao Pd<sub>2</sub> têm altitudes entre 1015 e 1005 m. Nesse segmento, superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub> ocorrem a 990 e 987 m. Nos segmentos B-C e C-D, as superfícies relacionadas a este pediplano são

registradas entre as cotas 975 e 962 m, sendo mais recorrentes a 967 m. No segmento C-D, na cota 942 m, verifica-se uma sequência de topos aplanados, relacionada a subníveis mais baixos.

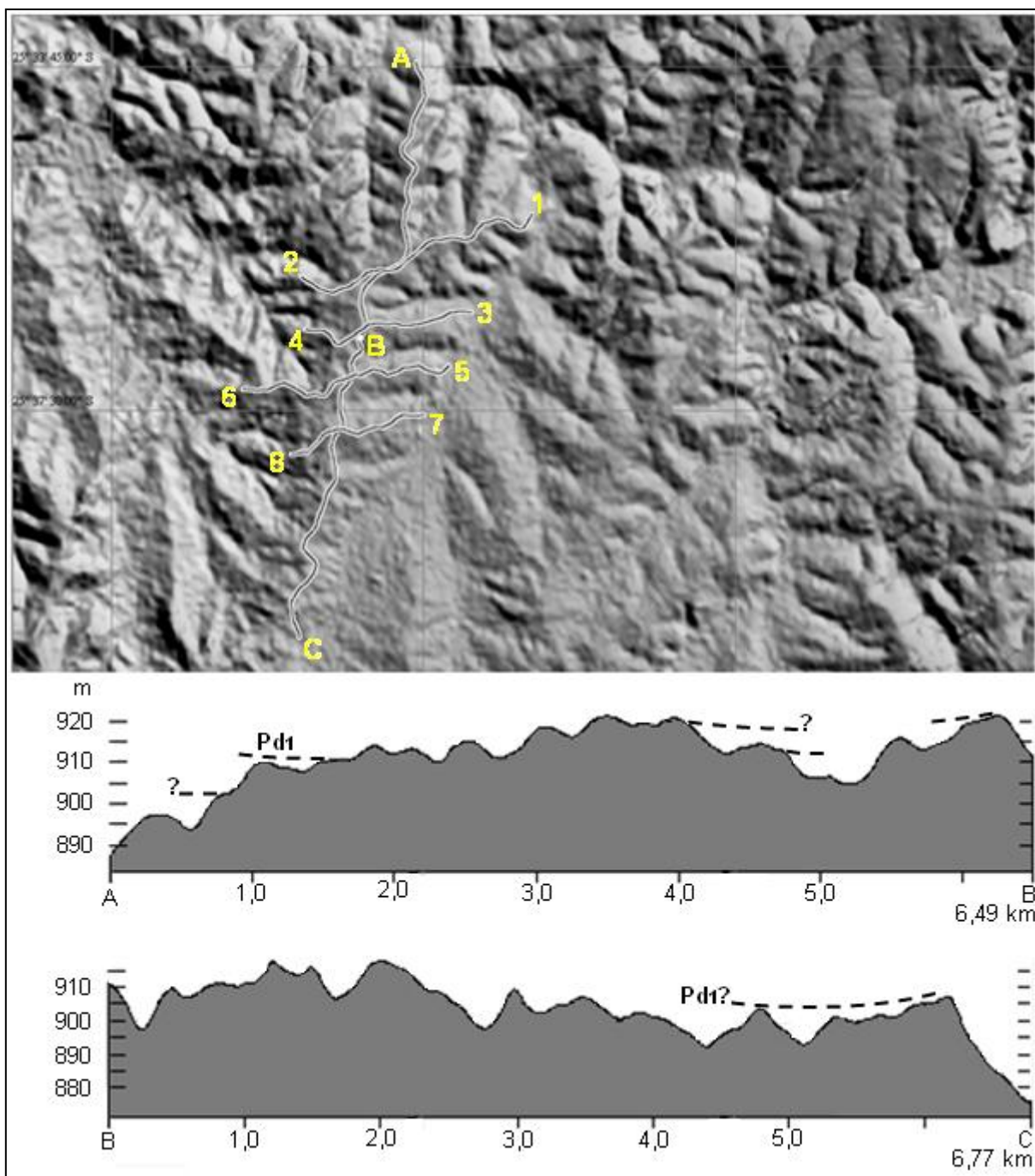
Os perfis transversais ao Perfil 16 (Figura 48) apresentam as altitudes mais elevadas junto ao perfil principal. Os perfis 1-2, 5-6 e 9-10 foram traçados com orientação geral N-S, mostrando as superfícies inclinadas para sul, na direção da calha do rio Soares. Nestes perfis, as superfícies ao nível do Pd<sub>1</sub> são registradas entre as cotas 976 e 945, sendo mais recorrentes nas cotas 970 e 955 m.

Já os perfis 3-4 e 7-8 foram traçados com orientação geral S-N, evidenciando a inclinação das superfícies para norte, na direção da calha do rio Iguaçu. Os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> ocorrem entre as cotas 990 e 980 m e são predominantes na cota 984 m, onde é registrada uma sequência de topos aplanados.

A Figura 49 mostra o Perfil 17, traçado sobre o divisor a oeste do rio Santa Clara. Neste perfil os aplanamentos são, em geral, mais rebaixados que os demais aplanamentos levantados em perfis neste compartimento, cujas variações locais podem ser atribuídas aos níveis de base. No segmento A-B as superfícies relacionadas ao Pd<sub>1</sub> mostram-se ligeiramente inclinadas para norte, na direção da calha do rio Iguaçu, onde ocorrem predominantemente na cota 910 m. Nos perfis transversais ao Perfil 17 (Figura 50) os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> também predominam na cota 910 m, registrando-se pequenas variações para níveis superiores a 912 m e inferiores chegando a 902 m de altitude.

O Perfil 18 (Figura 51) foi traçado sobre os divisores dos rios Santa Clara e Capivari. Verifica-se no perfil principal que as superfícies aplanadas decaem para sul, na direção da calha do rio Soares. No segmento A-B residuais rebaixados a 970 m de altitude podem, eventualmente, ser relacionados ao Pd<sub>2</sub>. Os remanescentes mais elevados relacionados ao nível do Pd<sub>1</sub> chegam a 960 m, registrando-se uma sequência de topos aplanados na cota 955 m. Nos segmentos B-C e C-D estes aplanamentos são predominantes na cota 930 m.

Os perfis transversais ao Perfil 18 (Figura 52) apresentam superfícies aplanadas relacionadas ao Pd<sub>1</sub> entre 940 e 925 m, sendo bem definidas na cota 930 m.



Legenda: perfil longitudinal de orientação N-S levantado sobre o compartimento Médio Iguaçu. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub>.  
 FIGURA 49 – PERFIL 17: MÉDIO IGUAÇU

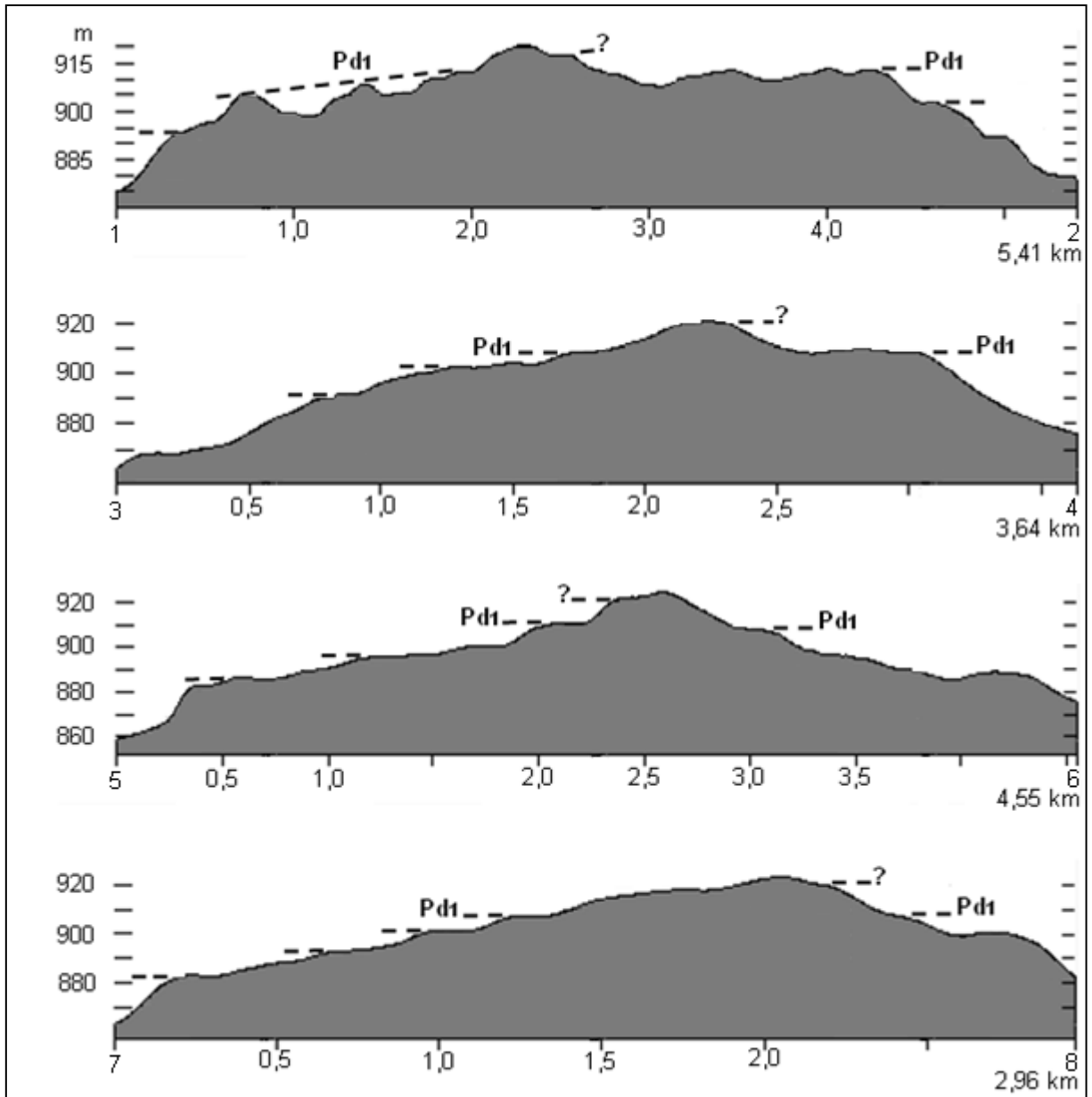
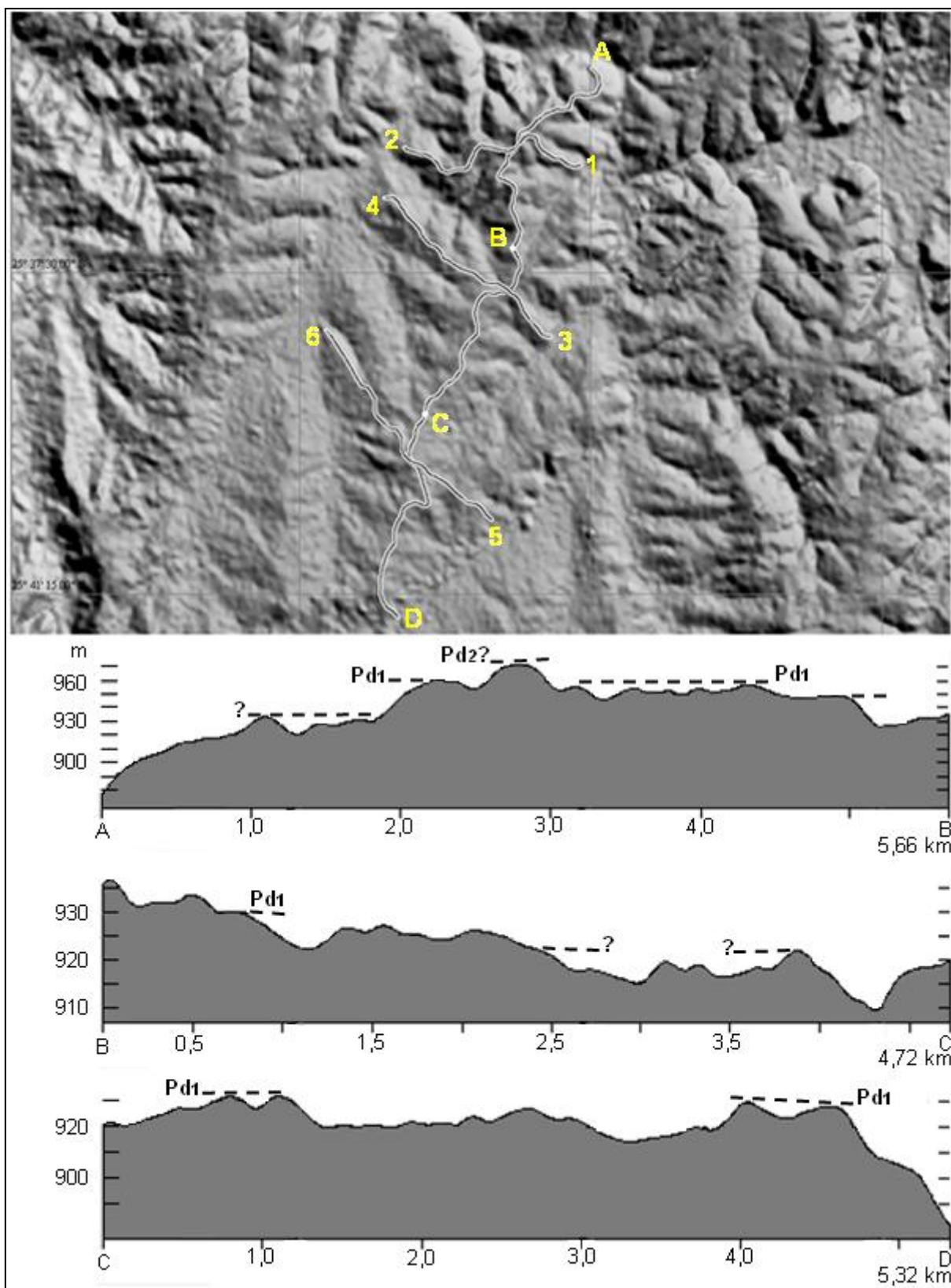


FIGURA 50 – PERFIL 17: MÉDIO IGUAÇU (TRANSVERSAIS)



Legenda: perfil longitudinal de orientação N-S levantado sobre o compartimento Médio Iguaçu. Ao longo do perfil são registrados remanescentes de aplanamentos relacionados ao pediplano Pd<sub>1</sub>.  
 FIGURA 51 – PERFIL 18: MÉDIO IGUAÇU



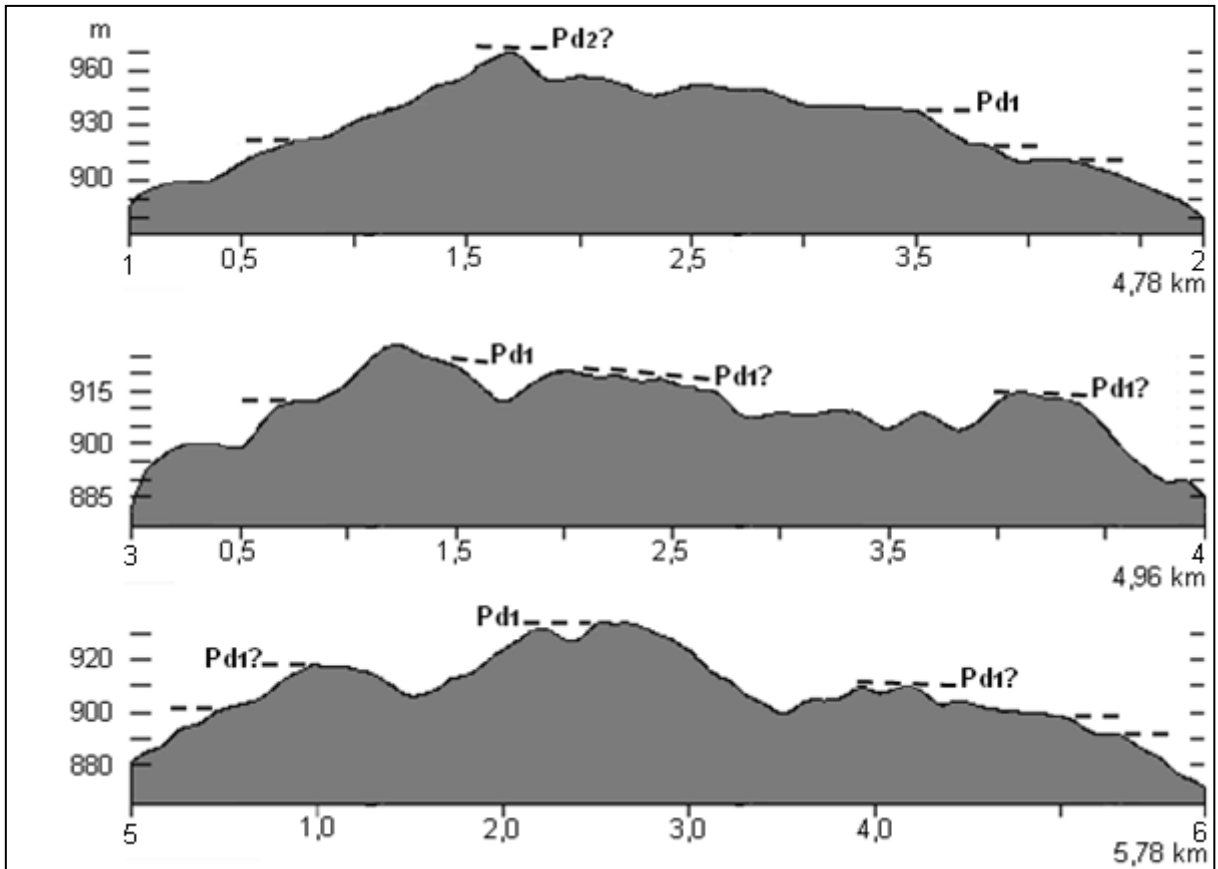


FIGURA 52 – PERFIL 18: MÉDIO IGUAÇU (TRANSVERSAIS)

Os transectos levantados no compartimento Médio Iguaçu indicam, conforme os critérios de análise e escala adotados no presente estudo, ocorrências pouco significativas de remanescentes do pediplano Pd<sub>2</sub>. No que se refere à superfície de ocorrência neste compartimento o Pd<sub>1</sub> apresenta como altitude mais recorrente a cota de 955 m, chegando a subníveis mais elevados a cota de 990 m e nas porções mais rebaixadas a cota de 902 m.

Na área do transecto acima do nível do mar, ou seja, nos 11048 km<sup>2</sup> analisados, as superfícies de aplanamento ocorrem em uma área de 3936 km<sup>2</sup> (35,6%). Desses aplanamentos, 1102,2 km<sup>2</sup> (28%) são relativos aos níveis embutidos, incluindo pedimentos e superfícies de sedimentação: as rampas, terraços e plainos aluviais. Os aplanamentos na Planície Litorânea relativos a planícies, restingas, praias, mangues e dunas constituem uma área de 1228,2 km<sup>2</sup> (31,2%). Essas superfícies aplanadas, juntas, são relacionadas a uma área de 2330,4 km<sup>2</sup>, ou seja, 59,2% dos aplanamentos do transecto.

Já as superfícies de erosão, no nível dos pediplanos, estão relacionadas a uma área de 1605,6 km<sup>2</sup>, equivalendo a 40,8% dos aplanamentos. No que se refere

ao total do transecto (s.n.m.) os remanescentes de pediplanos, nos três níveis, correspondem a 14,5% da área. Isolando-se o compartimento da Planície Litorânea, onde não há pediplanos, a área do transecto (s.n.m.) passa a 9128 km<sup>2</sup>, e a proporção da ocorrência dos remanescentes dessas superfícies, conseqüentemente, aumenta para 17,6%.

Os resultados relacionáveis à ocorrência dos remanescentes de pediplanos no transecto, por nível, ficaram assim distribuídos:

- no nível do Pd<sub>3</sub> ocorrem em uma área de 39,1 km<sup>2</sup>, equivalendo a 1% da área relativa às superfícies aplanadas e a 0,35% da área do transecto (s.n.m.);
- no nível do Pd<sub>2</sub> ocorrem uma área de 194,7 km<sup>2</sup>, correspondendo a 4,9% da área relativa às superfícies aplanadas e a 1,8% da área do transecto (s.n.m.);
- no nível do Pd<sub>1</sub>, por sua vez, compreendem uma área de 1371,6 km<sup>2</sup>, o equivalente a 34,8% dos aplanamentos e a 12,4% da área do transecto (s.n.m.).

Os resultados que podem ser relacionados à ocorrência dos remanescentes de pediplanos na porção analisada, por unidade fisiográfica, ficaram distribuídos da seguinte forma:

- na Serra do Mar os pediplanos estão relacionados a uma área de 17,6 km<sup>2</sup>, sendo 0,2% em relação ao total do transecto (s.n.m.) e 0,8% da área do conjunto Serra do Mar;
- no Primeiro Planalto são relacionados a uma área de 931 km<sup>2</sup>, sendo 8,4% em relação ao total do transecto (s.n.m.) e 19,3% da área analisada do planalto. Desses 19,3%, a maior parte (18,6%) é registrada no compartimento da Superfície de Curitiba; 0,4% no compartimento Capivari /Ribeira e 0,25% no compartimento Açungui /Ribeira;
- no Segundo Planalto os pediplanos estão relacionados a uma área de 656,9 km<sup>2</sup>, sendo 5,9% em relação ao total do transecto (s.n.m.) e 31% da área analisada do planalto. Ao compartimento da Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi é atribuída 17,4% dessas ocorrências e ao compartimento do Médio Iguaçu, 13,6%.

A análise realizada a partir dos transectos levantados mostra diferentes padrões hipsométricos para as superfícies remanescentes relacionadas a pediplanos, para cada compartimento. Nos transectos levantados as superfícies relacionadas ao pediplano Pd<sub>3</sub> foram encontradas nos compartimentos da Serra do Mar e da Superfície do Purunã. Os valores encontrados são discriminados a seguir:

- Serra do Mar: as superfícies que podem ser relacionadas a remanescentes rebaixados do Pd<sub>3</sub> foram registradas acima da cota 1280 m. Considerando os processos tectônicos à que a Serra do Mar foi submetida, atingindo especialmente pediplanos do nível do Pd<sub>3</sub>, a amplitude altimétrica encontrada para este nível foi superior a 400 m. Já as superfícies relacionadas ao nível do Pd<sub>2</sub> e do Pd<sub>1</sub> apresentaram pequenas diferenças altimétricas, sendo que para o Pd<sub>2</sub> os aplanamentos são recorrentes na cota 1100 m, apresentando subníveis superiores que alcançam 1220 m e inferiores a 1070 m. No que se refere aos aplanamentos relacionados ao nível do Pd<sub>1</sub>, as altitudes variam de acordo com a localização das superfícies: em porções do lado ocidental da Serra os níveis são mais elevados, prevalecendo a 1020 m de altitude, com subníveis superiores atingindo 1040 m e inferiores 1000 m. Por outro lado, em aplanamentos do lado oriental da Serra, as cotas são mais rebaixadas, sendo mais característicos a 960 m, com níveis superiores a 1000 m. Nos subcompartimentos Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá o Pd<sub>1</sub> é bem definido a 870 m, com subníveis superiores que atingem 887 m;
- Primeiro Planalto – Superfície de Curitiba: superfícies aplanadas relacionadas a remanescentes rebaixados do pediplano Pd<sub>2</sub> foram identificadas a 1000 m de altitude, atingindo, eventualmente, a cota de 950 m. Já as superfícies relacionadas ao pediplano Pd<sub>1</sub>, por sua vez, são recorrentes na cota 980 m e apresentam subníveis superiores a 990 m e inferiores a 930 m de altitude.
- Primeiro Planalto – Capivari /Ribeira: os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> são mais recorrentes na cota 950 m. Apresenta subníveis mais elevados a 982 m e mais rebaixados a 947 m;
- Primeiro Planalto – Açungui /Ribeira: as superfícies aplanadas relacionadas a pediplanos do Pd<sub>2</sub> prevalecem a 1025 m de altitude, sendo registrados subníveis elevados a 1050 m e rebaixados a 1010 m. Os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub>

são mais recorrentes a 950 m, apresentando subníveis superiores a 990 m e inferiores a 912 m;

Segundo Planalto Norte – Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi: os pediplanos relacionados ao Pd<sub>3</sub> são característicos na cota 1150 m, sendo registrados subníveis mais rebaixados a 1110 m. Para os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>2</sub> a altitude mais característica deste nível é 1060 m, com níveis elevados a 1090 m. Para o Pd<sub>1</sub>, por sua vez, a cota predominante é 970 m, apresentando níveis superiores a 993 m e inferiores a 960 m de altitude;

- Segundo Planalto Sul – Médio Iguaçu: os transectos levantados não apresentaram ocorrências significativas do pediplano Pd<sub>2</sub> na porção analisada deste compartimento, segundo os critérios aqui adotados. Os aplanamentos relacionados ao Pd<sub>1</sub> são recorrentes na cota 955 m, sendo verificados subníveis mais elevados a 990 m e mais rebaixados a 902 m.

Em todos os compartimentos do transecto prevalecem superfícies aplanadas classificadas como medianamente dissecadas e rebaixadas, de índice 4. Em seguida, nos compartimentos da Planície Litorânea, da Superfície de Curitiba, da Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi, e do Médio Iguaçu, estão os aplanamentos qualificados pelo índice 3, considerados relativamente dissecados e moderadamente rebaixados, seguidos, na terceira posição, das superfícies de índice 2, avaliadas como relativamente preservadas e pouco rebaixadas.

Na Pré-Serra, os aplanamentos qualificados pelo índice 3 também ocorrem na segunda posição. No entanto, as superfícies de índice 2 ocorrem na quarta posição, sendo antecedidas pelas de grau 5, dissecadas e rebaixadas. Já no Açungui /Ribeira, Capivari /Ribeira e compartimentos da Serra do Mar (exceto a Pré-Serra), as superfícies classificadas pelo índice 5 ocorrem na segunda posição. A essas, seguem as superfícies de índice 3, sendo que as de índice 2 representam as menores ocorrências.

Nas classificações realizadas nesta tese, certamente há inclusões de superfícies relacionadas a pedimentos qualificadas como pediplanos e vice-versa. Eventualmente, há pediplanos junto a níveis de sedimentação.

Na Pré-Serra há poucos registros pré-existentes de Pd<sub>1</sub> a 400 m de altitude. No entanto, pediplanos desse nível podem ter sido incluídos como níveis embutidos. A região da Pré-Serra, não obstante, concentra os residuais das superfícies de

aplanamento, os quais estariam mais relacionados aos pedimentos. Na região dos morros isolados pertencentes ao conjunto Serra do Mar eventualmente podem ocorrer pedimentos na faixa de 40 a 100 m de altitude, cujos níveis foram classificados como rampas colúvio-aluvionares e terraços.

Disparidades como estas nas classificações também foram constatadas nas porções norte e noroeste do compartimento Superfície de Curitiba e no leste do compartimento Açungui /Ribeira. No Apêndice, a distribuição espacial exploratória das superfícies relacionadas a pediplanos, obtida com os resultados desta tese, pode ser comparada ao mapeamento pré-existente nesta região (no Anexo 1). A comparação desses mapeamentos mostra que a correlação de dados relacionados à ocorrência de pediplanos é relativamente pequena, especialmente na área referente às cartas 385 a 388. Tal fato decorre dos critérios adotados nesta pesquisa para a identificação das superfícies de aplanamento.

Considerando-se que há registros pré-existentes de pediplano  $Pd_1$  com declive de 17% e de pedimento  $P_2$  com declive atingindo 25%, conforme mencionado na revisão de literatura, ao se comparar os mapeamentos incluídos no Apêndice, constata-se que as disparidades acima referidas não estão apenas relacionadas às cotas determinadas a cada nível de superfície, mas, especialmente, ao limite estabelecido de declives até 10%, para as superfícies aplanadas.

Desse modo, os resultados obtidos revelam a necessidade de alguns ajustes no que se refere aos critérios empregados na identificação dos níveis de superfícies de aplanamento, particularmente as cotas altimétricas e a declividade.

Contudo, assegura-se que tais resultados, ainda que provavelmente estejam subestimados, são condizentes com áreas de ocorrência das superfícies aplanadas. Estes resultados também estão relacionados à ocorrência de pediplanos, afirmativas estas, que validam a metodologia ora utilizada.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O transecto em estudo abrangeu parte de quatro grandes compartimentos fisiográficos paranaenses: o Litoral, a Serra do Mar, o Primeiro Planalto e o Segundo Planalto. Conforme a literatura consultada, no modelado de todos eles há influência de natureza morfoclimática, ocorrida em diferentes épocas do Cenozóico. As grandes superfícies aplanadas originadas pelas alternâncias climáticas, designadas pediplanos, estão presentes em uma porção significativa desse recorte espacial, representando, aproximadamente, 41% das superfícies de aplanamento registradas pela presente metodologia.

Dessa forma, uma das primeiras considerações a serem postas é que esta tese corrobora a forte influência das alternâncias climáticas no relevo. Os transectos abrangem um amplo espaço que se apresenta em diferentes unidades fisiográficas, sob diversas unidades litoestratigráficas. Apesar de tais diversidades, feições do relevo típicas do aplanamento morfoclimático, ocorrem indistintamente pelos compartimentos.

Assim, pode-se afirmar que a porção analisada do modelado do relevo paranaense atual resulta, principalmente, da interação entre o substrato litoestrutural e as oscilações do clima entre fases semiáridas e úmidas. A literatura refere que as superfícies que estariam relacionadas à tectônica são antigas e constituem paisagens fósseis, já que os últimos eventos expressivos, os quais poderiam produzir superfícies aplanadas, teriam ocorrido até o Cretáceo. Tal premissa indica que a partir do Cenozóico, os aplanamentos e os novos níveis de base gerados são de ordem climática.

As investigações realizadas neste estudo foram norteadas pela hipótese de pesquisa, a qual foi testada com o uso de SIG. O pressuposto inicial de que as superfícies de aplanamento morfoclimáticas são evidentes no aspecto atual da paisagem do Paraná e que, desse modo, se estabelecem como geoformas determinantes em uma classificação geomorfológica, foi comprovado e validado a partir da ocorrência significativa e, em geral, bem distribuída de tais superfícies.

Considera-se que os objetivos propostos foram cumpridos, mediante o registro da distribuição espacial e hipsométrica das superfícies de aplanamento morfoclimáticas, como previsto no objetivo principal. Conforme especificações dos

objetivos secundários, tais superfícies foram relacionadas à ação das alternâncias do clima, sendo que as superfícies relacionadas aos pediplanos foram classificadas segundo os três níveis conhecidos, Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>.

Além disso, os objetivos secundários ainda previam a possibilidade de serem encontradas em campo, evidências da atuação de climas pretéritos no modelado. Apesar de não ser a finalidade desta proposição de tese, motivo pelo qual esses levantamentos realizados não foram apresentados, tampouco discutidos, nos trabalhos de campo foram registrados e fotografados vários indicadores paleoclimáticos, tais como: linhas de pedra, cascalheiras, paleossolos, colúvios superpostos e relevos residuais, entre outros indicadores que evidenciam a ação das oscilações paleoclimáticas no modelado.

Com relação ao uso de dados pré-existentes para a definição de cotas altimétricas empregadas na identificação de níveis de aplanamentos, avalia-se que os valores para tais cotas não foram obtidos de forma direta, como se supunha inicialmente. Ocorrências não raras de pediplanos Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>, em uma mesma faixa de altitude e em um mesmo compartimento, dificultaram a determinação dessas cotas, o que levou, de certo modo, a uma definição arbitrária em faixas hipsométricas específicas.

Diante disto, o critério utilizado na metodologia relacionado às altitudes inferidas aos níveis de aplanamento, evidenciou dificuldades quanto a se adotar uma cota fechada por nível de superfície para todo o compartimento. Isto porque, um mesmo compartimento pode ser formado por tipos litológicos diversos, a exemplo do Açungui /Ribeira. As diferenças entre as litologias, tanto no que se refere à composição mineral quanto à estrutura da rocha, podem ou não favorecer os processos de decomposição química e erosão diferencial, resultando em relevos mais rebaixados ou mais elevados.

Este fato leva à necessidade de uma maior flexibilidade na definição das cotas, tanto no que se refere às mais altas como às mais baixas, para os níveis de aplanamento de determinados compartimentos.

Quanto ao critério relacionado à declividade, na região da Serra do Mar, a literatura consultada sugere que movimentos isostáticos ou reacomodações tectônicas pós-cretácicas tenham sido responsáveis por aumentar o grau de inclinação de superfícies aplanadas de morfogênese climática, particularmente no nível do Pd<sub>3</sub>. É possível que esses movimentos tenham rebaixado e inclinado

ligeiramente o nível do Pd<sub>2</sub> causando, localmente, essa superposição altimétrica com o nível do Pd<sub>1</sub>, fatos estes, que não foram investigados com maior profundidade nesta tese e precisam ser melhor averiguados.

Nesse sentido, considera-se a possibilidade de que tais superfícies tenham declives superiores ao limite de 10% estabelecido nesta tese, o que implicaria em resultados subestimados, com relação ao registro da ocorrência de pediplanos, principalmente na região da Serra do Mar. Assim, o valor definido como limite de declives para a ocorrência de superfícies aplanadas, especialmente para esse compartimento, precisa ser revisto.

No que se refere aos resultados alcançados para o espaço compreendido no transecto, obteve-se que a região da Superfície de Curitiba e o setor norte do Segundo Planalto são os compartimentos que concentram a maior parte das superfícies relacionadas a pediplanos identificadas. Por outro lado, a região do conjunto Serra do Mar e do Açungui /Ribeira são as áreas em que a ocorrência dessas superfícies é significativamente menor.

As superfícies côncava-convergentes foram consideradas como categoria excludente do que se avaliou como grandes superfícies de erosão, por se relacionarem a áreas de cabeceiras de drenagem e serem qualificadas como muito dissecadas e rebaixadas. No entanto, seu índice de ocorrência relativamente expressivo em classes de declives abaixo de 10% não foi previsto.

Assim, por tal incidência detectada, a análise em particular permite inferir que essa superfície se configure como um registro do processo de evolução de vertentes, decorrente da vigência de climas mais úmidos. De sorte que, esse critério adotado na metodologia requer mais estudos, uma vez que essas superfícies também podem ser relacionáveis a aplanamentos mais recentes, como remanescentes de pedimentos, ou ainda, áreas de ocorrência de colúvios.

O levantamento digital forneceu uma base de dados objetiva e padronizada para identificar a ocorrência das superfícies aplanadas. A declividade e a combinação de curvaturas, ambas derivadas do MDE foram as variáveis morfométricas que, juntamente com a elevação, viabilizaram o alcance dos objetivos propostos.

O estabelecimento de cotas altimétricas para os aplanamentos, associados a declividade e a critérios litológicos e cronológicos, de certo modo, impõe um limite



espacial arbitrário que, na prática, pode ser transposto pelas superfícies de erosão e seus níveis embutidos.

Contudo, ainda assim, considera-se que esta metodologia com o uso de SIG e um modelo digital de elevação do terreno, associada à análise por compartimentos do relevo considerando variações locais determinadas por níveis de base e a ocorrência de diferentes litologias, seja satisfatória para o mapeamento exploratório de superfícies de aplanamento.

As classificações preliminares realizadas nesta tese, no espaço delimitado pelo transecto, corroboram a classificação de Reinhard Maack realizada na década de 1940. Apresentam, todavia, pequenas diferenças, como a inclusão da Pré-Serra no conjunto Serra do Mar, entendendo que esta paisagem compõe uma macrounidade. Além disso, a Superfície do Purunã é evidenciada como uma área de extensos aplanamentos. Houve, também, certa evidência de que os compartimentos Açungui /Ribeira e Capivari /Ribeira sejam morfologicamente diferentes, necessitando, entretanto, análise da área da bacia do rio Ribeira como um todo, enfocando a ocorrência das superfícies de aplanamento de morfogênese climática.

Dessa forma, com os resultados alcançados, propõe-se que a classificação do relevo paranaense realizada por Maack seja complementada, não apenas com a utilização de dados de um modelo digital de elevação, mas relacionando-se a ocorrência e a distribuição das superfícies de aplanamento de origem morfoclimática no Paraná, servindo para a definição de subunidades ou subcompartimentos associados aos referidos compartimentos definidos por Maack.

As superfícies de aplanamento, tanto as de erosão como as de sedimentação, necessitam ser consideradas em classificações geomorfológicas. Essas feições do relevo, além do aspecto fisiográfico mais evidente, possuem correlações diretas com aspectos geológicos e pedológicos, constituindo-se como fatores determinantes em unidades de paisagem, apresentando implicações sócio-econômicas de uso da terra.

Nesse sentido, além do aspecto metodológico, considera-se também, que esta tese contribui para a orientação de estudos de base para planejamentos e diagnósticos ambientais. A identificação e o mapeamento de superfícies de aplanamento morfoclimáticas auxiliam em análises mais precisas do relevo, contribuindo para a prevenção de riscos naturais e ambientais e subsidiando

medidas que promovam a proteção, conservação e ordenamento das paisagens paranaenses.

## REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. Contribuição à geomorfologia do litoral paulista. **Rev. Bras. Geogr.** (Brasil. Cons.nac. Geogr.), Ano XVII (1):3-48. Rio de Janeiro, 1955.

AB'SÁBER, A.N. Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. **Notícia Geomorfológica**, n.1, Campinas, 1958.

AB'SÁBER, A.N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas do Quaternário. **Geomorfologia**. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, n. 18, p. 1-23, 1969.

AB'SÁBER, A.N. Megageomorfologia do território brasileiro. In: CUNHA, S; GUERRA, A (ORGS). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

AB'SÁBER, A.N. Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.

AB'SÁBER, A.N.; BIGARELLA, J.J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n.4/5, 1961a.

AB'SÁBER, A.N.; BIGARELLA, J.J. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n.4/5, 1961b.

ALMEIDA, F.F.M. As camadas de São Paulo e a tectônica da serra de Cantareira. São Paulo: **Bol. Soc. Bras. Geol.** Vol. 4, n.2, 1955.

ANGULO, Rodolfo. Mapa do Cenozóico do Litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba: UFPR, n.55, p. 25-42, 2004.

BECKER, R.D. Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional. Tese de Doutorado, UFRGS, Curso de Pós-Graduação em Geociências, 1982.

BESNARD. Théorie astronomique des pluviex et interpluviex africains. L'Afrique, 1963.

BIGARELLA, J.J. Contribuição ao estudo da Planície Litorânea do Estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**. Curitiba: Instituto de Biologia e Pesquisa Tecnológica. Secretaria de Agricultura, Indústria e Comércio, vol. I, 1946.

BIGARELLA, J.J. Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. **Bol. Par. Geog.**, n.10-15. Curitiba, 1964.

BIGARELLA, J.J. Sand-ridges structures from Paraná coastal plain. **Marine Geology**, 3: 269-278, 1965.

BIGARELLA, J.J. Variações climáticas no Quaternário do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do carbono-14. Inst. Geografia, Universidade de São Paulo, **Paleoclimas**, 1971.

BIGARELLA, J.J. Eolian environments: their characteristics, recognition and importance. In: RIGBY, J.K.; HAMBLIN, W.K. (eds.). Recognition of ancient sedimentary environments. **Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.** n. 16, 1972.

BIGARELLA, J.J.; DOUBEK, A.; SALAMUNI, R. Planta geológica provisória da Baía de Guaratuba. **Boletim da Universidade do Paraná**, Instituto de Geologia, Curitiba, Geologia, 1957.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P.L. Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). Not. Prel. Est. Curitiba: **I.B.P.T.**, n.1, 7p., 1959.

BIGARELLA, J.J.; FREIRE, S. Nota sobre a ocorrência de cascalheiro marinho no Litoral do Paraná. **Boletim da Universidade do Paraná**, Instituto de Geologia, Curitiba, Geologia 3, 22p., 1960.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; AB'SÁBER, A.N. Origem e ambiente de deposição da bacia de Curitiba. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 4/5, p. 71-81, 1961.

BIGARELLA, J.J.; MARQUES FILHO, P.L.; AB'SÁBER, A.N. Ocorrência de pedimentos remanescentes nas fraldas da serra do Iquererim (Garuva, SC). **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 4/5, p. 82-93, 1961.

BIGARELLA, J.J.; DOUBECK, A. Folha geológica de Paranaguá (Estado do Paraná) Curitiba, Univ. Paraná, 1963. Escala 1:50.000.

BIGARELLA, J.J.; AB'SÁBER, A.N. Paläogeographische und päoklimatische aspekte des känozoikums in südbrasilien. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 8, Berlin, 1964.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. **Geological Society of America**. Spec. Paper 84, p. 433-451, 1965.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba: UFPR, n. 16 e 17, 1965.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba: UFPR, n. 16 e 17, 1965a.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba: UFPR, n. 16 e 17, 1965b.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; FREIRE, S.; VIANA, R. Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes: II – Praias de Matinho e Caiobá. **Boletim da Universidade Federal do Paraná – Geografia Física**. Curitiba: UFPR, n.6, 1966.

BIGARELLA, J.J.; DUARTE, G.; BECKER, R. Structural characteristics of the dune, foredune, interdune, beach, beach-dune ridge and sand ridges deposits. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba: UFPR, n. 28/29, 1970/1971.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R.D. (eds). International Symposium on the Quaternary. **Bol. Paranaense de Geociências**, 33, 1975.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE-LIMA, D.; RIEHS, P.J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. **Anais da Acad. Bras. Ciên.**, Rio de Janeiro, 47 (suplemento), 1975.

BIGARELLA, J.J. *et al.* **A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná**. Curitiba: Governo do Estado do Paraná, Associação de Defesa e Educação Ambiental, 1978.

BIGARELLA, J.J. *et al.* **Ouro Fino: recursos naturais**. COMEC – Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba: ADEA – Associação de Defesa e Educação Ambiental, 30p., 1979.

BIGARELLA, J.J.; LEPREVOST, A.; BOLSANELLO, A. **Rochas do Brasil**. Rio de Janeiro: LTC – Livros Técnicos e Científicos: ADEA – Associação de Defesa e Educação Ambiental, 1985.

BIGARELLA, J.J. **Matinho: homem e terra reminiscências...** 2. ed. Matinhos: Prefeitura Municipal de Matinhos /Fundação João José Bigarella para Estudos e Conservação da Natureza, 1999.

BIGARELLA, J.J. (coord.); KLEIN, R.; SILVA, J.L.; PASSOS, E. **A Serra do Mar e planície costeira do Paraná: um problema de segurança ambiental e nacional**. Livros geográficos II. Florianópolis: UFSC /CFH / GCN, 2008.

BIGARELLA, J.J. *et al.* **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. da UFSC, v.3, 2003.

BIGARELLA, J.J; BECKER, R.; SANTOS, G. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2. ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, v.1, 2007.

BIGARELLA, J.J; BECKER, R.; PASSOS, E. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2. ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, v.2, 2007.

BOGGIANI, Paulo César. Teria estado o planeta Terra totalmente coberto por gelo centenas de milhões de anos atrás? **Revista USP**, São Paulo, n.71, p.30-37, Set/Nov, 2006.

COORDENAÇÃO DA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA (Comec). Região Metropolitana de Curitiba, **Levantamento aerofotogramétrico**. Curitiba: Sistema Estadual de Planejamento, 1976. Escala: 1:10.000.

CORDANI, U; TASSINARI, C. O interior da Terra: características e implicações na dinâmica do planeta. In: MACHADO, R. **As Ciências da Terra e sua importância para a Humanidade**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, Livros Textos, 2008.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA; Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**, Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI, 412p.,1999.

FAIRBRIDGE, R.W. **The encyclopedia of Geomorphology**. Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, Hutchinson & Ross Inc., 1968.

FERNANDES, N.F.; AMARAL, C.P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (orgs.) **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

FIORI, A.P. Evolução geológica da Bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, Universidade Federal do Paraná, n. 42 p. 7-27, 1994.

FLORENZANO, T. G. Introdução à geomorfologia. In: FLORENZANO, T. G. (org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FOUCAULT, Alain. **O clima: história e devir do meio terrestre**. Lisboa: Instituto Piaget, 1993.

GUERRA, A.T.; GUERRA, A.J.T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 5. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 652p.

INSTITUTO AGRONÔMICO DO PARANÁ (IAPAR). **Cartas climáticas do Paraná**. Londrina: IAPAR, 2000. Disponível em: <http://www.iapar.br/>. Acesso em: Abr /2010.

INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS (ITCG). Mapeamento Sistemático - Cartas Topográficas. Governo do Estado do Paraná, 2009. Escala: 1:50.000.

KOWSMANN, R.O; COSTA, M.P.A. Interpretação de testemunhos coletados na margem continental Sul brasileira durante a operação GEOMAR VI. 28º Congr. Bras. Geol. Porto Alegre, 3: 297-304, 1974.

KOWSMANN, R.O. *et al.* Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: Projeto REMAC - **Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil**. Rio de Janeiro. PETROBRÁS, CENPES/DINTEP, série Projeto REMAC, 2:7-26, 1977.

LEINZ, V.; AMARAL, S. **Geologia geral**. 5.ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1973.

LIBAULT, A. Os Quatro Níveis da Pesquisa Geográfica. Métodos em Questão. São Paulo: **IGEO/USP**, no 1, 1971. 14 p.

LIMA, M.R.; ANGULO, R.J. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. *Anais, Acad. Bras. Ciên.*, Rio de Janeiro, 62 (4): 357-371, 1990.

MAACK, Reinhard. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**. Curitiba: Instituto de Biologia e Pesquisa Tecnológica. Secretaria de Agricultura, Indústria e Comércio, vol II, 1947.

MAACK, Reinhard. Espessura e seqüência dos sedimentos quaternários no litoral do Estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia** (separata). Curitiba: Instituto de Biologia e Pesquisa Tecnológica. Secretaria de Agricultura, Indústria e Comércio, vol IV, art. 19, 1949.

MAACK, Reinhard. **Geografia física do Estado do Paraná**. 3.ed. Curitiba: Imprensa Oficial, 2002.

MARTIN, L. *et al.* Mapa geológico do Quaternário costeiro dos estados do Paraná e Santa Catarina. Série Geol. DNPM. Brasília, n. 28, 40 p., 2 mapas, 1988.

MELO, U. *et al.* Continental margin sedimentation off Brazil. Part IV. Salvador to Vitória, Southeastern Brazil. *Contr. Sedimentology*. 4: 78-116, 1975.

MILLIMAN, J.D.; BARRETO, H.T. Relict magnesian calcite oolite and subsidence of the Amazon shelf. **Sedimentology**, v.22, p.137-145, 1975.

MINERAIS DO PARANÁ (MINEROPAR). **Atlas Geológico do Estado do Paraná**. Curitiba, 2001a. Escala base: 1:250.000, modelos reduzidos: 1:500.000, 63p.

MINERAIS DO PARANÁ (MINEROPAR). **Mapa Geológico do Estado do Paraná**. Curitiba: Secretaria da Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná, 2001b. Escala: 1:650.000.

MINERAIS DO PARANÁ (MINEROPAR). **Folha de Curitiba**. Curitiba: Governo do Estado do Paraná, 2006a. Escala: 1:250.000.

MINERAIS DO PARANÁ (MINEROPAR). **Folha de Ponta Grossa**. Curitiba: Governo do Estado do Paraná, 2006b. Escala: 1:250.000.



MINERAIS DO PARANÁ (MINEROPAR); UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ (UFPR). **Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná**. Curitiba, 2006. Escala base: 1:250.000, modelos reduzidos: 1:500.000, 63p.

MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R. Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrol. Proc.*, 5:3-30, 1991.

MÖRNER, N.A. Past and Present Uplift in Sweden: glacial isostasy, tectonism and bedrock influence. **Geol. Fören. Stockh. Förh.**, 99: 48-58, 1977.

MORO, R.; NEVES, B. Nota explicativa do mapa geológico da Formação Camarinha – PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, Universidade Federal do Paraná, n. 55 p. 43-51, 2004.

MURATORI, A.; FUCK, R.A.; BIGARELLA, J.J. Contribuição ao estudo da Formação Camarinha. **Boletim Paranaense de Geociências**, Universidade Federal do Paraná, n. 23-25 p. 221-235, 1967.

OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. **Geologia do Brasil**. Min. Agric., Série Didática n.2, 2.ed. Rio de Janeiro, 1943.

OLIVEIRA, P., E. Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P.E. (ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005.

PASSOS, Everton. Relação entre vertentes e solos na região de Umbará – Curitiba /PR. **Dissertação de Mestrado**, UFPR, Curso do Pós-Graduação em Ciências do Solo, 1987.

PASSOS, Everton; BIGARELLA, João, J. Superfícies de Erosão. In: CUNHA, S; GUERRA, A (ORGS). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

PRESS, F. *et al.* **Para entender a Terra**. 4. ed. Porto Alegre: Bookmann, 2006.

ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R. Ação geológica do gelo. In: TEIXEIRA, W. TOLEDO, M.; FAIRCHILD, T.; TAIOLI, F. (orgs.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2008.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blücher, 1994.

SANT'ANNA NETO, J. L.; NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P.E. (ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005.

SECRETARIA DE ESTADO DO MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS (SEMA). **Bacias hidrográficas do Paraná**. Curitiba: SEMA, 2010.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Ed. Blucher, 2003.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Brazilian coastline formations: The states of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. Proceedings international Symposium on continental Margins of Atlantic Type. Anais Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 1976.

SUGUIO, K. **Mudanças ambientais da terra**. São Paulo: Instituto Geológico, 2008.

SUGUIO, K; SALLUN Filho, W; SALLUN, A. Terra e vida. In: MACHADO, R. **As Ciências da Terra e sua importância para a Humanidade**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, Livros Textos, 2008.

VALERIANO, M.M. Topodata: guia para utilização de dados geomorfométricos locais. São José dos Campos: INPE, 2008a.

VALERIANO, M.M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. (org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008b.

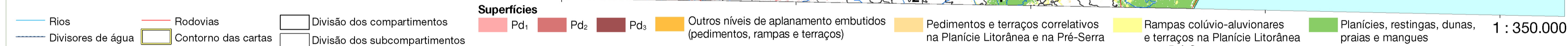
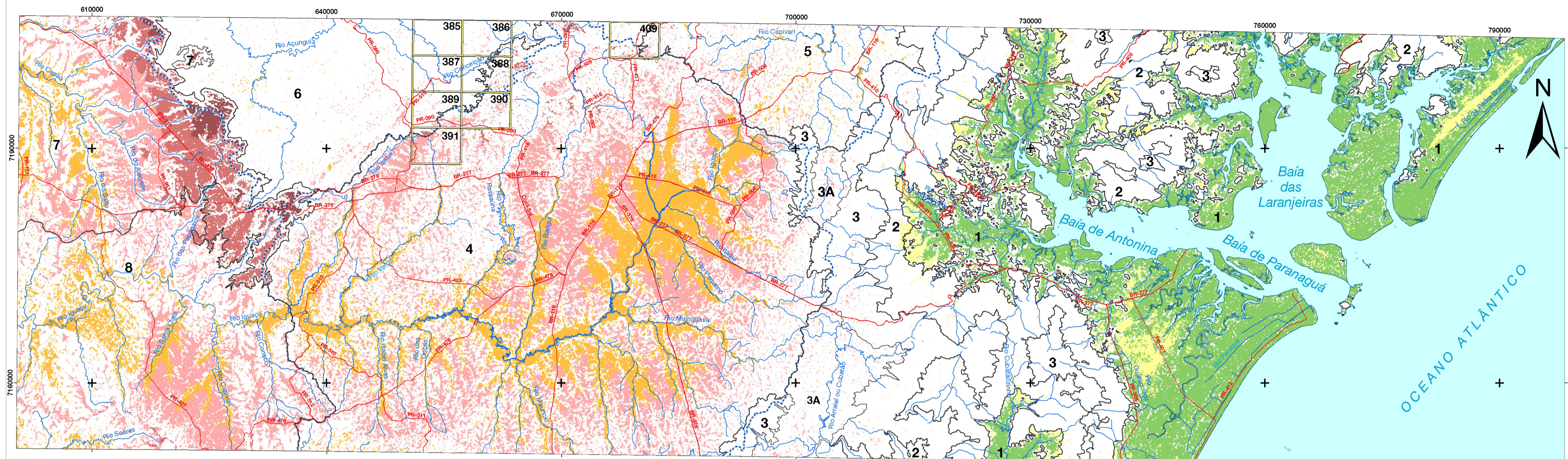
VICALVI, M. A. *et al.* Depressão de Abrolhos: uma paleolaguna holocênica na plataforma continental leste brasileira. **Bol. Tec. PETROBRÁS**, 21(4):279-286, 1978.

## **APÊNDICE**

**Mapa Exploratório das Superfícies Aplanadas**

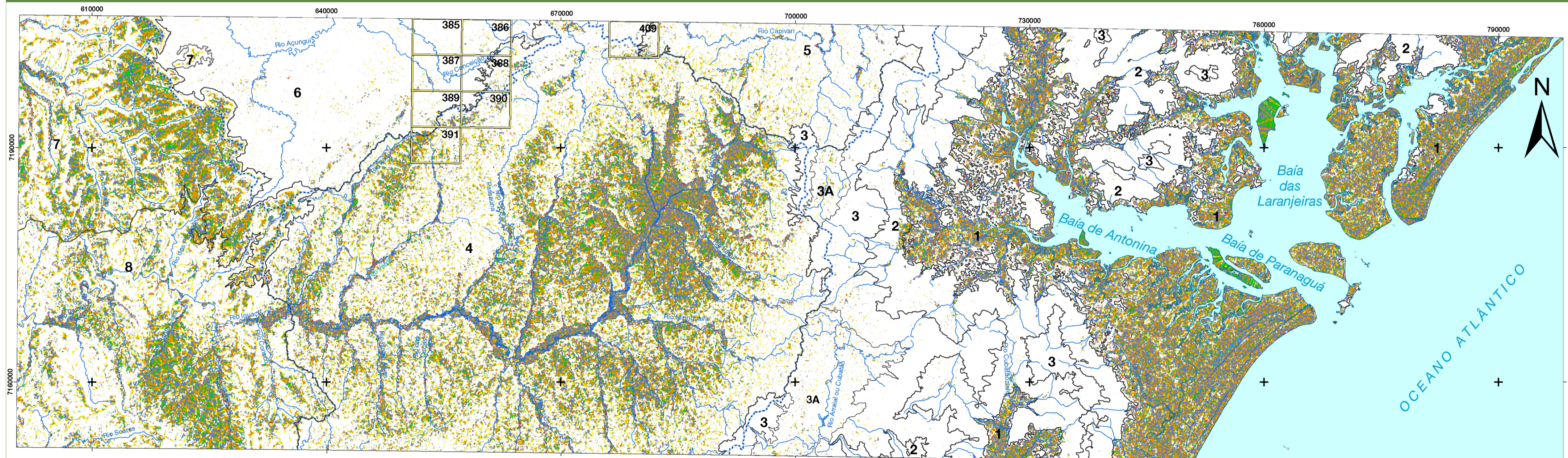
**Mapa Exploratório de Superfícies Relacionadas à Pediplanos**

# MAPA EXPLORATÓRIO DE SUPERFÍCIES RELACIONADAS A PEDIPLANOS



**Compartimentos:** 1 – Planície litorânea 2 – Pré-Serra 3 – Serras e morros isolados da Região Litorânea 3A – Serra do Mar: Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá 4 – 1º Planalto: Superfície de Curitiba 5 – 1º Planalto: Capivari/Ribeira 6 – 1º Planalto: Açungui/Ribeira 7 – 2º Planalto: Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi 8 – 2º Planalto: Médio Iguaçú

# MAPA EXPLORATÓRIO DAS SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO



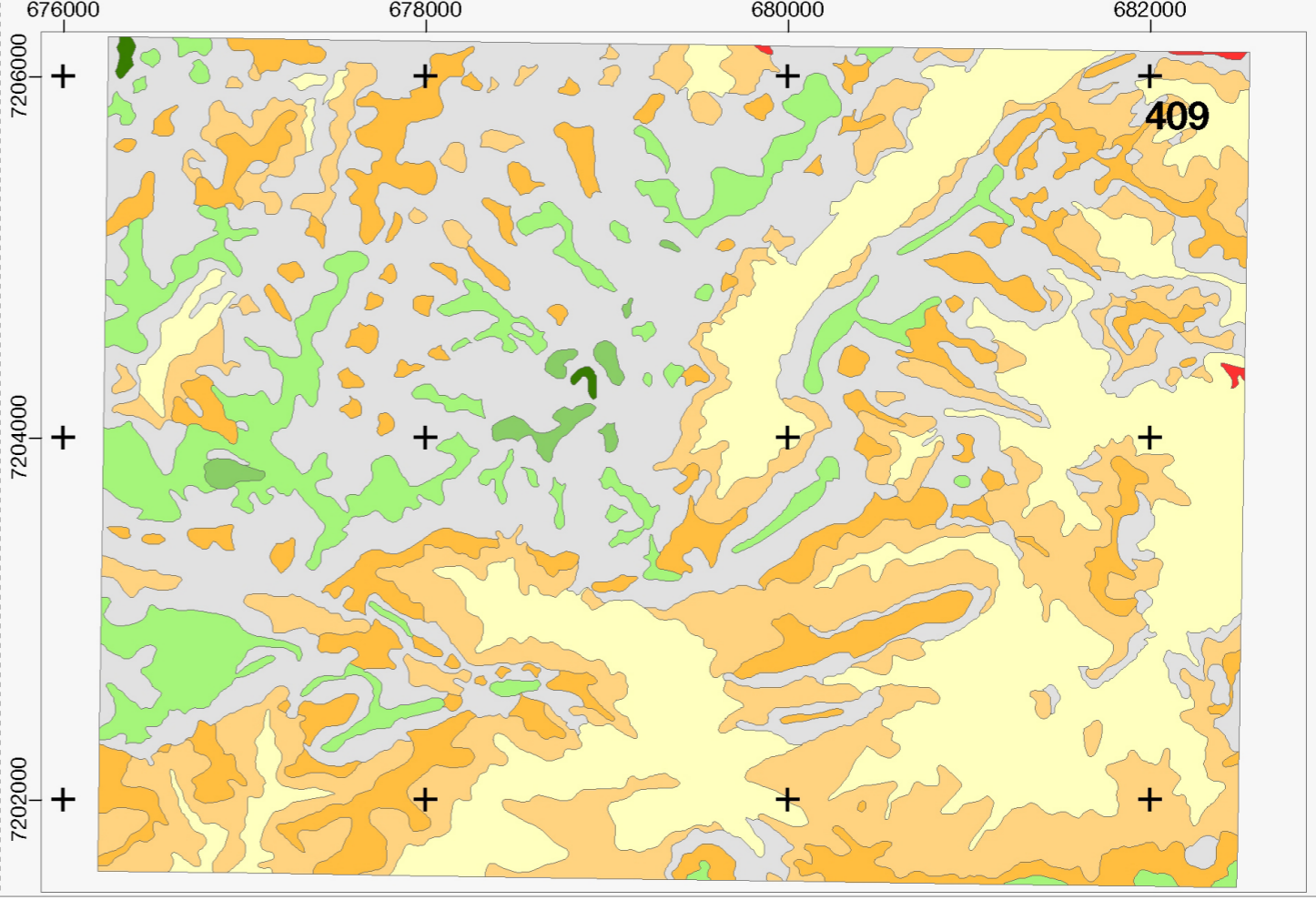
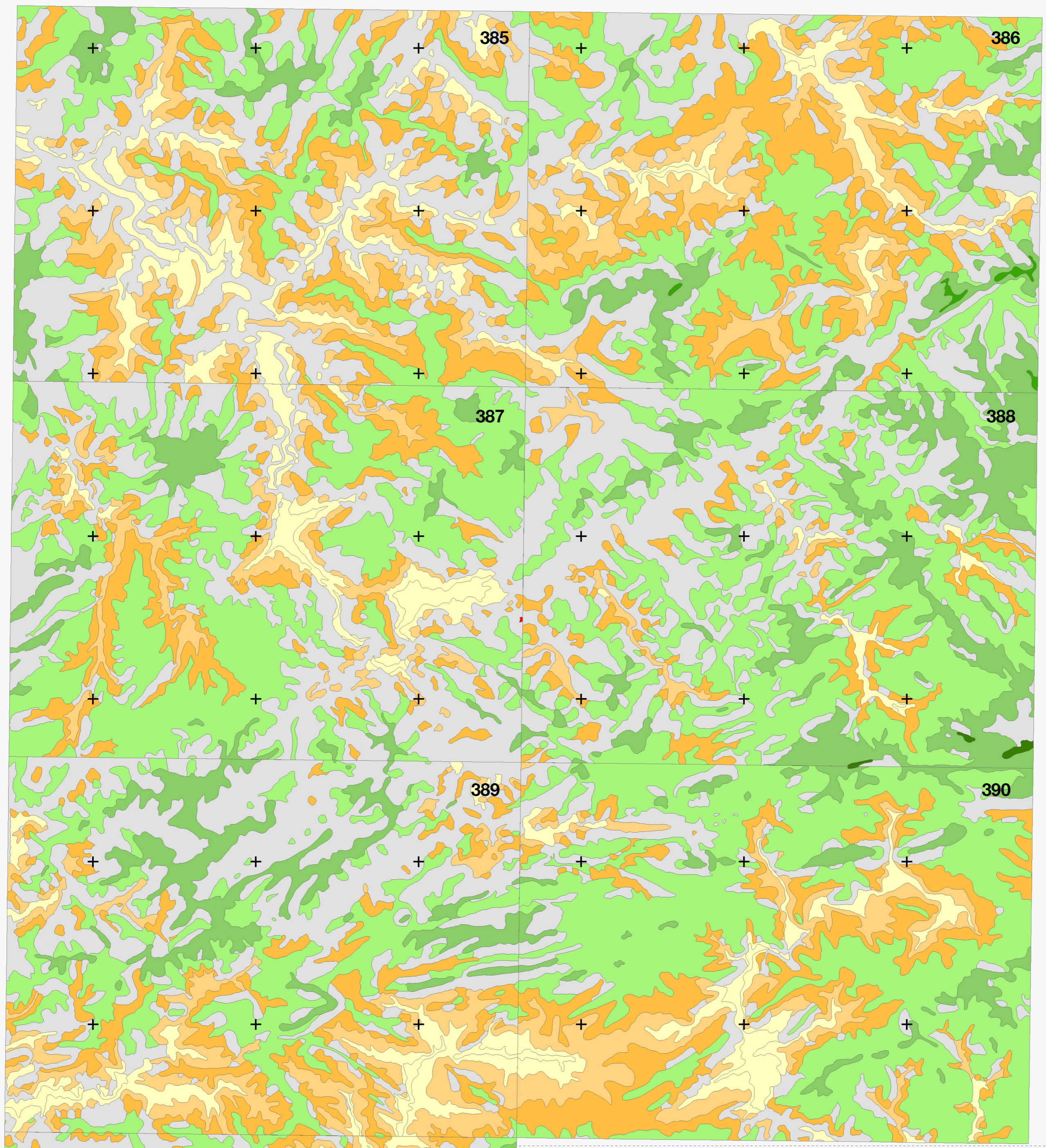
**Compartimentos:** 1 – Planície litorânea 2 – Pré-Serra 3 – Serras e morros isolados da Região Litorânea 3A – Serra do Mar: Bacia do Nhundiaquara e Sub-bacia da Baía de Paranaguá 4 – 1º Planalto: Superfície de Curitiba 5 – 1º Planalto: Capivari/Ribeira 6 – 1º Planalto: Açungui/Ribeira 7 – 2º Planalto: Superfície do Purunã e Bacia do Alto Tibagi 8 – 2º Planalto: Médio Iguaçú

**ANEXO 1****Níveis de Erosão e/ ou Sedimentação – Mapeamento Pré-existente no Primeiro Planalto Paranaense**

# NÍVEIS DE EROÇÃO E/OU SEDIMENTAÇÃO

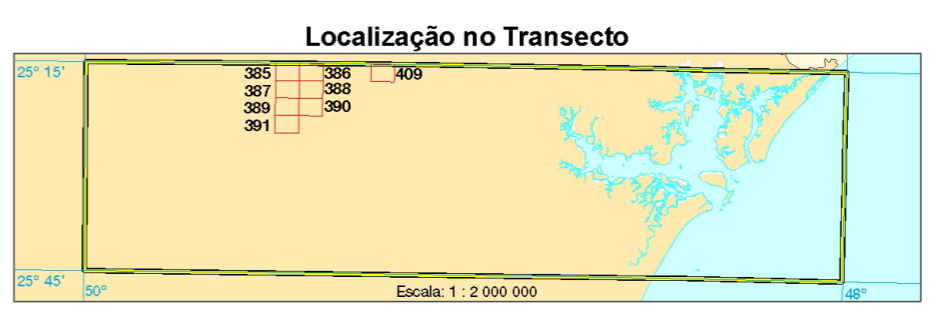
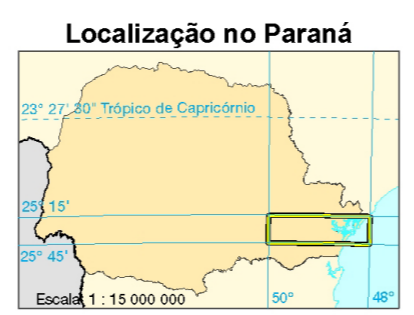
652000 654000 656000 658000 660000 662000 664000

7206000  
7204000  
7202000  
7198000  
7196000  
7194000  
7192000  
7190000  
7188000



Escala 1 : 38.000

- Legenda**
- Pedimento P1
  - Pedimento P2
  - Pediplano Pd1
  - Pediplano Pd2
  - Pediplano Pd3
  - Níveis de sedimentação
  - Áreas indiferenciadas
  - Áreas não classificadas, dependem de carta adjacente para a classificação



**INFORMAÇÕES CARTOGRÁFICAS:**

Sistema de Projeção UTM  
Datum horizontal: SIRGAS 2000  
Fuso: 22S  
Meridiano Central: 51°O

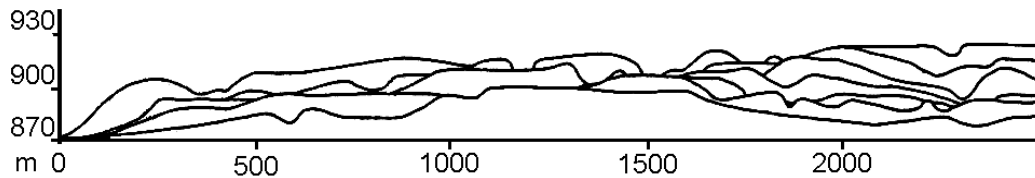
**FONTE:**  
Cartas – ADEA/UFPR/COMEC (inédito)  
Organizado pela autora  
Adaptado por:  
Luciano Daniel Túlio (2011)

## ANEXO 2

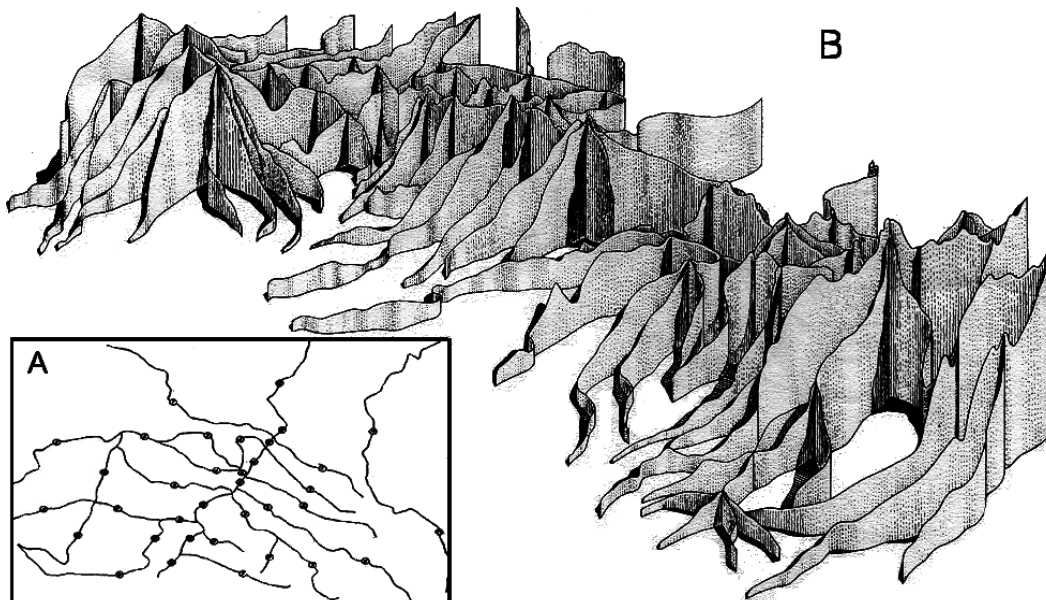
As figuras seguintes ilustram perfis topográficos projetados e diagramas de perfis projetados, adaptado de PASSOS (1987).

### *Construção de Bloco Diagrama:*

O bloco diagrama elaborado com perfis topográficos é uma forma de representação do relevo, cuja elaboração, obedecendo a regras de perspectiva, produz um efeito tridimensional quando seqüencialmente dispostos (Figura 2), e ou postulando um ponto de fuga, para o qual se orienta também a construção de sua base.



**Figura 2:** Perfis topográficos projetados a partir de uma seqüência em grade regular (1 km) de seções transversais as vertentes do setor a direita do vale do rio Iguaçu em Umbará/Curitiba-Pr (PASSOS,1987).



**Figura 3:** Perfis topográficos projetados a partir de uma malha irregular de seções de linhas de interflúvios (divisores de águas) em metodologia inédita onde se teve como base cartográfica cartas topográficas 1:50.000 onde foi também obtida a planta de localização das seções "A", as seções construídas de modo similar ao Exercício 2; e recortadas em cartolina são montadas sobre uma base e em seguida fotografadas e transformadas em ilustrações "B" projetadas e sombreadas de acordo com o ângulo fotografado (adaptado de BIGARELLA *et al.* 1978).