

**GEOMORFOLOGIA APLICADA À GESTÃO INTEGRADA DE
BACIAS DE DRENAGEM: BACIA DO RIO ARARANGUÁ (SC),
ZONA CARBONÍFERA SUL-CATARINENSE**



Marcelo Eduardo Dantas
Décio Rodrigues Goulart
Patrícia Duringer Jacques
Ivete de Souza Almeida
Antônio Sílvio Jornada Krebs

SUMÁRIO

1. **INTRODUÇÃO**
2. **ABORDAGENS METODOLÓGICAS**
3. **CONSIDERAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS**
4. **UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS**
 - 4.1. **Planalto dos Campos Gerais**
 - 4.2. **Escarpa da Serra Geral**
 - 4.3. **Espigões da Escarpa da Serra Geral**
 - 4.4. **Depressão da Zona Carbonífera Catarinense**
 - 4.5. **Leques Aluviais**
 - 4.6. **Planícies Fluviais**
 - 4.7. **Terraços Marinhos**
 - 4.8. **Planícies Lagunares**
5. **CARACTERIZAÇÃO HIDROGRÁFICA DA BACIA DO RIO ARARANGUÁ:
uma releitura da geomorfologia da bacia aplicada a estudos hidrológicos e
ambientais**
 - 5.1. **Aspectos Gerais**
 - 5.2. **Hierarquia e Análise de Rede Hidrográfica**
 - 5.2.1. **Rio Araranguá**
 - 5.2.2. **Rio dos Porcos**
 - 5.2.3. **Rio Itoupava**
 - 5.2.4. **Rio das Pedras**
 - 5.2.5. **Rio Amola Faca**
 - 5.2.6. **Rio Mãe-Luzia**

5.2.7. Rio Manuel Alves

5.2.8. Rio do Cedro

5.2.9. Rio São Bento

5.2.10. Rios Jordão, Manim e do Pio

5.2.11. Rio Sangão

5.2.12. Rio Fiorita

6. COMPARTIMENTOS GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICOS, UNIDADES DE PAISAGEM E IMPLICAÇÕES AMBIENTAIS SOBRE OS RECURSOS HÍDRICOS: discussão e considerações finais

7. BIBLIOGRAFIA

1. INTRODUÇÃO

O Projeto *Estudos Hidrológicos e Hidrogeológicos da Bacia Hidrográfica do Rio Araranguá* tem como meta principal subsidiar estudos de mitigação dos impactos ambientais e de recuperação de áreas degradadas pela mineração, na Bacia Carbonífera Sul-Catarinense. O presente estudo objetiva executar o mapeamento geomorfológico desta bacia hidrográfica, como um instrumento de análise para subsidiar medidas de recomposição do passivo ambiental acumulado, ao longo de muitas décadas, pela atividade mineral.

Num âmbito mais geral, este projeto integra um conjunto de iniciativas liderada pela Superintendência Regional de Porto Alegre do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), por intermédio do Núcleo de Apoio de Criciúma (NACRI), em parceria com o Sindicato das Indústrias de Mineração de Carvão (SIECESC). Estes estudos visam atender às demandas da Sociedade Civil, representadas pelo Ministério Público e consistem em auxiliar a formulação de políticas de recomposição ambiental e de planejamento territorial adequadas ao desenvolvimento sustentável de um antigo e importante distrito mineral que ainda sustenta, em parte, a economia do sul do estado de Santa Catarina. Neste sentido, a bacia do rio Araranguá representa apenas uma das três bacias hidrográficas impactadas pela atividade mineral: as outras duas bacias hidrográficas contíguas que também estão sendo objeto de análise são as bacias dos rios Urussanga e Tubarão.

O desenvolvimento econômico dessa região esteve, historicamente, atrelado à mineração de carvão que promoveu o crescimento e destaque do sul do estado ao longo do século XX. Neste contexto, Criciúma tornou-se uma cidade-pólo e um importante centro regional. A mineração do carvão também produziu uma organização espacial das atividades econômicas, onde as áreas produtivas estavam interligadas por ferrovias (Estrada de Ferro Teresa Cristina) que escoavam sua produção diretamente para o porto de Imbituba, no litoral Sul de Santa Catarina.

O auge da mineração de carvão esteve relacionado ao período de intensa demanda de carvão metalúrgico representada pelas usinas siderúrgicas do Sudeste do país entre as décadas de 60 e 80. Em 1990, com o fim da política de subsídios ao carvão nacional e a

competição do carvão mineral importado, de melhor qualidade (maior teor energético), o carvão catarinense perdeu o mercado siderúrgico e, atualmente, praticamente toda a sua produção destina-se a abastecer a Usina Termelétrica Jorge Lacerda, situada nas imediações, junto a BR-101.

Em concomitância com a perda relativa da importância econômica da atividade mineral, a década de 90 também salientou o expressivo passivo ambiental legado pela ininterrupta mineração de carvão ao longo de um século. A sucessão de cavas a céu aberto; pilhas de estéril; túneis e escavações; e lagoas de decantação, associado com a remoção completa da cobertura vegetal, produziram um triste cenário de forte descaracterização paisagística e degradação ambiental. A título de ilustração, podem-se retratar as pilhas de estéril como verdadeiros morros tecnogênicos que podem alcançar 20 metros de altura.

A implantação de núcleos urbanos sobre estes terrenos degradados pela atividade mineral sem recomposição ambiental, tal como ocorrido em bairros das cidades de Criciúma, Siderópolis e Rio Fiorita, consiste num importante agravante, pois expõe a população a situações de risco como: colapsos de escavações; combustão espontânea; contato com água contaminada, etc.

Todavia, o processo de acidificação dos recursos hídricos (águas superficiais e lençol freático), em escala regional, decorrente de um manejo inadequado da disposição dos rejeitos da mineração de carvão, aumenta dramaticamente os impactos ambientais desta atividade econômica podendo conferir, dependendo da magnitude da intervenção, um caráter de irreversibilidade ao processo de degradação.

A despeito de todo o passivo ambiental gerado, ao longo de décadas, pela mineração de carvão, esta atividade ainda é expressiva para a economia regional. Sua desativação implicaria em sérios problemas sociais e econômicos oriundos do aumento do desemprego e da queda de renda da população, do capital circulante nos municípios mineiros e da estagnação econômica regional. Neste sentido, estes estudos desenvolvidos pela CPRM e a SIESESC também visam contribuir num contexto de prosseguimento das atividades de mineração de carvão atreladas a uma proposta de mitigação dos impactos ambientais, recomposição paisagística e de recuperação de áreas degradadas.

A bacia do rio Araranguá abrange total ou parcialmente, além do município de Criciúma, os municípios de Siderópolis, Treviso, Cocal do Sul, Içara, Nova Veneza,

Forquilha, Maracajá, Araranguá, Arroio do Silva, Meleiro, Turvo, Ermo, Jacinto Machado, Morro Grande e Timbé do Sul, totalizando uma área de aproximadamente 4.000km².

Cabe destacar ainda que a atividade de mineração de carvão está atuante principalmente na porção oriental da bacia do rio Araranguá e, em especial, na sub-bacia do rio Mãe-Luzia, compreendendo os municípios de Criciúma, Siderópolis, Treviso, Cocal do Sul, Içara, Forquilha e Nova Veneza. Toda a porção centro-ocidental da bacia está ocupada por extensas plantações de arroz em canchas. Todavia, tal rizicultura em larga escala também gera expressivos impactos ambientais decorrentes, principalmente, do uso indiscriminado de defensivos agrícolas em solos com lençol freático sub-aflorante.

2. ABORDAGENS METODOLÓGICAS

O Mapa Geomorfológico do Projeto *Estudos Hidrológicos e Hidrogeológicos da Bacia Hidrográfica do Rio Araranguá* abrange um amplo trecho da fachada da Escarpa da Serra Geral no rebordo oriental do Planalto Meridional e uma extensa Baixada Litorânea que caracteriza o sul do estado de Santa Catarina. Em sua primeira abordagem, este estudo tem como objetivo executar um mapeamento geomorfológico desta região, visando identificar, caracterizar e cartografar unidades geomorfológicas homólogas, levando em consideração tanto aspectos descritivos, associados à geometria das formas de relevo, quanto aspectos genéticos, considerando os condicionantes geobiofísicos que geram a evolução do relevo ao longo do tempo. Com base nesses pressupostos, adotou-se a metodologia elaborada pelo Radambrasil (Barbosa, 1983) e aprimorada por Ross (1996), introduzindo-se algumas modificações para adequar a metodologia selecionada às características da área de estudo.

No intuito de estabelecer uma abordagem multitemática do meio geobiofísico, procedeu-se a uma análise integrada entre as unidades geomorfológicas; o mosaico de Geologia, Solos e Vegetação; e os aspectos climáticos e hidrológicos, procurando avaliar as relações dinâmicas e de causalidade entre as diversas variáveis ambientais destacando alguns aspectos do papel exercido pela intervenção humana sobre o meio.

A metodologia de Ross (1996) hierarquiza os conjuntos de paisagens geomorfológicas em *táxons*, introduzindo critérios e uma lógica de mapeamento e de análise geomorfológica.

O primeiro *táxon* corresponde às unidades morfoestruturais. Estas abrangem maior extensão em área e representam a influência do substrato geológico (as grandes unidades geotectônicas) na configuração atual da morfologia.

O segundo *táxon* corresponde às unidades morfoesculturais e representam a atuação diferencial dos processos geomorfológicos (eventos tectônicos, processos erosivos ou deposicionais) na esculturação do relevo, dentro de uma mesma unidade morfoestrutural.

O terceiro *táxon* corresponde às unidades geomorfológicas e representam unidades de relevo homólogas. Podem-se subdividir as unidades geomorfológicas em dois conjuntos principais, conforme sua natureza genética: formas de Denudação (ou dissecação) (D) e formas de Acumulação (A). As formas denudacionais (D) têm acrescida uma letra minúscula que determina a geometria dos topos e os processos morfogenéticos atuantes, a saber: Da (topos ou cristas aguçadas); Dc (topos arredondados); Dt (interflúvios tabulares); Dp (superfícies planas); De (formas de escarpas). As formas deposicionais (A), por sua vez, têm acrescida uma letra minúscula que determina a gênese e o ambiente de sedimentação correspondente, a saber: Arct (rampas de colúvio/ depósitos de tálus); Arc (rampas de colúvio); Alq (leques aluviais); Apf (planícies fluviais); Apfl (planícies flúvio-lagunares); Apl (planícies lagunares); Atm (terraços marinhos); Apm (planícies marinhas); Adf (dunas fixas); Adat (dunas ativas).

O quarto *táxon* corresponde às unidades morfológicas ou de padrão de formas semelhantes. Representa uma determinada forma de relevo homóloga individualizada do conjunto por fotoanálise, sendo acrescida à convenção de unidade denudacional (Dc; Dt; Da; Dp), e dois algarismos arábicos que introduzem dois parâmetros morfométricos, a saber: a dimensão interfluvial média (que confere uma avaliação de densidade de drenagem) e o entalhamento médio dos vales (que confere uma avaliação de desnivelamento topográfico). Esses parâmetros morfométricos são embutidos na análise geomorfológica através da matriz de índices de dissecação do relevo (Tabela 1).

Dimensão Interfluvial Média (Classes)	Entalhamento Médio dos Vales (Classes)				
	Muito Grande (1) > 3.750m	Grande (2) 3.750 a 1.500m	Média (3) 700 a 1.500m	Pequena (4) 300 a 700m	Muito Pequena (5) 100 a 300m
Muito Fraco (1) (< 20m)	11	12	13	14	15
Fraco (2) (20 a 40m)	21	22	23	24	25
Médio (3) (40 a 60m)	31	32	33	34	35
Forte (4) (60 a 120m)	41	42	43	44	45
Muito Forte (5) (> 120m)	51	52	53	54	55

Tabela 1 – Matriz dos índices de dissecação do relevo – escala 1:250.000 (adaptado de Barbosa, 1983; Ross, 1996).

A determinação e compartimentação das Unidades Morfoestruturais e Morfoesculturais da área de estudo foi avaliada através da análise de fontes cartográficas preexistentes (em especial os mapas Geológico e Geomorfológico do Volume 33 do Projeto RadamBrasil) e de imagem de satélite Landsat 7 (1:100.000, bandas 7, 4, 2 RGB), com tratamento pelo programa ENVI, utilizando filtro de passa alta em 90%. Um sistemático trabalho de fotoanálise a partir de 50 pares de fotografias aéreas em escala de 1:60.000 (USAF – 1965) foi desenvolvido com o objetivo de identificar e delimitar todas as unidades geomorfológicas e padrões de relevo existentes na bacia e conferir melhor precisão e acuidade cartográfica aos contatos geomorfológicos. Em adendo, foram caracterizadas as formações superficiais existentes e densidade e padrão de drenagem. Foram exaustivamente utilizados, tanto em escritório, quanto em trabalho de campo, as cartas topográficas 1:50.000 (IBGE e DSG) – folhas Orleães (SH.22-X-B-I-3); Bom Jardim da Serra (SH.22-X-A-III-4); Criciúma (SH.22-X-B-IV-1); São Bento Baixo (SH.22-X-A-VI-2); Silveira (SH.22-X-A-VI-1); Rincão (SH.22-X-B-IV-4); Araranguá (SH.22-X-B-IV-3); Turvo (SH.22-X-A-IV-4); Jacinto Machado (SH.22-X-A-IV-3); Sombrio (SH.22-X-C-III-2); Praia Grande (SH.22-X-C-III-1); e Cambará do Sul (SH.22-X-C-II-2).

Em apoio, procedeu-se a uma minuciosa pesquisa bibliográfica e cartográfica do sul do estado de Santa Catarina, abrangendo a análise de artigos, livros, mapas e publicações técnicas desenvolvidas enfatizando estudos de Geomorfologia e de Geologia do Quaternário, a fim de embasar o mapeamento.

Com base na avaliação desse material, foi produzido um mapa preliminar foi checado durante uma etapa de reconhecimento de campo de 15 dias, quando foram verificadas as unidades de relevo mapeadas, procedendo-se ao refinamento de seus limites; avaliação de desnivelamentos topográficos dos vales ou colinas e gradientes das encostas; observação de processos geomorfológicos (erosão e sedimentação) atuantes na área de estudo; análise morfodinâmica dos sistemas de drenagem; avaliação qualitativa dos impactos resultantes da mineração de carvão e da rizicultura sobre morfologia dos terrenos e sobre os recursos hídricos superficiais e subterrâneos.

Dessa forma, foram introduzidas modificações, com base nos levantamentos de campo e nos dados cartografados do Mapa Geológico da Bacia do Rio Araranguá (Krebs, 2004) e do Mapa Geológico do Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina (Martin *et al.*, 1988), consolidando assim, o Mapa Geomorfológico do Projeto Araranguá.

Seguindo esses procedimentos metodológicos, podemos enquadrar a área de estudo em duas Unidades Morfoestruturais (Unidades Geotectônicas): a Bacia do Paraná e as Bacias Sedimentares Cenozóicas. A Bacia Sedimentar Paleo-Mesozóica do Paraná subdivide-se em cinco Unidades Morfoesculturais, a saber: Planalto dos Campos Gerais; Escarpa da Serra Geral; Espigões da Escarpa da Serra Geral; Depressão da Zona Carbonífera Catarinense; e Cristas e Mesas da Zona Carbonífera Catarinense. As Bacias Sedimentares Cenozóicas, por sua vez, subdividem-se em duas Unidades Morfoesculturais, a saber: Baixada Alúvio-Coluvionar e Planície Costeira (Tabela 2). A partir da definição das unidades morfoesculturais, foram delimitadas as unidades morfológicas, padrões de relevo e feições do modelado. A análise pormenorizada dos resultados do mapeamento será descrita adiante.

Em paralelo a todos estes procedimentos operacionais e metodológicos concernentes ao desenvolvimento de um mapeamento geomorfológico com ênfase em foto-análise, interpretação e classificação dos distintos padrões morfológicos

identificáveis na paisagem, procedeu-se a uma outra abordagem metodológica: tal abordagem complementa o método tradicional de mapeamento geomorfológico e almeja torná-lo diretamente aplicável a estudos hidrológicos e ambientais.

Esta abordagem metodológica consiste no emprego da *Bacia de Drenagem* como unidade de planejamento mais adequada para análise ambiental e avaliação dos recursos hídricos. Tal forma de compartimentação da paisagem baseia-se em critérios físicos presentes na mesma e facilmente reconhecíveis através da identificação e delimitação de uma área de drenagem circunscrita a seus divisores topográficos (Strahler, 1952; Coelho Netto, 1994).

Tal categoria de análise promove um novo recorte espacial da área de estudo. Em adendo ao mapeamento tradicional, no qual a compartimentação da paisagem física pautada em mudanças de padrão da morfologia dos terrenos ou das formações superficiais, insere-se uma nova compartimentação da paisagem calcada na delimitação de bacias e sub-bacias de drenagem. Este novo recorte da paisagem, superposta a anterior, imprime um caráter hierarquizado e sistêmico à análise geomorfológica e ambiental (Horton, 1945; Strahler, 1952; Leopold *et al.*, 1965; Chorley, 1969; Coelho Netto, 1994).

Desta forma, a bacia do rio Araranguá foi subdivida em três sub-bacias, a saber: bacias dos rios Itoupava, Mãe-Luzia e dos Porcos. A bacia do rio Itoupava, por sua vez, foi subdividida em duas sub-bacias: bacias dos rios da Pedra e Amola-Faca. A bacia do rio Mãe-Luzia, por sua vez, foi subdividida em cinco sub-bacias: bacias dos rios Manoel Alves; do Cedro; São Bento; Jordão; Sangão e Amola-Faca. Buscou-se enfatizar uma análise da Geomorfologia Fluvial de cada sub-bacia, onde foram avaliadas variáveis como: compartimentação geomorfológica; hierarquização de bacias de drenagem; padrão de canal; padrão de drenagem; perfil longitudinal do canal; aporte de sedimentos; controles lito-estruturais; etc. Em determinados segmentos selecionados dos cursos fluviais foram calculados gradientes de canal através da razão entre desnivelamento total do trecho em análise e comprimento do canal neste mesmo trecho.

Unidade Morfoestrutural	Unidade Morfoescultural	Unidade Geomorfológica	Padrão de Relevo
Bacia do Paraná	Planalto dos Campos Gerais	Superfícies Aplainadas	Dp; Dp11
		Colinas Amplas e Suaves	Dc12; Dc13
		Colinas e morros baixos	Dc23; Dc33; Dc34
		Degraus Estruturais	De
	Escarpa da Serra Geral	Escarpas de borda de planalto	De34; De55
		Colinas e morros baixos	Dc34
		Colinas baixas e morrotes dissecados	Dc14; Dc15; Dc24
		Rampas de colúvio/Depósitos de tálus	Arct
		Rampas de colúvio	Arc
	Espigões da Escarpa da Serra Geral	Superfícies Aplainadas	Dp
		Espigões e cristas serranas	Dc43; Da42; Da43; Da44; Da45; Da54; Da55
		Morros e serrotes baixos	Da33; Da34; Da35
		Colinas e morros baixos	Dc23; Dc32; Dc33; Dc34
		Colinas e morrotes dissecados	Dc14; Dc15; Dc24
		Colinas Amplas e Suaves	Dc12; Dc13; Dc22
		Rampas de colúvio/Depósitos de tálus	Arct
		Rampas de colúvio	Arc
	Depressão da Zona Carbonífera Catarinense	Colinas e morros baixos	Dc23; Dc33
		Colinas e morrotes dissecados	Dc14; Dc15; Dc24
		Colinas Amplas e Suaves	Dc12; Dc13
		Rampas de colúvio	Arc
		Planícies Fluviais	Apf
	Cristas e Mesas da Zona Carbonífera Catarinense	Superfícies Aplainadas	Dp; Dp; Dp21
		Escarpas de borda de planalto	De35; De45
		Domínio serrano	Da43; Da45; Da54
		Morros e serrotes baixos	Da34; Da35
		Colinas e morros baixos	Dc23; Dc34
		Colinas e morrotes dissecados	Dc25

Tabela 2 – Legenda do Mapa Geomorfológico do Projeto Araranguá (Escala: 1:100.000).

Unidade Morfoestrutural	Unidade Morfoescultural	Sistema de Relevo	Padrão de Relevo
Bacias Sedimentares Cenozóicas	Baixada Alúvio-Coluvionar	Leques Aluviais	Alq
		Planícies Fluviais	Apf
	Planície Costeira	Planícies Flúvio-lagunares	Apfl
		Planícies Lagunares	Apl
		Planícies e Terraços Marinhos	Atm/ Apm
		Dunas Fixas	Adf
		Dunas Ativas	Adat

Tabela 2 (cont.) – Legenda do Mapa Geomorfológico do Projeto Araranguá (Escala: 1:100.000).

3. CONSIDERAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS

A bacia do rio Araranguá, situada no extremo-sul de Santa Catarina, caracteriza-se por ser umas das mais importantes bacias de drenagem do litoral sul-catarinense e abrange, parcialmente, a bacia carbonífera do entorno de Criciúma. Suas cabeceiras de drenagem drenam um amplo anfiteatro da escarpa da serra Geral e exíguos trechos do Planalto Meridional (foto 01) e convergem em canais-tronco (rios Mãe-Luzia, Manuel Alves e Itoupava, todos formadores do rio Araranguá), atravessando uma extensa baixada litorânea até desaguar no Oceano Atlântico.

A evolução geomorfológica desta bacia remete-nos à origem da fachada atlântica do litoral catarinense a partir da fragmentação do supercontinente Gondwana e abertura do Atlântico Sul durante o Cretáceo (Pauwells, 1941; Maack, 1947; Almeida, 1952; Justus *et al.*, 1986). Portanto todo cenário morfológico da costa catarinense apresenta uma história pós-cretácica. Assim sendo, o fato mais relevante é o soerguimento das cadeias montanhosas das serras do Mar e Geral, constituídas por granitos e gnaisses diversos de idade pré-cambriana a eo-paleozóica e por rochas sedimentares gondwânicas de idade paleozóica a mesozóica, respectivamente. As serras do Mar e Geral representam, na realidade, escarpas de borda de planalto e este levantamento processou-se, provavelmente,

a partir de fins do Cretáceo e ao longo de todo o Terciário, produzindo desnivelamentos superiores a 1.000m, atualmente. Apesar da bacia do rio Araranguá drenar somente a escarpa de rochas sedimentares da Serra Geral, a bacia vizinha do rio Tubarão drena tanto a escarpa da Serra Geral, quanto à escarpa da Serra do Mar, esta constituída por rochas ígneas e metamórficas do Escudo Cristalino.



Foto 01: *Front* da escarpa da Serra Geral. Vale encaixado do rio Serra Velha II, afluente do rio Timbé. Aspecto imponente de uma muralha montanhosa com aproximadamente 1.000 metros de desnivelamento. Local: imediações da localidade de Rocinha (município de Timbé do Sul).

Concomitantemente ao soerguimento epirogênico das cadeias litorâneas, ocorreu um progressivo recuo das escarpas de borda de planalto ao longo do Cenozóico, o que propiciou o estabelecimento de uma extensa baixada litorânea e o afloramento de rochas sedimentares de idade permiana no litoral sul-catarinense, atual sítio da Bacia Carbonífera de Criciúma. Depósitos correlativos a esta grande fase de erosão regressiva da escarpa da

Serra Geral encontram-se tanto na plataforma continental (estes, de idade mais antiga, remontando ao Cretáceo), quanto na planície emersa, caracterizados por sedimentos pliocênicos a quaternários de natureza continental, transicional ou marinha.

A seguir, segue um breve relato da paisagem geomorfológica regional, com ênfase na bacia do rio Araranguá:

Uma das características fisiográficas mais expressivas de todo o Planalto Meridional, também denominado de Planalto das Araucárias, é o suave e contínuo caimento de sua superfície para oeste, em direção ao interior, originando grandes bacias hidrográficas, tais como os dos rios Iguaçu, Pelotas e Uruguai. Por esta razão, a grande maioria das nascentes que convergem para a baixada litorânea do Araranguá situa-se na porção superior da escarpa da serra Geral, destacando-se os rios da Pedra, Pinheirinho, Timbé (foto 01), Amola-Faca, Três Barras, Morto, Cedro, Serrinha e São Bento, dentre os principais. Todos estes rios confluem para os formadores principais, citados anteriormente.

Todavia, esparsos fragmentos do planalto contíguos a referida escarpa estão inseridos na bacia do rio Araranguá devido, possivelmente, a um recuo erosivo local mais acentuado do *front* da serra Geral. Deste modo, pequenas cabeceiras de drenagem que convergiam suavemente para bacia do rio Pelotas são capturadas por enérgicos tributários do rio Araranguá que drenam a escarpa da serra Geral. Justus *et al.* (1986) denomina essas superfícies elevadas de Planalto dos Campos Gerais, sendo caracterizadas por extensas superfícies planas a levemente reafeiçoadas em colinas amplas e muito suaves (foto 02). Estes autores sugerem períodos de aplainamentos bem desenvolvidos para a elaboração dessa superfície. O planalto apresenta um predomínio de vegetação de campos com presença de manchas florestais sobre solos relativamente rasos (Cambissolos Brunos e Litólicos) e embasados por derrames juro-cretácicos de rochas básicas extrusivas da Formação Serra Geral.

A bacia do rio Araranguá apresenta, em geral, um recuo mais pronunciado da escarpa da serra Geral comparando-se com o conjunto da costa oriental-catarinense. Justus *et al.* (*op. cit.*) descrevem o desenho um amplo arco ao longo dos limites abruptos do planalto neste trecho. Assim sendo, as escarpas de borda de planalto esculpidas sobre o embasamento granítico-gnáissico apresentam uma orientação preferencial N-S, no trecho compreendido entre Florianópolis e Imbituba. A partir de Laguna, em direção a sul, a

orientação das escarpas, agora esculpidas sobre rochas sedimentares da Bacia do Paraná, tem sua orientação preferencial infletida para NNE-SSW, condição esta que se estende em direção à costa norte gaúcha. Em consequência a este fato, foi desenvolvida uma baixada litorânea mais extensa, associada a uma maior expressão areal dos depósitos sedimentares Neo-Cenozóicos na bacia do rio Araranguá.



Foto 02: Relevo aplainado do Planalto dos Campos Gerais. Superfícies sustentadas por derrames vulcânicos e dissecadas em pequenas mesas e colinas amplas e suaves. Local: Topo da estrada da serra do Rio do Rasto (Lauro Muller - Bom Jardim da Serra).

Do mesmo modo que o recuo mais acentuado da escarpa da serra Geral propiciou a geração de uma planície costeira mais larga na costa sul-catarinense com franca exposição de depósitos correlativos sob forma de leques aluviais na base dos grandes desnivelamentos, observa-se claramente na paisagem, relevos residuais resultantes da extensa erosão regressiva que originou o piso das atuais baixadas litorâneas. Estas formas

remanescentes consistem em espigões alongados que se projetam das escarpas em direção às planícies costeiras, apresentando feições de extensos alinhamentos serranos ou mesmo sob forma de simples morros-testemunho. Esses relevos residuais na bacia do Araranguá sobressaem-se na baixada alúvio-coluvionar, destacando o extenso espigão que forma o divisor entre as bacias dos rios Araranguá e Mampituba.

Todavia, o cenário imponente da escarpa da serra Geral é marcado por uma dissecação diferencial do seu *front* produzida pela rede de canais que esculpem profundos vales em “V”, muitas vezes delineados por condicionantes estruturais do substrato rochoso (Flores *et al.*, 1993). As baixas vertentes da escarpa são constituídas, em geral, por arenitos Triássicos de ambiente desértico da Formação Botucatu, enquanto a porção superior é constituída por espessos derrames basálticos de idade Juro-Cretácica da Formação Serra Geral. Nestes terrenos muito declivosos, os solos tendem a ser muito rasos, ainda que sustentando uma vegetação de porte florestal, devido ao clima muito úmido. Esta condição geocológica caracteriza a escarpa da serra Geral como uma unidade geomorfológica muito susceptível a movimentos de massa “*latu sensu*”, destacando-se deslizamentos rasos translacionais (*slides*) no contato solo-rocha durante eventos climáticos de extrema pluviosidade, como o ocorrido no desastre natural de dezembro de 1995, amplamente documentado pela literatura (Pellerin *et al.*, 1996; Pontelli & Pellerin, 1998, dentre outros). Segundos estes autores, os movimentos de massa detonados nas altas vertentes da escarpa catalisaram grandes torrentes de fluxos detríticos (*debris-flows*) e corridas de lama (*mud-flows*) que percorreram os principais eixos de drenagem e esparramaram grande massa de sedimentos nas planícies alúvio-coluvionares imediatamente a jusante (foto 03), acarretando em expressivos danos materiais. Este desastre ilustra os processos de geração dos leques aluviais observados ao longo de toda a costa catarinense.

Na década de 60, Bigarella e colaboradores (Bigarella *et al.*, 1961; Bigarella & Salamuni, 1961), com emprego de uma análise morfoestratigráfica, estudaram detalhadamente estas feições deposicionais situadas nos sopés das escarpas do centro-norte-catarinense. Com base no escalonamento das formas de relevo e no posicionamento topográfico dos depósitos, associado a análise dos depósitos rudáceos, estes autores consideraram, a luz da metodologia utilizada, estes depósitos como pedimentos detríticos produzidos durante pelo menos duas fases glaciais pleistocênicas de nível marinho mais

baixo que o atual, sob condições de semi-aridez, resultando numa sedimentação continental do tipo *bajada*, ou leque distal. Anteriormente, Maack (1947) já tinha advogado um clima semi-árido para a geração de depósitos de tálus de presumível idade quaternária no recôncavo das planícies do litoral de Santa Catarina. Foram documentadas assim, as formações Iquererim e Canhanduva, possivelmente correlacionáveis aos sedimentos plio-pleistocênicos do Grupo Barreiras (Martin *et al.*, 1988). Ab'Saber (*apud* Bigarella *et al.*, 1961) documentou no litoral sul-catarinense (especificamente na localidade de Lauro Müller) depósitos continentais similares aos estudados no litoral de Garuva, sendo por este autor considerados como pedimentos correlacionados aos depósitos da Formação Iquererim.



Foto 03: Leito seco do rio Costão da Pedra (pequeno afluente de 2ª ordem do rio da Pedra), em período de estiagem, entulhado por blocos e matacões provenientes do evento que catalisou uma série de movimentos de massa de grandes proporções em dezembro de 1995. Local: proximidades da localidade de Serra de Pedra (município de Jacinto Machado), no sopé da Serra Geral.

Trabalhos recentes (Duarte, 1998; Pellerin *et al.*, 1996; Pontelli & Pellerin, 1998) têm classificado esses depósitos simplesmente como *leques aluviais*. O não emprego do termo *pedimento* deve-se ao fato de que o seu uso implica necessariamente numa abordagem conceitual e genética específica.

Na bacia do rio Araranguá, os leques aluviais abrangem grande extensão areal e correspondem a extensas superfícies planas que recobrem a maior parte da baixada litorânea. Segundo Duarte (1995), os leques aluviais abrangem aproximadamente 1.000km² na bacia. Apresentam ligeiro declive em direção a sul e leste, conforme aproximam-se da linha de costa ou das lagunas costeiras e estão sulcadas e reafeiçoadas pela incisão fluvial moderna.

No setor leste da bacia do rio Araranguá, nos arredores do núcleo urbano de Criciúma e das localidades de Siderópolis e Treviso, afloram siltitos e folhelhos de idade permiana das formações Rio Bonito e Rio do Rasto, com ocorrência de carvão mineral, posicionados em cotas altimétricas similares às da baixada litorânea. Justus *et al.* (*op. cit.*) denominam estes terrenos de Depressão da Zona Carbonífera Catarinense e, assim como toda a baixada adjacente, trata-se de uma superfície exumada devido a processos de erosão regressiva da escarpa da serra Geral. Na região de Treviso, inclusive, a escarpa da serra Geral apresenta-se mais erodida e rebaixada devido a ação fluvial empreendida pelos rios Mãe-Luzia, Urussanga e Tubarão. Apresenta um relevo dominado por colinas de geometria convexo-côncava; morros de geometria convexa, um pouco mais elevados; e mesas basálticas.

As planícies costeiras que ocupam a porção externa das baixadas litorâneas apresentam uma complexa história geológica marcada pelos eventos transgressivo-regressivos que ocorreram durante o Quaternário Superior, conforme explicado por Martin *et al.* (1988), com base em evidências sedimentológicas, biológicas e datações por radiocarbono. Na bacia do rio Araranguá foram documentados por estes autores, pelo menos duas gerações de terraços marinhos, sendo a mais antiga de idade pleistocênica, e a mais nova, ocupando uma posição próxima a atual linha de costa, de idade holocênica.

A construção desses terraços marinhos arenosos está associada a períodos regressivos da linha de costa, imediatamente após eventos de Máximos Transgressivos. Assim sendo, os terraços pleistocênicos têm idade mais recente que 120.000 anos A.P.,

marco da Penúltima Transgressão (em torno de 8 metros acima do nível atual), enquanto que os terraços holocênicos têm idade mais recente que 5.100 anos A.P., marco da Transgressão Flandriana (em torno de 5 metros acima do nível atual). Entre esses dois picos transgressivos, associados a um paleoclima quente e úmido interglacial, ocorreu um importante evento regressivo no Pleistocênico Superior, correlacionado à última fase glacial (*Wisconsin stage*), quando o nível relativo do mar atingiu até 110 metros abaixo do nível atual. Durante este período os terraços pleistocênicos foram erodidos e retrabalhados, restando apenas remanescentes ao longo das planícies costeiras.

Uma característica importante das planícies costeiras do litoral sul-catarinense é o amplo desenvolvimento de formações eólicas (foto 04). Giannini & Santos (1992) e Giannini & Suguio (1994) analisaram as dunas que se assentam sobre os terraços marinhos e identificaram quatro gerações distintas, sendo que as mais antigas encontram-se cimentadas e estabilizadas pela vegetação, enquanto que as mais recentes, próximas a linha de costa, são dunas ativas, desvegetadas.

As ilhas-barreira arenosas que originaram os terraços holocênicos foram ancoradas em antigas ilhas rochosas, tais como o morro dos Conventos (junto à barra do Araranguá – foto 04) e o morro de Santa Marta (próximo à Laguna), delinearam a atual configuração morfológica de extensas praias retas deste trecho da costa sul catarinense. O período regressivo subsequente à Última Transgressão propiciou o desenvolvimento dos terraços marinhos holocênicos e a colmatação de corpos lagunares originados entre as duas gerações de terraços marinhos. As lagoas do Sombrio, Caverá e dos Esteves são resquícios de uma grande paleolaguna que foi progressivamente assoreada formando, assim, uma extensa planície lagunar que margeia os atuais corpos d'água numa disposição longitudinal à linha de costa. As várzeas dos rios Araranguá, Urussanga e tributários principais geram extensas planícies fluviais ou flúvio-lagunares. O rio Tubarão, por sua vez, gera um grande delta intralagunar, fato este amplamente estudado pela literatura.

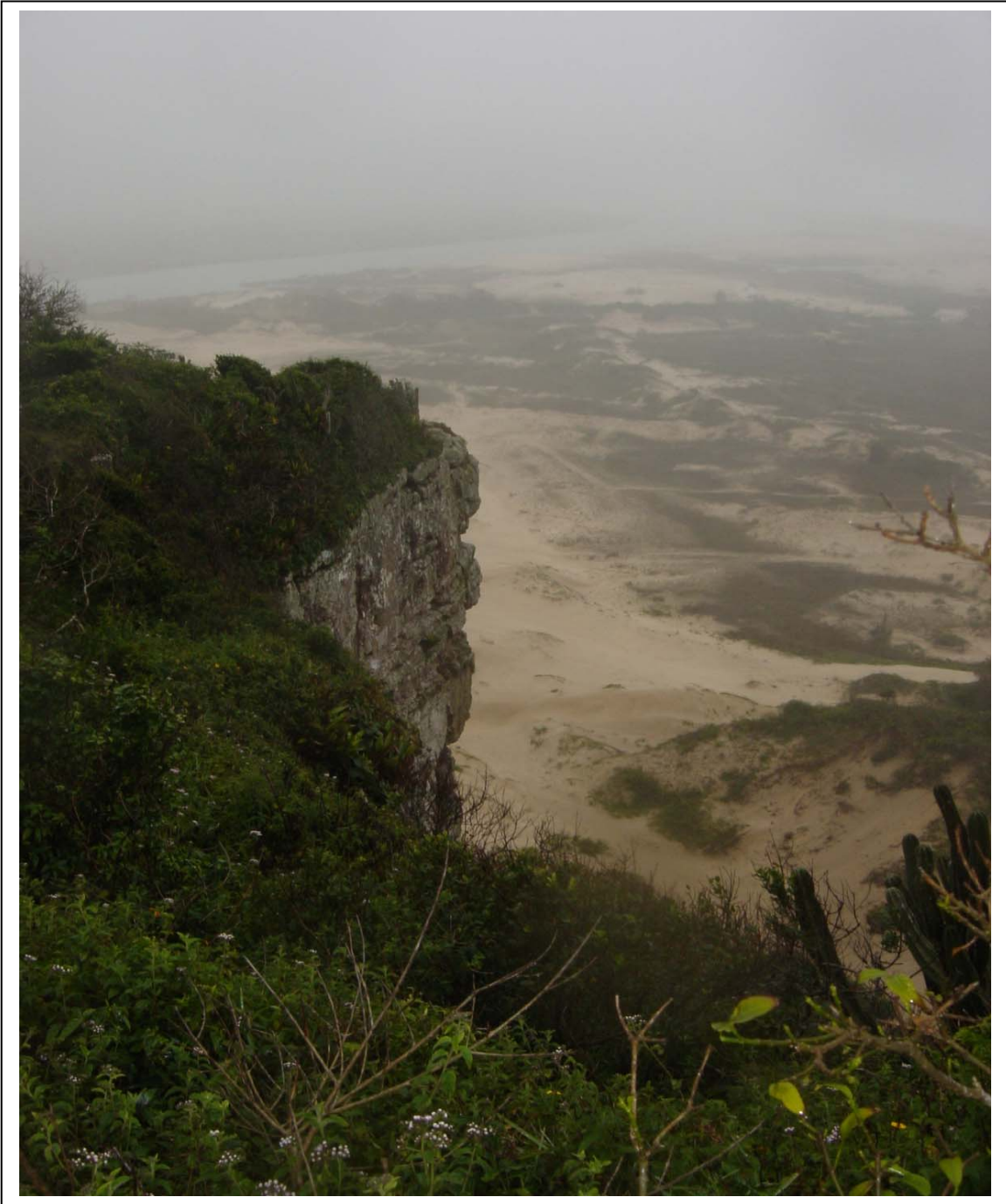


Foto 04: Relevo residual proeminente, alçado a mais de 70 metros de altitude, constituído por rochas sedimentares gondwânicas, dominando o ambiente da planície costeira holocênica. Estes depósitos arenosos praias encontram-se parcialmente remobilizados em formações eólicas esparsamente vegetadas. Local: Morro dos Conventos, próximo à foz do rio Araranguá (município de Arroio do Silva).

4. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

4.1. Planalto dos Campos Gerais

Esta unidade geomorfológica ocupa exíguas porções das cabeceiras de drenagem da bacia do rio Araranguá e é caracterizada por extensas superfícies aplainadas, levemente sulcadas pela instalação da atual rede de drenagem. Este planalto está embasado por um espraído derrame de rochas vulcânicas de idade juro-cretácica (Formação Serra Geral), constituída por rochas de composição básica, tais como basaltos e fenobasaltos, com desenvolvimento de geodos e rochas de composição intermediária a ácida, tais como andesitos, dacitos e riolitos (Horbach *et al.*, 1986).

Os padrões de relevo predominantes nesta unidade geomorfológica consistem de extensas superfícies de aplainamento e de colinas amplas e suaves. As superfícies aplainadas (**Dp**; **Dp11**) constituem a feição morfológica dominante e demarcam o topo do planalto dos Campos Gerais. Apresentam de topografia plana a levemente ondulada com desnivelamentos inferiores a 20 metros e uma densidade de drenagem muito baixa (foto 05).

Freqüentemente, esta superfície encontra-se ligeiramente sulcada por uma rede drenagem incipiente, produzindo uma morfologia de colinas muito amplas e suaves (**Dc12**; **Dc13**), com desnivelamentos sempre inferiores a 40 metros e densidade de drenagem baixa a moderada. Nessas áreas levemente entalhadas, observa-se sobre as superfícies aplainadas, a ocorrência de formas residuais de relevo, com aparência de pequenos platôs ou mesas (foto 02). Tais feições estão sustentadas, provavelmente, por derrames vulcânicos de composição ácida, mais resistentes aos processos de intemperismo químico. Essas mesetas que, em tese, poderiam indicar a posição altimétrica original da superfície de aplainamento, apresentam uma morfologia extremamente plana e rebordos erosivos francamente delimitados em forma de degraus litoestruturais (**De**), com vertentes declivosas e amplitudes de relevo em torno de 50 metros.

À medida que os canais vão aprofundando seus talvegues, os padrões de relevo delineados tornam-se progressivamente mais enérgicos. Todavia, o relevo colinoso ou de morros (**Dc23**; **Dc33**) decorrentes de uma mais pronunciada fase de dissecação fluvial no planalto é bem menos expressivo em área, quando se comparado com as superfícies

aplainadas. Destaca-se ainda, a ocorrência esporádica de elevações, tais como a serra de São Bento (**Dc34**) que consistem de platôs alçados ou de pequenas cristas posicionadas 100 a 150 metros acima do nível geral da superfície do planalto dos Campos Gerais.



Foto 05: Superfície apainada com relevo levemente ondulado, recoberto por campos limpos do Planalto dos Campos Gerais. Local: Topo da Escarpa da Serra Geral (Divisa SC-RS). Estrada Timbé do Sul (SC) - São José dos Ausentes (RS).

De qualquer forma, o padrão de entalhamento processado no Planalto dos Campos Gerais obedece, claramente, ao acamadamento dos derrames de rochas vulcânicas. Um notável exemplo desse padrão de evolução geomorfológica pode-se visto no vale do alto rio das Antas, adjacente ao limite da área de estudo. Neste vale, observa-se um padrão de dissecação escalonado em três patamares litológicos, onde cada soleira controla um nível de base local. Sugere-se que cada patamar/soleira gerado ao longo do processo de incisão fluvial, esteja condicionado a ocorrência de afloramentos tabulares de rochas mais

resistentes ao intemperismo e erosão. Desta forma, os vales principais que sulcam a superfície planáltica, desenvolvem um entalhamento em forma de “escadaria”, típica de áreas de derrames de rochas vulcânicas (foto 06).



Foto 06: Aspecto da dissecação fluvial em três níveis de patamares escalonados controlados por derrames de rochas vulcânicas no topo do planalto dos Campos Gerais. Local: Vale do rio das Antas. Estrada Timbé do Sul (SC)-São José dos Ausentes (RS).

Sobre esse substrato rochoso assentam-se, na área da bacia, Cambissolos Brunos Húmicos e, subordinadamente, Terra Bruna Estruturada Húmica e Solos Litólicos, todos de composição álica (Ker *et al.*, 1986). A pouca espessura desses solos, a despeito do relevo, em geral, pouco acidentado, pode estar relacionado ao clima frio encontrado nesses altos planaltos. Esta condição de baixas temperaturas retarda a velocidade de intemperismo químico das rochas e da matéria orgânica. Por esta razão estes solos são escuros (Brunos) e com forte conteúdo de matéria orgânica (Húmicos).

Apesar de esses solos apresentarem, geralmente, uma moderada fertilidade natural (principalmente em decorrência da decomposição química dos basaltos), sua baixa profundidade e a alta saturação em alumínio (solos predominantemente rasos e álicos), assim como as baixas temperaturas nos meses de invernos, são fatores limitantes tanto para as práticas agrícolas quanto para o estabelecimento de uma vegetação de porte florestal.

Portanto, este planalto é revestido, predominantemente, por campos limpos, com ocorrências de matas-de-araucárias em florestas-galeria ou em capões (Teixeira *et al.*, 1986). O desmatamento generalizado das araucárias realizado ao longo do século XX para a indústria madeireira reduziu drasticamente a cobertura florestal original. O clima frio e as características físicas e químicas dos solos também contribuíram para o estabelecimento de uma vegetação graminosa no planalto. Ainda assim, terrenos mais dissecados desse planalto, como os altos vales dos rios Pelotas e das Antas apresentam um predomínio das matas-de-araucárias. Sendo assim, possivelmente, a vegetação de florestas subtropicais de coníferas não ocupe, atualmente, as extensas porções aplainadas dos planaltos por uma condição de déficit hídrico, apesar de ser uma região úmida.

Entretanto, estudos conduzidos por Behling (1995, 2002) baseados em análises palinológicas conjugadas com datações por radiocarbono, demonstram que, durante o final do Pleistoceno, em um paleoclima mais frio e seco, o cenário paleogeográfico indicava uma ampla dominância dos campos limpos subtropicais. Behling *et al.* (2001), com base em análises palinológicas e datações por radiocarbono em São Francisco de Paula (planalto gaúcho), sugerem que, no Holoceno Superior, tenha ocorrido regionalmente, um clima mais úmido, o que propiciou uma expansão máxima das matas-de-araucárias sobre o planalto. A intervenção humana oriunda do ciclo madeireiro e as condições climáticas atuais, menos úmidas, teriam condicionado uma retração da floresta subtropical aos vales dissecados e úmidos dos canais principais em uma situação de refúgio.

A vegetação original está, em grande parte, preservada sendo utilizadas apenas pequenas áreas para agricultura ou reflorestamento (preferencialmente *pinus*).

4.2. Escarpa da Serra Geral

Esta unidade geomorfológica caracteriza-se por um relevo de transição de morfologia muito acidentada entre o Planalto Meridional, capeado por derrames basálticos, e a baixada costeira do litoral sul de Santa Catarina. Este majestoso escarpamento, com aproximadamente 1.000 metros de desnivelamento total, atravessa a bacia do rio Araranguá em direções aproximadas NE-SW e N-S e abrange praticamente todas as cabeceiras de drenagem desta bacia. A escarpa da Serra Geral apresenta uma parte representativa da seqüência estratigráfica da Bacia do Paraná, que contém arenitos marinhos a litorâneos de idade permiana da Formação Rio do Rasto, aflorantes na base da escarpa e litologias do Grupo São Bento, representadas pelos arenitos eólicos de idade Jurássica (Formação Botucatu), aflorantes no segmento médio do escarpamento e os derrames de rochas efusivas de idade juro-cretácica (Formação Serra Geral), aflorantes na porção média e superior da escarpa (Krebs, 2004). Esta seção geológica é magnificamente ilustrada pela Coluna White, situada imediatamente a norte da área de estudo, na serra do Rio do Rasto.

Os padrões de relevo predominantes nesta unidade geomorfológica consistem de imponentes escarpamentos festonados de declividades muito elevadas, em geral superiores a 45°, e freqüentes paredões subverticais de centenas de metros de desnivelamento (**De55; De34**). Esta muralha orográfica demonstra uma intensa dissecação promovida por uma rede de drenagem de alta densidade, o que confere um processo de vigoroso recuo do *front* da Serra Geral (foto 07) e uma progressiva acreção em área da baixada alúvio-coluvionar. Do mesmo modo, essa erosão regressiva da escarpa da Serra Geral processa-se de maneira diferencial, sendo mais eficiente nas cabeceiras dos principais coletores fluviais. Todavia, em nenhum trecho, tal vaga regressiva chegou a produzir um colo mais acentuado na linha de cumeada do planalto. Com relação à rede de canais, destaca-se ainda o forte controle estrutural exercido pela rede de fraturas e/ou falhas. O aspecto resultante retrata um cenário de vertentes íngremes fortemente denudadas (as vertentes apresentam-se ravinadas por uma infinidade de canais de primeira ordem) por uma densa rede de canais com padrão de drenagem treliça a retangular, com a ocorrência de um grande número de vales estruturais (foto 07).

No sopé das escarpas de bordas de planalto podem ser identificados diversos tipos de formas de relevo de menor expressão topográfica, provenientes da erosão regressiva dos escarpamentos. Tratam-se de morros (**Dc34**), colinas e morrotes dissecados (**Dc14; Dc15; Dc24**). Tais feições de relevo poderiam ser classificadas como pedimentos rochosos. Neste mesmo ambiente de baixas vertentes das escarpas de borda de planalto são, também, identificados possantes depósitos de tálus e colúvios (**Arct**), alguns deles ainda preservando a morfologia de cones detríticos. Em superfície, estas feições deposicionais dos leques proximais demonstram um cenário de caos de blocos, atapetando os fundos de vales do sopé das escarpas montanhosas (foto 08).



Foto 07: Aspecto do intenso entalhamento e recuo diferencial do *front* da escarpa da Serra Geral. Ao fundo, topos planos da superfície cimeira do Planalto dos Campos Gerais. Local: Porção superior da escarpa da Serra Geral (cabeceiras do vale do rio Serra Velha II, afluente do rio Timbé – município de Timbé do Sul).

A grande extensão e espessura de tais formações superficiais denunciam a magnitude dos processos erosivos que denudam e recuam a Serra Geral. Pode-se atestar ainda que tais processos foram ativos durante todo o Cenozóico Superior, conforme documentado pelos depósitos de leques aluviais que se esparramaram por toda a baixada alúvio-coluvionar.

Esses terrenos de alta declividade desenvolvem, predominantemente, solos Litólicos eutróficos ou distróficos, pedregosos e com horizonte A bem desenvolvido (chernozêmico) (Ker *et al.*, 1986). Estes solos rasos derivam da alta vulnerabilidade da unidade em questão frente aos processos erosivos e movimentos de massa, o que impede um maior desenvolvimento da cobertura pedológica. Nas altas vertentes, os solos Litólicos podem estar em associação com afloramentos de rochas básicas, enquanto que nas baixas encostas, associam-se com Cambissolos, resultantes do processo de pedogênese de depósitos de tálus ou esporões de gradientes menos acentuados.



Foto 08: Depósitos de tálus que se sobrepõem aos depósitos aluviais no alvéolo do rio Engenho Velho, afluente do rio da Pedra. Local: povoado do Engenho Velho (município de Jacinto Machado).

A despeito da pouca espessura dos solos existentes ao longo do escarpamento, este é recoberto por uma densa floresta tropical (“Mata Atlântica”) montana e sub-montana, estando próximo aos limites meridionais de sua ocorrência fitogeográfica (Teixeira *et al.*, 1986). Tal fato deve-se ao clima extremamente chuvoso neste trecho de borda de planalto, condicionado por chuvas orográficas, onde a muralha montanhosa, representada pela Serra Geral, retém boa parte da umidade trazida pelos sistemas frontais e propicia um aumento da pluviosidade na serra em detrimento do planalto, situado a sotavento.

A vegetação florestal está quase que inteiramente preservada devido a condições de pouca acessibilidade aliada a sua inaptidão agrícola. Todavia, extensas áreas das baixas vertentes foram desmatadas para cultivo indiscriminado de banana e, em menor para o reflorestamento de *pinus* e eucalipto, fato este documentado no mapeamento de uso do solo e cobertura vegetal empreendido por (Goulart & Jacques, 2005).

4.3. Espigões da Escarpa da Serra Geral

Esta unidade geomorfológica é representada por grandes espigões que se projetam da escarpa da serra Geral em direção à baixada alúvio-coluvionar, tendo sua gênese associada ao recuo diferencial desse imponente escarpamento. Funcionalmente, caracteriza-se como interflúvios serranos entre as principais sub-bacias da bacia de drenagem do rio Araranguá, apresentando expressivos desnivelamentos topográficos, via de regra, superiores a 300 metros e declividades muito fortes, em geral, superiores a 45° e com freqüentes paredões rochosos subverticais (foto 09). O dismantelamento erosivo dos espigões pode originar morros-testemunho que se destacam na paisagem aplainada dos leques aluviais coalescentes. O Morro da Boa Vista, junto a localidade de Turvo, é um caso típico de um grande morro-testemunho que atinge 267 metros de altitude. Os espigões da escarpa da Serra Geral apresentam uma seqüência estratigráfica da Bacia do Paraná similar a da base da escarpa homônima, abrangendo argilitos, siltitos e arenitos finos marinhos da Formação Estrada Nova e arenitos marinhos a litorâneos de da Formação Rio do Rasto, ambos do Grupo Passa Dois e de idade permiana, aflorantes na base dos espigões e por arenitos eólicos de idade Jurássica (Formação Botucatu). Frequentemente, derrames de rochas efusivas de idade juro-cretácica (Formação Serra Geral), sustentam os topos dos

espigões, posicionados em cotas mais baixas, em relação às observadas no escarpamento principal. (Horbach *et al.*, 1986; Krebs, 2004).

Os padrões de relevo predominantes nesta unidade geomorfológica consistem de expressivos alinhamentos serranos interligados ao *front* da escarpa da Serra Geral (**Da43; Da44; Da45; Da54; Da55**) constituídos por grandes desnivelamentos, superiores a 500 metros, e vertentes íngremes e dissecadas, com alta densidade de drenagem. À medida que se afasta do *front* da Serra Geral, estes patamares perdem, progressivamente, sua altitude e apresentam-se sob forma de cristas e serras prolongadas (**Da33; Da34; Da35**).



Foto 09: Porção terminal do espigão do Morro do Cedro, formando vertentes íngremes e abruptas que se debruçam sobre as planícies de leques aluviais utilizadas para rizicultura. Local: imediações da localidade de São Bento Alto, em direção ao rio Cedro Alto.

Todavia, ainda exibem desnivelamentos entre 100 a 200 metros, e vertentes íngremes. Nas porções terminais dos espigões observa-se, freqüentemente, seu desmantelamento em um conjunto de colinas, morrotes e morros baixos (**Dc13; Dc22;**

Dc14; Dc23; Dc24; Dc32; Dc33), num ambiente de transição com a baixada alúvio-coluvionar.

Assim como nas escarpas serranas, as baixas vertentes dos espigões e das serras descritas nesta unidade apresentam depósitos de tálus e colúvios de grandes dimensões (**Arct; Arc**), demonstrando que estes dígitos da escarpa da serra Geral sofrem, igualmente, intenso ataque erosivo e denudacional.

Esses terrenos declivosos desenvolvem, predominantemente, Terra Roxa Estruturada distrófica e álica de textura muito argilosa e, também, Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos de textura média/argilosa. Subordinadamente ocorrem Solos Litólicos eutróficos, pedregosos, nas porções mais elevadas e íngremes dos espigões (Ker *et al.*, 1986). Apesar de apresentar um relevo menos enérgico e solos mais desenvolvidos e profundos em relação aos da escarpa principal da serra Geral, estes terrenos também apresentam uma alta vulnerabilidade frente aos processos erosivos e movimentos de massa.

Assim como a escarpa da serra Geral, seus espigões também revestem-se de exuberante cobertura florestal (“Mata Atlântica”) sub-montana, sob clima muito úmido (Teixeira *et al.*, 1986). A vegetação florestal está quase que inteiramente preservada devido a condições de pouca acessibilidade aliada a sua inaptidão agrícola. Mas, assim como na escarpa montanhosa, algumas vertentes dos espigões e dos morros residuais foram convertidas em cultivo indiscriminado de banana e, em menor para o reflorestamento de *pinus* e eucalipto e plantações de fumo (Goulart & Jacques, 2005), estas situadas nas encostas menos declivosas.

4.4. Depressão da Zona Carbonífera Catarinense

Esta unidade geomorfológica abrange parte da sub-bacia do rio Mãe-Luzia na porção leste da bacia do rio Araranguá e caracteriza-se por um relevo de colinas e morros, com média a alta densidade de drenagem, situada junto à Baixada Litorânea do sul de Santa Catarina. A geração desta depressão está diretamente correlacionada com a erosão regressiva da escarpa da serra Geral e à exumação de rochas permianas da Bacia do Paraná, algumas delas constituindo-se em jazidas de carvão mineral. Podemos classificá-la, portanto como uma Depressão Periférica. Predominam nesta depressão periférica, as rochas

do Grupo Guatá, da base da seqüência permiana, destacando-se: os arenitos, siltitos e folhelhos carbonosos de ambiente fluvial a deltaico da Formação Rio Bonito; e siltitos argilosos e arenitos finos de ambiente marinho raso da Formação Palermo. Sotopostos a estas unidades, afloram as rochas do Grupo Passa Dois, destacando-se: os folhelhos pirobetuminosos e calcários da Formação Irati, de origem marinha; os argilitos, siltitos e arenitos finos marinhos da Formação Estrada Nova; e os arenitos marinhos a litorâneos de da Formação Rio do Rasto. As Formações Estrada Nova e Rio do Rasto, que representam o topo da seqüência deposicional permiana afloram, preferencialmente, em cotas mais elevadas na Depressão da Zona Carbonífera Catarinense. As minas de carvão mineral estão concentradas junto aos afloramentos de rochas da Formação Rio Bonito (Krebs, 2004).

Esta depressão situa-se na porção norte da bacia do Rio Araranguá, em posição adjacente à baixada alúvio-coluvionar e está inserida numa zona rebaixada entre as cotas 100 e 200 metros, entre a escarpa da serra Geral e as cristas e mesas sustentadas por *sills* de basalto, alçadas a mais de 400 metros de altitude. Frequentemente, ocupam os fundos de vales do Rio Mãe-Luzia e de seus afluentes principais, ora formando extensos alvéolos, ora abrangendo extensas áreas ao redor das mesas basálticas.

Os padrões de relevo predominantes nesta unidade geomorfológica consistem de colinas amplas e suaves (**Dc12; Dc13**); morrotes dissecados (**Dc14; Dc15; Dc24**); e morros baixos (**Dc23; Dc33**), apresentando, em geral, desnivelamentos inferiores a 60 metros, e vertentes de gradiente suave a moderado, com densidade de drenagem variável. Grande parte dos núcleos urbanos da Zona Carbonífera Catarinense está alojada nesta área, destacando-se as localidades de Sangão, Nova Veneza, Caravaggio, Rio Maina, Criciúma, Içara, Siderópolis, Rio Fiorita e Treviso.

A morfologia dominante traduz-se por colinas amplas, com desnivelamentos muito baixos, inferiores a 20 metros e rampas muito suaves, com menos de 5° de declividade. O relevo de colinas e morrotes dissecados citado acima é particularmente nítido no vale do rio Jordão, caracterizando uma morfologia de pequenas elevações, com desnivelamentos inferiores a 30 metros, em uma superfície intensamente entalhada por uma rede de canais de alta densidade de drenagem (foto 10). Tal fato decorre da existência de um *sill* de diabásio que retarda o aprofundamento dos canais principais e está evidenciado pela ocorrência de *knickpoints* de diabásio ao longo do perfil longitudinal do rio Jordão. Nos casos em que os

sills de diabásio são esculpidos pela dissecação fluvial moderna, originam uma morfologia de morros amplos e topos, em geral planos. Os desnivelamentos, entre 50 e 120 metros, são bem mais expressivos, assim como os gradientes das encostas (entre 10 e 25°). Este tipo de relevo é expressivo entre as localidades de Siderópolis, Nova Veneza e Alto Rio Jordão.



Foto 10: Relevo de colinas dissecadas do alto vale do rio Jordão. Porção da Depressão da Zona Carbonífera Sul-Catarinense. Ao fundo, espigões da escarpa da serra Geral. Local: imediações da localidade de Alto rio Jordão (município de Siderópolis).

De fato, a sucessão de *sills* de diabásio ao longo de toda a Bacia Carbonífera comanda, efetivamente, os processos de denudação do relevo em escala regional. Este controle litológico é tão importante que subdivide a Bacia Carbonífera em duas unidades: a Depressão Periférica e as Mesas e Cristas Basálticas. Dentre as formações superficiais, destacam-se o espraiamento de rampas de colúvio (**Arc**) desenvolvidos no sopé dos terrenos montanhosos; e as planícies fluviais dos rios Mãe-Luzia, Sangão, Jordão e Manim.

Este conjunto diversificado de rochas sedimentares, esculpido em um terreno movimentado de colinas e morros baixos de baixa amplitude de relevo desenvolve, predominantemente, solos profundos, de baixa fertilidade natural e horizonte B textural, onde se destacam os Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos e os Podzólicos Latossólicos Vermelho-Amarelos álicos de textura média a argilosa. Subordinadamente também ocorrem Podzólicos Bruno-Acinzentados álicos e Latossolos Vermelho-Amarelos álicos (Ker *et al.*, 1986).

A despeito da notável variedade de formas de relevo, litologias e solos, esta unidade esteve, invariavelmente, recoberta pela floresta ombrófila densa (“Mata Atlântica”). Atualmente, a vegetação original foi praticamente toda substituída por atividades agropastoris ou as relacionadas com a atividade de mineração de carvão. Ferreira & Bacci (1991); Ferreira (1993) e Krebs (2004) ressaltam os impactos ambientais desta atividade mineira, contaminando as águas e os solos da região. Em determinados trechos da Zona Carbonífera, a descaracterização morfológica da paisagem é tão extensa e acentuada que foi possível cartografar áreas de relevo antropizado pela atividade mineral, como observado nos alvéolos de Siderópolis - Rio Fiorita (foto 11) e de Treviso.

4.5. Cristas e Mesas da Zona Carbonífera Catarinense

Esta unidade geomorfológica ocupa uma expressiva porção do divisor entre as bacias dos rios Araranguá e Urussanga e abrange as cabeceiras de drenagem dos afluentes da margem esquerda do rio Mãe-Luzia. Caracteriza-se por um relevo de platôs com baixa densidade de drenagem, ou elevações isoladas de rochas básicas mantidos por erosão diferencial, que se elevam sobre a superfície colinosa da Depressão Periférica da Zona Carbonífera Catarinense. A geração destes baixos planaltos está diretamente correlacionada a processos de intrusão tabular de rochas vulcânicas por entre o pacote sedimentar Permo-Carbonífero primeiramente descrito por Almeida (1952). Concomitantemente à fase de derrames basálticos que originaram a Formação Serra Geral, injeções de magma penetraram, de forma sub-horizontal, planos de fraqueza no acamadamento dos pacotes sedimentares, também conhecido como *trapp*. Tal fenômeno gerou uma série de afloramentos de rochas básicas, sob forma de *sills*, em meio à seqüência sedimentar

Triássico-Paleozóica. No topo desses platôs são mapeadas, portanto, rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Almeida, 1952; Horbach, 1986; Krebs, 2004). As formações Estrada Nova e Rio do Rasto, que representam o topo da seqüência deposicional permiana afloram, preferencialmente, nas vertentes declivosas das mesas basálticas ou em terrenos mais dissecados da superfície dos platôs.



Foto 11: Área fortemente impactada pela atividade mineral, destacando-se uma extensa área terraplenada e esterilizada. Ao fundo, antigas pilhas de estéril remanescentes. Local: vale do rio Fiorita entre as localidades de Siderópolis e Rio Fiorita.

Estes platôs, coloquialmente denominados de *montanhão*, pela população local, caracterizam-se por típicas mesas de grandes dimensões, alçadas em cotas que variam de 400 a 600 metros (foto 12). Apresentam topos planos ou incipientemente sulcados por uma de drenagem de baixa densidade (foto 13). Por outro lado, são delimitados por escarpas abruptas que, por vezes, comportam-se de forma escalonada por uma ou duas seqüências de

degraus litoestruturais, mantidos por cornijas de diabásio ou basalto. Tais degraus, em geral, evidenciam a ocorrência de outros *sills* de rochas vulcânica em meia encosta, formando patamares litoestruturais (foto 12). Os desnivelamentos totais das mesas basálticas são expressivos, na faixa de 300 ou 400 metros e as vertentes muito íngremes, com gradientes entre 30 e 45°.



Foto 12: Vale encaixado do rio Ferreira, ajustado ao nível de base da Depressão Carbonífera. Ao fundo, avistam-se as vertentes escarpadas do rebordo de uma mesa basáltica com cerca de 300 metros de desnivelamento total. Em meia encosta observa-se, nitidamente, um patamar lito-estrutural. Local: imediações da localidade de Treviso.

Os padrões de relevo predominantes nesta unidade geomorfológica consistem, portanto, de superfícies estruturais conservadas (**Dp**), ou ligeiramente reafeiçoadas (**Dp11**; **Dp21**) e degraus e escarpa de borda de planalto (**De35**; **De45**), com vertentes muito íngremes e alta densidade de drenagem. Uma série de elevações em forma de morros ou

cristas isoladas e alinhamentos serranos (**Da43; Da45; Da54; Da34; Da35**), tais como o Morro Esteves, a serra de Maracajá, o Espigão da Toca e o Morro do Barro Vermelho apresentam desnivelamentos consideráveis entre 50 e 300 metros e vertentes íngremes e escarpadas com declividades superiores a 45° e, por vezes, constituídas por paredões rochosos subverticais. Sua gênese é similar às das mesas basálticas, sustentadas por intrusões de rochas vulcânicas e também foram agrupadas nesta unidade geomorfológica. Krebs (2004) classificou como uma estrutura vulcânica tipo *neck*, o material rochoso que originou a serra de Maracajá (foto 17).



Foto 13: Relevo plano a levemente ondulado do topo da mesa basáltica. Extensas áreas de pastagens e silvicultura. Local: vila Montanhão (município de Siderópolis).

Assim como na Depressão da Zona Carbonífera desenvolvem-se solos profundos, de baixa fertilidade natural e horizonte B textural, tais como os Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos e os Podzólicos Latossólicos Vermelho-Amarelos álicos de textura média

a argilosa. Todavia, ocorre um predomínio de solos de textura argilosa a muito argilosa, destacando-se a Terra Roxa Estruturada distrófica e os Cambissolos Húmicos álicos (Ker *et al.*, 1986), principalmente sobre os terrenos embasados pelos derrames básicos. A vegetação original foi praticamente toda substituída por atividades agropastoris, com destaque para a silvicultura de eucalipto (Goulart & Jacques, 2005).

4.6. Baixada Alúvio-Coluvionar

Essa unidade geomorfológica abrange extensas áreas da baixada litorânea do sul de Santa Catarina, desde o sopé da serra Geral até as formações lagunares e marinhas Neo-Pleistocênicas e Holocênicas, próximas à linha da costa. As formações superficiais típicas dessa baixada alúvio-coluvionar e, ao mesmo tempo, singulares nas baixadas litorâneas brasileiras são os leques aluviais (**Alq**). Tais formações consistem de depósitos rudáceos, mal selecionados, com presença de grandes blocos envoltos numa matriz de granulometria fina que se espriam pela porção interior da baixada litorânea. Em fácies proximal, junto ao sopé da escarpa da serra Geral, os leques aluviais encontram-se, freqüentemente, sobrepostos por depósitos de tálus de idade mais recente. À medida que esses depósitos se aproximam da linha da costa, a importância da fração rudácea na matriz do depósito tende a diminuir, nas porções distais dos leques (foto 14).

Esses terrenos são constituídos de sucessivos eventos episódicos de movimentos de massa generalizados e de grande magnitude ocorridos na escarpa da serra Geral durante o Neo-Cenozóico. Aparentemente, estes eventos de erosão generalizada podem ser explicados por fatores climáticos (eventos de intensa pluviosidade, a associados a uma condição de cobertura vegetal mais rarefeita, conforme proposto por Bigarella *et al.*, 1961), mas não pode ser descartada a contribuição de eventos neotectônicos para ajudar a explicar a gênese desses depósitos rudáceos, visto que estes refletem eventos erosivo-deposicionais possantes, de rara magnitude no litoral brasileiro. Tratam-se, portanto, de depósitos correlativos ao recuo e dissecação da escarpa da serra Geral ao longo do Terciário Superior e do Quaternário. Bigarella *et al.* (1961) caracterizam estas formações sedimentares como pedimentos detríticos.

Em campo, observa-se nitidamente um microrrelevo ondulado, com desníveis inferiores a 5 metros, resultantes dos processos de deposição em lobos sucessivos da frente dos leques (foto 15). A conversão desses terrenos em canchas de arroz promoveu o arrasamento do microrrelevo original (foto 16).

Tendo em vista que este conjunto de eventos erosivo-deposicionais é relativamente recente e ainda estejam ativos (conforme observado no desastre natural de 1995), os solos tendem a ser jovens e de composição mineralógica imatura, com predomínio de Cambissolos eutróficos e distróficos. Em situações de pedogênese mais avançada, foram desenvolvidos Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos (Ker *et al.*, 1986). A cobertura vegetal original era a Mata Atlântica. Atualmente, a vegetação foi completamente substituída por atividades agropastoris, com franco predomínio da rizicultura, por vezes associado com cultivos de



Foto 14: Corte de leque aluvial em porção distal na barranca do rio Itoupava. Observa-se, *in situ*, camadas de seixos subarredondados e imbricados, de dimensões entre 5 e 30 centímetros, clasto-suportados, com pouca presença de matriz fina. Local: calha do rio Itoupava, nas imediações da localidade de Ermo (município de Ermo).

fumo e azevém nas suaves elevações, ou tesos, melhor drenadas. Observam-se na paisagem, apenas restritos capões de mata isolados (Goulart & Jacques, 2005) (foto 16). Possivelmente, a boa aptidão agrícola dos solos, aliando terrenos planos a suavemente ondulados com solos de boa fertilidade natural tenha contribuído para a sua ocupação mais efetiva.

Importantes núcleos urbanos da bacia hidrográfica do rio Araranguá assentam-se sobre as formações de leques aluviais ou nas planícies fluviais contíguas, destacando-se as localidades de Ermo, Jacinto Machado, Turvo, Timbé do Sul, Meleiro, Morro Grande, Forquilha, São Bento Baixo e Rio Cedro Alto, dentre as mais importantes.



Foto 15: Morfologia original dos leques aluviais, em típico microrelevo ondulado. Local: imediações da localidade de Rio Cedro Alto, próximo ao *front* da escarpa da serra Geral (município de Nova Veneza).

As planícies fluviais (**Apf**), por sua vez, também estão inseridas na baixada litorânea e ocupam, na bacia do rio Araranguá, as amplas várzeas dos principais canais coletores, destacando-se os rios da Pedra, Pinheirinho, Amola Faca, Jundiá, Manuel Alves, Cedro, Mãe-Luzia, São Bento e Sangão. Estes terrenos consistem de sedimentos areno-argilosos a argilo-arenosos, de idade holocênica, resultantes de processos de dissecação fluvial dos leques aluviais pleistocênicos em períodos regressivos do nível relativo do mar; e posterior preenchimento das calhas aluviais por sedimentação fluvial em períodos de estabilização do nível do mar numa posição próxima a atual. Estas áreas de várzea situadas próximas a atual linha de costa (em especial, os baixos cursos dos rios Araranguá, dos Porcos, Itoupava e Mãe-Luzia), apresentam um processo de sedimentação transicional entre ambientes marinhos continentais, sendo classificadas de planícies fluviolagunares (**Apfl**).



Foto 16: Planície de leques aluviais aplainadas, retalhadas e convertidas em canchas de arroz. Ao fundo, capão de mata isolado. Local: Estrada Forquilha - Meleiro (município de Forquilha).

Próximo aos contrafortes da serra Geral, essas planícies tendem a ser arenosas devido a maior competência de transporte dos canais apresentando, progressivamente, uma granulometria mais fina, em direção à foz do rio Araranguá. Assim sendo, desenvolvem-se, à montante, Solos Aluviais, sendo gradativamente substituídos por Solos Gleis Pouco Húmicos e por Gleis Húmicos, à medida que a várzea apresenta-se mais extensa e alagável, em direção à jusante. Os solos Gleis, que predominam nos baixos cursos fluviais e flúvio-lagunares são, em geral, solos de textura argilosa, podendo apresentar horizonte A chernozêmico. Em terraços fluviais mais antigos, podem desenvolver-se Cambissolos eutróficos e distróficos de textura argilosa (Ker *et al.*, 1986). A cobertura vegetal original tende a apresentar o mesmo comportamento, gradando de uma floresta ombrófila de várzea, a montante, para campos higrófilos a hidrófilos de várzea, a jusante (Teixeira *et al.*, 1986). Atualmente, a vegetação original foi praticamente toda substituída pela rizicultura.

4.7. Planície Costeira

A planície costeira está enquadrada na baixada litorânea, assim como as planícies aluviais e alúvio-coluvionares. Caracteriza-se por duas gerações de cordões litorâneos, de idades pleistocênica e holocênica, respectivamente (Martin *et al.*, 1988).

O terraço marinho mais antigo (**Atm**), gerado após a Penúltima Transgressão, há aproximadamente 120.000 A.P., situa-se entre as planícies aluviais ou as porções distais dos leques aluviais e as planícies lagunares. Os terraços marinhos estão posicionados, geralmente, entre 3 a 4 metros acima do nível de base das planícies fluviomarinhas (**Apfl**). (foto 17). Localmente, a superfície dos terraços marinhos encontra-se ligeiramente rebaixada, formando planícies marinhas (**Apm**). Estas planícies marinhas foram identificadas em algumas extremidades dos terraços marinhos, nos arredores das localidades de Araranguá, Sapiranga e Guarajuva.

O terraço marinho mais recente, gerado após a Última Transgressão, há aproximadamente 5.100 A.P., situa-se entre as planícies lagunares e a linha de costa. Estes terrenos consistem de sedimentos arenosos de origem marinha, parcialmente remobilizados por ação eólica, originando formações de dunas fixas (**Adf**) ou ativas (**Adat**).

Giannini & Suguio (1994), estudando essas formações arenosas na região, verificaram que existe um processo de pedogênese mais avançado nas formações pleistocênicas, que consistem de terraços marinhos e dunas fixas de areias cimentadas e escurecidas com presença de limonita. Já os terraços marinhos holocênicos e as dunas ativas ou semi-estabilizadas apresentam areias claras e inconsolidadas, pouco pedogeneizadas.

Em campo, dunas ativas (**Adat**) encontram-se desnudas ou apenas parcialmente recobertas por uma vegetação pioneira de porte rasteiro. Por outro lado, uma mata de restinga de porte arbustivo, protege inteiramente as dunas fixas (**Adf**) dos processos de erosão eólica (foto 18).



Foto 17: Em primeiro plano, terraço marinho arenoso, bem drenado; mais adiante, extensa planície fluviolagunar argilo-arenosa do rio Araranguá, mal drenada. Ao fundo, serra de Maracajá. Local: imediações da localidade de Guarajuva (município de Maracajá).

As formações arenosas pleistocênicas apresentam, predominantemente, Areias Quartzosas distróficas e álicas, podendo também ocorrer Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos de textura arenosa, quando submetidos a um grau de pedogênese mais avançado (Ker *et al.*, 1986). Neste sentido, são observados em campo depósitos arenosos de cor alaranjada, oxidados e ferruginizados, com níveis conchíferos. A cobertura vegetal original era a Mata Atlântica, provavelmente apresentando aspecto fitoecológico de uma mata de restinga (Teixeira *et al.*, 1986). Atualmente, a vegetação foi praticamente toda substituída por atividades agropastoris, em especial, plantações de fumo, azevém e pastagens.



Foto 18: Planície lagunar revestida de campos hidrófilos (banhados). Ao fundo, campo de dunas ativas, junto a linha de costa. Local: imediações da localidade de Arroio do Silva (município de Arroio do Silva).

A única questão intrigante encontrada na área refere-se aos terraços marinhos pleistocênicos que afloram a nordeste do vale do rio Araranguá, entre a bacia do rio dos Porcos e o litoral, na altura do balneário de Rincão. Neste trecho os terraços marinhos, sotopostos por dunas fósseis, estão alçados a cotas que variam entre 70 e 100 metros,

formando um relevo de extensas colinas amplas e alinhadas paralelamente à linha de costa (Dc31) (foto 19).

A explicação mais plausível para compreender o posicionamento desses terraços marinhos em cotas muito elevadas é a atuação de uma neotectônica Neo-Pleistocênica (após 120.000 A.P.), em concordância com a análise de Trainini (1999), que atribui a processos neotectônicos a disposição de algumas barreiras marinhas subatuais no litoral norte do Rio Grande do Sul. Neste sentido, a neotectônica preconizada por Trainini teria se estendido para o litoral sul de Santa Catarina.



Foto 19: Depósitos arenosos ferruginizados de terraços marinhos pleistocênicos e dunas fósseis de coloração avermelhada alçados há aproximadamente cota de 80 metros. Ao fundo, os terraços marinhos holocênicos junto a linha de costa. Local: imediações do Balneário Rincão (município de Içara).

O trabalho desenvolvido por Krebs (2004) concernente à avaliação da Geologia Estrutural da área também fornece indícios que sustentam uma neotectônica recente na região. Este autor posiciona a bacia do rio Araranguá nas proximidades do limite norte da bacia de Pelotas, controladas por falhas nordeste, paralelas a linha de costa, provocando um

basculamento de blocos, com afundamento para sul-sudeste. Por outro lado, o mesmo autor demonstra que a camada de carvão Barro Branco (Formação Rio Bonito), subaflorante no alto curso do rio dos Porcos, ocorre em grande profundidade em outros setores da bacia, demonstrando em se tratar de um alto estrutural. Com base em dados de sondagem, Krebs (2004) calcula um rejeito vertical da ordem de 100 metros, com bloco alto para sul-sudeste, junto aos supostos terraços marinhos pleistocênicos soerguidos.

Os núcleos urbanos de Araranguá, Guarajuva e Maracajá estão assentados sobre os terraços marinhos pleistocênicos. As localidades de Arroio do Silva, Rincão e a zona de expansão urbana de Morro dos Conventos, por sua vez, ocupam os terraços marinhos holocênicos. Estas áreas, situadas na periferia imediata da bacia hidrográfica do rio Araranguá, sofrem um processo de expansão imobiliária acelerada em decorrência do turismo de veraneio. Devido a fragilidade natural dos terrenos frente a contaminação do lençol freático e à remobilização eólica, tal pressão urbana pode acarretar em sérios impactos ambientais que podem afetar, inclusive, a bacia em estudo.

As Planícies Lagunares (**Apl**), constituintes da planície costeira, situam-se entre as duas gerações de terraços marinhos e ocupa o entorno das lagunas costeiras nas proximidades da desembocadura do rio Araranguá. Estes terrenos consistem de sedimentos argilo-arenosos a argilosos, ricos em matéria orgânica, de idade holocênica, resultantes de processos de progressiva colmatagem de extensas paleolagunas, estas formadas logo após a construção de ilhas-barreira durante o último máximo transgressivo, há aproximadamente 5.100 anos A.P. (Martin *et al.*, 1988; Ângulo *et al.*, 1996). Com o período de rebaixamento do nível relativo do mar subsequente à última transgressão marinha, ocorreu uma progradação da linha de costa e uma significativa redução do espelho d'água das paleolagunas, originando os atuais banhados (foto 18). Os modernos corpos lagunares situados no baixo curso da bacia do rio Araranguá, ou em suas vizinhanças, consistem em remanescentes de uma antiga grande laguna que ocupou esta área no Holoceno Médio. O produto de sua progressiva colmatagem originou as atuais planícies lagunares, de conformação extensa e alongada, paralelas à atual linha de costa.

Essas planícies alagadas tendem a desenvolver Solos Orgânicos distróficos em ambiente palustre (Ker *et al.*, 1986), em condições de lenta decomposição de matéria orgânica. Subordinadamente, também ocorrem Gleis Pouco Húmicos distróficos de textura

argilosa. A cobertura vegetal original apresenta campos hidrófilos de várzea, ou mesmo, campos halófilos de várzea, em condições de alta salinidade (Teixeira *et al.*, 1986). Atualmente, a vegetação encontra-se, em grande parte preservada, devido a inaptidão agrícola desses solos. Todavia, em parte, estes terrenos também foram convertidos para pastagens ou em rizicultura, como observado na sub-bacia do rio dos Porcos.

5. CARACTERIZAÇÃO HIDROGRÁFICA DA BACIA DO RIO ARARANGUÁ: uma releitura da geomorfologia da bacia aplicada a estudos hidrológicos e ambientais

5.1. Aspectos Gerais:

A bacia do rio Araranguá abrange uma expressiva porção da fachada atlântica do sul do estado de Santa Catarina e compreende três principais macro-unidades geomorfológicas: o Compartimento Serrano, representado pela escarpa da Serra Geral; a Baixada Pré-Litorânea, representada por amplas superfícies aplainadas resultantes do retrabalhamento de antigos depósitos de leques aluviais e fundos de vales preenchidos por uma sedimentação aluvial moderna; e a Baixada Litorânea, representada por depósitos fluviolagunares e cordões arenosos marinhos. Esta macrocompartimentação geomorfológica irá influenciar diretamente o comportamento da rede de drenagem, a capacidade de transporte dos canais e o balanço sedimentar atual da bacia.

Em termos de hierarquia de drenagem, o rio Araranguá consiste no principal coletor da bacia homônima (canal de 8^a ordem segundo Strahler) e deságua no Oceano, contudo este rio adquire esse nome apenas um pouco à montante da cidade de Araranguá, após a confluência de seus dois formadores: os rios Itoupava e Mãe-Luzia. O rio dos Porcos é o único afluente importante que deságua no rio Araranguá a jusante desta confluência. O rio Itoupava, por sua vez, adquire esse nome logo a montante da localidade Ermo, após a confluência dos rios da Pedra e Amola-Faca. Outros importantes tributários dessa sub-bacia são os rios Pinheirinho e Engenho Velho. Já o rio Mãe-Luzia tem como tributários principais os rios Manuel Alves, Cedro, São Bento, Sangão e Fiorita.

5.2. Hierarquia e Análise de Rede Hidrográfica:

5.2.1. Rio Araranguá

Trata-se do principal rio da bacia e é formado pela confluência dos rios Mãe-Luzia e Itoupava, logo à montante da cidade de Araranguá, abrangendo apenas o trecho final da bacia, já próximo a sua foz com o Oceano. O rio Araranguá apresenta um padrão de canal meândrico com trechos retilíneos consiste num típico rio de planície com gradiente do canal extremamente baixo.

Este trecho da bacia abarca uma extensa planície fluviolagunar mal drenada, ladeada por cordões arenosos e campos de dunas de idades holocênica e pleistocênica e planícies lagunares entre as duas gerações de cordões litorâneos. Nestes cordões marinhos é possível observar, localmente, um padrão de drenagem paralelo em que os pequenos canais alojam-se nas depressões intercordões.

A densidade de drenagem deste trecho da bacia é muito baixa, sendo que os terrenos planos da baixada são cortados por poucos canais. Nota-se a ocorrência de fenômenos de avulsão do canal meândrico por meio de vários meandros abandonados no baixo curso do rio, assim como um processo recente de acreção/rompimento da barra do rio Araranguá, junto a sua desembocadura, o que evidencia uma expressiva atividade morfodinâmica do baixo curso da bacia em tempos recentes.

5.2.2. Rio dos Porcos

Afluente da margem esquerda do rio Araranguá, o rio dos Porcos (canal de 5^a ordem, segundo Strahler) exhibe um padrão meândrico de alta sinuosidade, em parte retificado no seu baixo curso, onde ocupa uma vasta planície fluviolagunar mal drenada. No médio-alto curso, este rio percorre por um relevo colinoso de baixa amplitude topográfica situado ao sul da cidade de Criciúma, apresentando restrita sedimentação aluvial. Destaca-se ainda, em suas linhas divisórias, um conjunto de elevações isoladas representadas pelos *necks* de diabásio da serra do Espigão da Toca e dos morros Albino e Esteves.

O gradiente do canal é muito baixo, da ordem de 2,3m/km e a bacia apresenta uma média densidade de drenagem, com padrão dendrítico. Um fato relevante está relacionado com o percurso do rio dos Porcos ao longo de sua bacia: este canal demonstra uma notável inflexão do seu sentido, visto que no alto curso, o canal corre para leste e, a seguir, descreve uma longa curva e, no baixo curso, corre sob direção sudoeste. Esta anomalia de drenagem sugere um controle estrutural por reativações neotectônicas para explicar a atual configuração morfológica da bacia, com reflexos na orientação da rede de canais.

5.2.3. Rio Itoupava

Um dos formadores do rio Araranguá, o rio Itoupava representa um mero prosseguimento a montante desse rio. O rio Itoupava configura-se num dos mais importantes da bacia do rio Araranguá (canal de 7^a ordem, segundo Strahler), sendo que sua bacia de drenagem consiste de uma extensa planície de leques aluviais e abrange, nessas áreas baixas, uma expressiva zona de rizicultura. A planura das planícies convertidas em canchas para rizicultura é interrompida apenas pelas colinas e morros isolados dos relevos residuais que emergem da baixada e pelas porções mais baixas dos espigões da serra Geral.

Situada ainda numa posição de baixo curso da bacia onde ainda observa-se, em parte, o fenômeno de refluxo de maré (foto 20), o rio Itoupava apresenta um padrão de drenagem muito similar ao do rio Araranguá, apresentando também um típico padrão meândrico sendo que, localmente, apresenta seções de canal retilíneas, notadamente junto à localidade de Ermo, o que pode implicar num controle estrutural do atual traçado de parte da rede de drenagem.

Este rio é formado pela confluência dos rios da Pedra e Amola-Faca. O rio Itoupava é um típico rio de planície, sendo que seu vale é preenchido por extensas planícies fluviais e ladeado por amplos terrenos aplainados resultantes do retrabalhamento de antigos depósitos de leques aluviais de idade plio-pleistocênica. No seu baixo curso, próximo à confluência com o rio Mãe-Luzia observa-se ainda uma sedimentação fluviolagunar, demonstrando influência marinha pretérita até a referida confluência. A densidade de drenagem deste trecho da bacia é muito baixa, sendo que seus principais tributários são os rios Turvo e Jundiá (canais de 5^a ordem, segundo Strahler), ambos da margem esquerda. Estes dois rios nascem

da base dos contrafortes (sob forma de espigões) da escarpa da Serra Geral e percorrem os amplos terrenos planos dos leques aluviais até desembocar no rio Itoupava. Apresentam padrão de canal meândrico de alta sinuosidade e restrita sedimentação aluvial. Curiosamente, esses canais mais importantes da bacia do rio Itoupava seguem uma direção preferencial NW-SE, mesmo estão sobre depósitos de leques aluviais aplainados.

A pujante localidade de Turvo, novo pólo de rizicultura do Sul de Santa Catarina, desenvolve-se junto ao vale do rio homônimo. Já as localidades de Morro Chato, Boa Vista Grande, Alto Rio Jundiá e Sapiranga assentam-se junto ao vale do rio Jundiá.



Foto 20: Movimento de refluxo de maré na calha do rio Itoupava em zona de rizicultura demonstrando uma mata ciliar remanescente e degradada. Canal de padrão meândrico com trechos retilíneos apresentando expressivo volume d'água no baixo curso do rio Araranguá. Local: estrada Araranguá - Ermo, próximo à confluência com o rio Turvo (município de Araranguá).

5.2.4. Rio da Pedra

Um dos formadores do rio Itoupava, o rio da Pedra (canal de 6^a ordem, segundo Strahler) tem sua bacia inserida em duas situações morfológicas distintas: o alto curso do rio da Pedra drena a escarpa da Serra Geral, com um padrão de drenagem treliça e alta densidade de drenagem, evidenciando um nítido controle estrutural da rede de canais. No sopé das vertentes íngremes da Serra Geral, é freqüente observar grandes áreas de deposição de cones ou rampas de colúvio e tálus (foto 21).

O gradiente dos canais é muito elevado neste trecho; o médio-baixo curso, por sua vez, assenta-se sobre expressivos depósitos de leques aluviais retrabalhados por ação fluvial, onde instala-se um padrão de canal entrelaçado (tipo *braided*) no sopé da escarpa.



Foto 21: Alto vale encaixado do rio da Pedra espremido pelas vertentes íngremes da escarpa da Serra Geral. O fundo de vale encontra-se entulhado por depósitos de tálus e leques aluviais, gerados por grandes fluxos de enxurrada. Local: imediações da localidade de Costão da Pedra.

Este rio entrelaçado vem gradando à jusante para um padrão de canal anastomosado, conforme se pode observar próximo à localidade de Jacinto Machado, onde os rios da Pedra, Honório e Braço rio da Pedra correm paralelamente no mesmo fundo de vale por vários quilômetros.

O comportamento da rede de canais e do padrão de drenagem da bacia descrita acima será uma tônica para todos os rios que drenam a escarpa da Serra Geral na bacia do rio Araranguá.

Os principais afluentes do rio da Pedra são: o rio Pinheirinho (canal de 5ª ordem, segundo Strahler), à margem esquerda, e o rio Engenho Velho (canal de 4ª ordem, segundo Strahler), à margem direita. O rio Pinheirinho, praticamente tão extenso quanto o próprio rio da Pedra, apresenta uma condição morfológica e hidrográfica muito similar ao rio da Pedra. Já o rio Engenho Velho drena um importante espigão da escarpa da Serra Geral que delimita as bacias dos rios Araranguá e Mampituba. O padrão de drenagem é subdendrítico a treliça e a densidade de drenagem é média a alta até desembocar no fundo de vale anastomosado do rio da Pedra.

5.2.5. Rio Amola-Faca

O rio Amola-Faca (canal de 6ª ordem, segundo Strahler) é o segundo formador do rio Itoupava. Em conjunto com o rio da Pedra, o rio Pinheirinho e seu principal afluente, o rio Timbé (canal de 5ª ordem, segundo Strahler), estes canais coletores drenam uma extensa porção da escarpa da Serra Geral, representando aproximadamente metade da extensão do *front* escarpado na bacia do rio Araranguá.

O alto curso desses rios é caracterizado por canais retilíneos, de gradientes elevadíssimos, sob padrão de drenagem treliça a retangular e alta densidade de drenagem. Os principais tributários do rio Timbé, tais como os rios da Rocinha, Serra Velha, Seco e os arroios Fortuna e Figueira seguem o mesmo padrão, característicos de bacias de cabeceira de drenagem na região.

O médio-alto curso do rio Amola-Faca apresenta um vale amplo e profundo, delimitado por extensos espigões que se projetam do *front* da escarpa principal. Nesse fundo de vale entulhado, nas bordas, por rampas de tálus/colúvio e, na porção central, por

depósitos de leques proximais retrabalhados e reafeiçoados pela drenagem moderna, instala-se uma rede hidrográfica com migração lateral dos canais num padrão entrelaçado, gradando progressivamente para um padrão anastomosado (foto 22). Isto reflete um elevado aporte de sedimentos na calha fluvial, proveniente do recuo a remontante do escarpamento.



Foto 22: Calha do alto curso do rio Amola-Faca, apresentando baixa vazão (final do período de estiagem) e assoreado por depósitos rudáceos dos leques aluviais (seixos, calhaus e pequenos matacões arredondados). Neste trecho, o canal apresenta padrão anastomosado a entrelaçado. Local: estrada Vila Progresso - Timbé do Sul (município de Timbé do Sul).

À jusante da confluência com o rio Timbé, o rio Amola-Faca apresenta um padrão de canal tipicamente meândrico com baixa densidade de drenagem que atravessa os amplos terrenos planos dos leques aluviais. Todavia, este rio desemboca no rio Itoupava sob forma de uma peculiar rede distributária de canais. Na realidade, o rio Amola-Faca divide-se em

três canais distintos, formando uma espécie de um leque distal moderno derivado, possivelmente, da redução da competência do canal em ambiente de planície, acarretando num entulhamento do fundo do vale e na desorganização da rede de canais, refletindo num retorno ao padrão anastomosado.

A variação da capacidade de transporte do rio Amola-Faca ao longo de seu perfil longitudinal pode ser bem ilustrada através da análise do gradiente do canal ao longo de diferentes trechos: o alto curso que drena a escarpa exibe gradiente de canal elevadíssimo, da ordem de 141,5m/km; o médio curso que ocupa o fundo de vale de drenagem entrelaçada a anastomosada até a confluência com o rio Timbé apresenta um gradiente de canal ainda expressivo, da ordem de 14,1m/km; já o baixo curso meândrico da bacia do Amola-Faca apresenta um gradiente de canal muito baixo da ordem de 2,5m/km. A título de comparação, o gradiente total do rio Amola-Faca registra um valor elevado de 29,2m/km, devido ao grande desnivelamento representado pela escarpa da Serra Geral.

5.2.6. Rio Mãe-Luzia

Um dos formadores do rio Araranguá, o rio Mãe-Luzia configura-se num dos mais importantes da bacia do rio Araranguá (canal de 7^a ordem, segundo Strahler), sendo que sua bacia de drenagem abrange grande parte da Bacia Carbonífera de Criciúma. O rio Mãe-Luzia tem como afluentes principais os rios Manuel Alves, Sangão, do Cedro, Guarapari/São Bento, Jordão, Manim, do Pio e Fiorita. Apresenta um típico padrão de canal meândrico, sujeito às variações locais ao longo do perfil longitudinal do canal:

No seu baixo curso entre a desembocadura e a localidade de Nova Veneza, o rio Mãe-Luzia exibe padrão meândrico intercalado com seções de canal retilíneas e notáveis cotovelos de drenagem, como observado junto à localidade de Maracajá, sugerindo um ajuste do traçado do canal a planos de fraturas e/ou falhas. Neste trecho, a bacia de drenagem apresenta um padrão dendrítico com baixa densidade de drenagem, percorrendo os amplos terrenos aplainados dos leques aluviais, e um gradiente do canal extremamente baixo, da ordem de 0,4m/km. O baixo curso do rio Mãe-Luzia caracteriza-se pelo desenvolvimento de uma extensa planície aluvial, sendo que, próximo à confluência com o rio Itoupava observa-se ainda uma sedimentação fluviolagunar.

À montante da localidade de Nova Veneza, o rio Mãe-Luzia apresenta em um curto trecho (aproximadamente 7 km) meândrico estrangulado, encaixado nas ombreiras de colinas e morros, resultantes do desmonte de um *sill* de diabásio, sem apresentar sedimentação fluvial. A direção do rio, que segue um eixo predominante N-S, passa a correr, neste segmento do perfil longitudinal, sob orientação NE-SW. Neste trecho, a bacia de drenagem apresenta ainda um padrão dendrítico com média densidade de drenagem, onde o rio Mãe-Luzia serpenteia por entre um ambiente de colinas e morros com desnivelamentos que variam entre 50 e 120 metros. Todavia, o gradiente do canal, neste segmento, também é muito baixo, da ordem de 1,4m/km, não apresentando níveis de base locais expressivos.

O médio curso do rio Mãe-Luzia, entre a confluência do rio Fiorita e a localidade Treviso, bastante poluído e assoreado, demonstra o marcante impacto da atividade de mineração de carvão neste trecho da bacia de drenagem. Imensas pilhas de rejeito de minério, amontoadas nas cercanias das cidades de Siderópolis, Rio Fiorita e Treviso intervêm, de forma irreversível, na morfologia dos fundos de vales dos rios Fiorita, do Pio e médio rio Mãe-Luzia. Lagos de decantação associados barram tributários menores e alteram a trajetória dos canais principais. A intervenção humana advinda do impacto da atividade mineira nos lega um cenário de grande degradação ambiental de complexa recomposição, tanto paisagística quanto da qualidade das águas superficiais e subterrâneas.

A despeito das derivações antropogênicas acima relatadas, a bacia do médio rio Mãe-Luzia apresenta um padrão dendrítico com média a alta densidade de drenagem, num ambiente de pequenas colinas arrasadas e expressiva sedimentação aluvial, possivelmente com importante contribuição antrópica. O baixo gradiente do canal, da ordem de 2,3m/km e o estrangulamento à jusante deste segmento do perfil longitudinal do rio Mãe-Luzia pode contribuir com uma maior estocagem de sedimentos, localmente.

À montante de Treviso, no seu alto curso (foto 23), o rio Mãe Luzia perde seu padrão de canal meândrico e passa a exibir um padrão mais retilíneo, devido ao aumento do gradiente do canal (da ordem de 39,4m/km). Mesmo assim, nota-se uma importante sedimentação aluvial junto à calha do coletor principal, entre Treviso e o sopé da escarpa. Neste trecho, a bacia de drenagem apresenta um padrão dendrítico a subdendrítico com alta densidade de drenagem, drenando uma pequena porção da escarpa da Serra Geral. Considerando apenas as cabeceiras

do rio Mãe-Luzia, que drena a escarpa, o gradiente do canal muito elevado, semelhante ao calculado para o alto curso do rio Amola-Faca, da ordem de 107m/km.



Foto 23: Calha do alto curso do rio Mãe Luzia bordejada por uma mata ciliar degradada, em período de vazante, apresentando águas límpidas e despoluídas numa zona a montante dos distritos mineiros de Treviso, Siderópolis - Rio Fiorita e Criciúma.. Local: rio Mãe-Luzia, logo à montante da mineração Esperança (cercanias da localidade de Treviso).

5.2.7. Rio Manuel Alves

O rio Manuel Alves consiste no mais importante afluente da margem direita do rio Mãe-Luzia (canal de 6^a ordem, segundo Strahler) e, assim como as bacias dos rios da Pedra e Amola-Faca, tem sua bacia inserida em duas situações morfológicas distintas: o alto curso do rio Manuel Aves e seus afluentes principais (rios Morto e do Meio, Pingador, Três Barras e Seco) drenam uma extensa porção da escarpa da Serra Geral, com um padrão de drenagem treliça a retangular e alta densidade de drenagem, sob forte controle estrutural da rede de canais,

sendo que o gradiente dos canais é muito elevado neste trecho; o médio-baixo curso, por sua vez, assenta-se sobre expressivos depósitos de leques aluviais retrabalhados por ação fluvial, onde se instala um padrão de canal entrelaçado (tipo *braided*) no sopé da escarpa. Este rio entrelaçado vem gradando à jusante para um padrão de canal anastomosado, conforme se pode observar próximo à localidade de Morro Grande. À jusante de Morro Grande, o rio Manoel Alves torna-se um típico rio de planície (foto 23), assim como os rios Itoupava e Baixo Mãe-Luzia e adquire um padrão de canal meândrico de média para alta sinuosidade. Este baixo curso do rio Manuel Alves drena extensos terrenos aplainados com densidade de drenagem muito baixa e apresenta uma larga planície aluvial. Um fato relevante a ser analisado é a orientação paralela de direção NW-SE dos baixos cursos dos rios Amola-Faca e Manoel Alves e os rios Turvo e Jundiá, quando atravessam os terrenos aplainados dos leques aluviais, convertidos para rizicultura em sua quase totalidade (foto 24).



Foto 23: calha do rio Manoel Alves apresentando águas poluídas tanto em decorrência das atividades agrícolas quanto pelo despejo de efluentes domésticos. Consiste num dos rios de maior vazão na bacia. Local: cercanias da localidade de Meleiro (município de Meleiro).



Foto 24: Planícies de leques aluviais amplamente convertidas para rizicultura em canchas irrigadas com intensiva utilização das águas dos cursos fluviais. Ao fundo, relevo residual isolado em meio à extensa baixada. Local: estrada Forquilha-Meleiro, próximo à localidade de Morro Comprido, bacia do rio do Cedro (município de Forquilha).

O principal afluente do rio Manuel Alves é o rio Morto, na margem esquerda (canal de 4^a ordem, segundo Strahler). Este rio drena uma faixa da escarpa da Serra Geral, apresentando elevado gradiente de canal e ocupa um vale amplo e profundo, delimitado por espigões longos e dissecados que se projetam do *front* da escarpa principal. Esse fundo de vale é entulhado, nas bordas, por rampas de tálus/colúvio e, na porção central, por depósitos de leques aluviais retrabalhados por ação fluvial, onde se instala um padrão de canal entrelaçado (tipo *braided*) e logo demonstra um notável padrão de canal anastomosado, onde os rios Morto e do Meio correm paralelamente no mesmo fundo de vale por dezenas de quilômetros. Em certos trechos desse vale pode ser observado mesmo 3 canais bem definidos correndo paralelamente. Este padrão anastomosado só se justifica mediante a uma intenso

aporte de sedimentos convergindo para o eixo do vale principal. De fato, a intensidade do recuo erosivo dessas encostas íngremes é tão intenso que destruiu um trecho do divisor entre os rios Morto e do Cedro onde, inclusive, é difícil delimitar o divisor topográfico entre essas bacias. O padrão de drenagem da bacia do rio Morto/do Meio é predominantemente treliça e a densidade de drenagem é alta até desembocar no rio Manuel Alves.

5.2.8. Rio do Cedro

Outro afluente da margem direita do rio Mãe-Luzia, o rio do Cedro (canal de 6^a ordem, segundo Strahler) e seu importante tributário, o Braço rio do Cedro (canal de 5^a ordem, segundo Strahler), compõem uma bacia hidrográfica adjacente ao do rio Morto/do Meio, com situação morfológica similar às anteriores: no baixo curso, os canais principais divagam na extensa planície dos leques aluviais retrabalhados com padrão de canal meândrico e densidade de drenagem baixa a média. O percurso do baixo rio Cedro, contudo, demonstra certa peculiaridade, pois não se instala na porção central da planície dos leques aluviais, mas mantém-se encostada aos espigões alinhados, como observado próximo à localidade de Rio Cedro Médio. Já próximo à desembocadura com o rio Mãe-Luzia, o rio do Cedro assume orientação NW-SE, já observada em outros canais da planície.

No médio-alto curso, a rede de canais drena a escarpa da Serra Geral e seus espigões, estes já dissecados e rebaixados, apresentam um padrão de drenagem treliça e alta densidade de drenagem, sob forte controle estrutural e elevado gradiente dos canais formadores. O padrão de drenagem dos canais, no alto curso é, mais uma vez, entrelaçado, gradando à jusante para um padrão de canal anastomosado. O grau de anastomosamento dos canais é tão evidente que um tributário do rio do Cedro (rio Sanga) ocupa, parcialmente, o fundo de vale do rio São Bento, como observado junto à localidade de São Bento Alto.

5.2.9. Rio São Bento

Outro afluente da margem direita do rio Mãe-Luzia, o rio São Bento (canal de 6^a ordem, segundo Strahler) compõe uma bacia hidrográfica adjacente ao do rio do Cedro, mas que drena uma porção mais expressiva da escarpa da Serra Geral, juntamente com seus dois formadores (os rios da Serra e da Mina, ambos os canais de 4^a ordem) e seus tributários principais (os rios Serrinha e Seco).

No médio-alto curso dessa bacia, caracteriza-se por um vale amplo, ladeado por espigões longos e dissecados, em parte destruídos pela ação erosiva. Esse fundo de vale é entulhado, nas bordas, por rampas de tálus/colúvio e, na porção central, por depósitos de leques aluviais retrabalhados por ação fluvial, onde se instala um padrão de canal entrelaçado (tipo *braided*). Recentemente, foi construída uma grande barragem nessa seção do vale para garantir o abastecimento de água de Criciúma e sua hinterlândia. O padrão de drenagem dos canais é entrelaçado e apresenta um padrão de drenagem treliça a retangular e alta densidade de drenagem, sob forte controle estrutural e elevado gradiente dos canais formadores. O baixo curso da bacia, já em ambiente de planície, adquire um padrão anastomosado até desaguar no rio Mãe-Luzia e o canal principal, até então denominado de São Bento, divide-se em dois braços principais denominados, respectivamente, de São Bento e Guarapari, conforme visto entre as localidades de São Bento Alto e São Bento Baixo. Na foz com o rio Mãe-Luzia, este rio é denominado de Guarapari.

5.2.10. Rios Jordão, Manim e do Pio

Os rios Jordão, Manim e do Pio consistem em afluentes um pouco menores da margem direita do rio Mãe-Luzia (canais de 4^a ordem, segundo Strahler) e confluem no médio curso do rio principal em área de intensa exploração da Bacia Carbonífera de Criciúma, entre Siderópolis e Treviso. Deste modo, os baixos cursos destes três rios também sofreram intervenção antrópica decorrente da atividade mineira.

Exceto o rio Jordão, que nasce num espigão elevado, os rios Manim e do Pio drenam a escarpa da Serra Geral. Os três canais demonstram padrão de drenagem subdendrítico a treliça e alta densidade de drenagem, com elevado gradiente de canal, mas

devido ao fato de que suas bacias apresentam dimensões mais reduzidas, não conseguiram desenvolverem amplos vales com padrão de drenagem entrelaçada ou anastomosada. Já no baixo curso das sub-bacias, estes rios percorrem um relevo de colinas baixas até desaguar no amplo fundo de vale do rio Mãe-Luzia, apresentando padrão de drenagem dendrítico e média a alta densidade de drenagem. O rio Jordão notabiliza-se por apresentar rampas de colúvio espaiadas ao longo de seu perfil longitudinal no seu médio-baixo curso.

5.2.11. Rio Sangão

Afluente da margem esquerda do rio Mãe-Luzia, o rio Sangão (canal de 5ª ordem, segundo Strahler) exibe um padrão meândrico de alta sinuosidade, divagando sobre uma vasta planície aplainada dos leques aluviais retrabalhados. Este rio corre paralelamente ao baixo curso do rio Mãe-Luzia em sentido N-S, desenvolvendo uma expressiva planície aluvial. No baixo-médio curso, até a localidade de Sangão, consiste num típico rio de planície, apresentando uma bacia de muito baixa densidade de drenagem. No médio-alto curso, o rio Sangão ainda mantém o padrão de canal meândrico de alta sinuosidade e um amplo fundo de vale, mas à montante da localidade de Sangão, o relevo plano da bacia cede lugar para terrenos colinosos de baixa amplitude topográfica e é delimitado por baixos platôs e cristas sustentadas por derrames basálticos, formando as cabeceiras da bacia. Apesar dessas cristas e platôs alcançarem cotas entre 300 e 500m, são relativamente modestas frente às altitudes atingidas pelo topo da escarpa da Serra geral sustentam cotas entre 1.100 e 1.500m.

Sobre o relevo colinoso, o padrão de drenagem é dendrítico a subdendrítico, com densidade de drenagem média. Já sobre os terrenos íngremes das escarpas dos baixos platôs e das cristas, o padrão de drenagem é paralelo a treliça, com densidade de drenagem alta. Sobre sub-bacias tributárias ao do rio Sangão, estão assentadas os sítios urbanos de Criciúma, Rio Maina e Metropolitana e também áreas de mineração de carvão. Este fato acarretou numa grande descarga de sedimentos e poluentes no médio curso do rio Sangão, implicando na sua degradação ambiental.

5.2.12. Rio Fiorita

Pequeno afluente da margem esquerda do rio Mãe-Luzia, o rio Fiorita (canal de 4ª ordem, segundo Strahler) caracteriza-se por atravessar três domínios morfológicos distintos: no alto curso, o rio Fiorita percorre um baixo platô aplainado (mesa) sustentado por derrames basálticos e alçados a cotas entre 380 e 500m. Neste trecho o rio divaga sobre essa superfície num padrão de canal meândrico, sendo que o alto rio Fiorita apresenta um baixo gradiente de canal e sua bacia, uma baixa densidade drenagem.

O médio curso do rio Fiorita caracteriza-se por uma grande ruptura de gradiente do perfil longitudinal do canal, onde o rio desce o degrau litoestrutural do platô e converge para o vale colinoso do médio rio Mãe-Luzia, na Depressão da Zona Carbonífera. Assim sendo, o gradiente do canal é muito elevado, com padrão retilíneo e atuação mais importante dos processos erosivos. Esse trecho da bacia apresenta média a alta densidade de drenagem e padrão paralelo a treliça.

O baixo curso da bacia, onde estão assentadas as cidades de Rio Fiorita e Siderópolis, está fortemente impactado pela atividade mineral num cenário de pilhas de rejeito e lagos de decantação que descaracterizaram totalmente o vale do rio Fiorita. À jusante dessas cidades, o rio apresenta um típico padrão de canal meândrico, a despeito da alta descarga de sedimentos, que percorre sobre um relevo de colinas baixas e arrasadas, em parte, transformadas pela ação antrópica.

6. COMPARTIMENTOS GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICOS, UNIDADES DE PAISAGEM E IMPLICAÇÕES AMBIENTAIS SOBRE OS RECURSOS HÍDRICOS: discussão e considerações finais

Calcado na presente análise geomorfológica, pode-se salientar, de forma geral, grandes conjuntos fisiográficos e paisagísticos que nortearam os processos de intervenção humana e produziram distintas paisagens geográficas na bacia hidrográfica do rio Araranguá. Neste sentido, ressalta-se também os impactos ambientais advindos do processo histórico de apropriação desses espaços geográficos pelas sucessivas atividades econômicas. Assim sendo, destacam-se quatro grandes compartimentos geológico-geomorfológicos:

- 1) A escarpa da serra Geral, constituída por rochas sedimentares gondwânicas e derrames efusivos de idade juro-cretácica em posição de rebordo do Planalto Meridional:

Caracterizado por espetaculares escarpamentos de desnivelamentos superiores a 1.000 metros com vertentes vertiginosas, paredões subverticais e *canyons* muito profundos, consagrados na região de Aparados da Serra na bacia do rio Mampituba, adjacente à bacia do rio Araranguá, este compartimento fisiográfico e paisagístico preserva um dos mais extensos fragmentos de Mata Atlântica no sul do Brasil. Tal fato apresenta ainda maior relevância porque representa uma área onde ocorre uma maior projeção austral desta formação fitogeográfica (a Mata Atlântica) no continente sul-americano (Ab'Saber, 1977).

Esta manutenção, ou pouca intervenção na cobertura florestal original deve-se, basicamente, a sua inacessibilidade e pouca aptidão agrícola. Contudo observa-se, freqüentemente, nas baixas encostas dos escarpamentos e dos espigões, o cultivo de banana e, em menor escala, a silvicultura de *pinus* e eucalipto e o plantio de fumo (Goulart & Jacques, 2005). Com relação a esta última cultura, cuidados adicionais devem ser tomados quanto à ocorrência de processos erosão laminar devido a pouca cobertura do solo (foto 25).



Foto 25: Baixa vertente suave de espigão serrano com cultivo de fumo em curva de nível. Local: arredores da localidade de Serra de Pedra (município de Jacinto Machado).

Certamente, a maior vocação natural deste compartimento paisagístico destina-se à preservação ambiental e ao turismo. A fragilidade inerente a este compartimento geomorfológico quanto a deslizamentos e movimentos de massa é muito expressiva, tendo em vista o evento ocorrido em 1995 que promoveu grandes transtornos na região (foto 26). Praticamente todas as nascentes dos formadores dos rios da bacia do rio Araranguá originam-se nas escarpas florestadas da Serra Geral. Por outro lado, as rotas de ligação entre a Baixada Litorânea e o Planalto, expressas pelas estradas entre Lauro Müller (SC) e Bom Jardim da Serra (serra do Rio do Rasto); e Timbé do Sul (SC) e São José dos Ausentes (RS) revelam cenários de impressionante beleza cênica. O planalto dos Campos Gerais, com suas planuras de campos limpos e remanescentes de bosques

de araucárias, por sua vez, ocupa uma porção inexpressiva da bacia em estudo. Assim sendo, não representa uma unidade de paisagem de grande importância para a bacia;



Foto 26: Deslizamento translacional raso em vertente muito íngreme na escarpa da Serra Geral, decorrente das chuvas intensas ocorridas no litoral sul-catarinense no evento de dezembro de 1995. Local: estrada Timbé do Sul - São José dos Ausentes (município de Timbé do Sul).

Foto gentilmente cedida pelo geólogo Cláudio Vidal.

2) A planície de leques aluviais constituída pela coalescência de depósitos rudáceos de idade plio-pleistocênica da Baixada Litorânea sul-catarinense:

Caracterizado por uma espaiada superfície deposicional apresentando extensas áreas de relevo plano, este compartimento fisiográfico e paisagístico representa uma região de rizicultura moderna (foto 27) com intenso aporte tecnológico em mecanização e insumos agrícolas, incluindo defensivos químicos. Os remanescentes da vegetação original estão restritos a esparsos capões de mata situados em pequenos tesos (ou lombas) mais elevados em relação ao ambiente antropizado das canchas de arroz. Tal atividade econômica apresenta-se em franca expansão na região. É notável o avanço

atual da rizicultura sobre os depósitos de leques aluviais situados nas franjas da escarpa da Serra Geral, justamente em zona de recarga do aquífero poroso dos leques aluviais, área considerada por Krebs (2004) como de vulnerabilidade crítica à contaminação.



Foto 27: sistema de drenagem e irrigação em canchas de arroz, destacando-se o uso intensivo de água na rizicultura. Local: Vale de drenagem anastomosada do rio do Meio/rio Morto nas cercanias do povoado de São Francisco (município de Nova Veneza).

Este uso intensivo do solo para agricultura está associado a um relevo plano e solos adequados proporcionados pelo domínio das planícies de leques aluviais, reforçando uma inegável vocação agrícola inerente a estas áreas baixas. Entretanto, o uso indiscriminado de defensivos agrícolas em um ambiente de nível freático raso ou subaflorante promove uma inevitável contaminação dos recursos hídricos superficiais, afetando toda a rede de canais. Esta contaminação atinge também o aquífero poroso (Krebs, 2004). Tal fato é especialmente preocupante, pois este aquífero vem sendo utilizado para o abastecimento humano de diversas localidades na região. Destaca-se,

neste contexto, a cidade de Araranguá, abastecida pela lagoa do Bicho que, apesar de situar-se entre os cordões litorâneos, apresenta água doce proveniente do aquífero poroso dos leques aluviais onde, curiosamente, a cunha salina não atinge as lagoas costeiras, ao contrário do que ocorre com as lagoas fluminenses.

3) A Bacia Carbonífera Sul-Catarinense, constituída por rochas sedimentares gondwânicas e, em parte, por *sills* de diabásio:

Caracterizado por uma extensa zona de colinas baixas interrompidas por uma sucessão de mesas e cristas isoladas sustentadas por *sills* de diabásio, este compartimento fisiográfico e paisagístico está marcado por um século de atividades minerais representado pela exploração do carvão. Pilhas de estéril, áreas de rejeito, lagoas de decantação e bocas de minas de minas representam alguns elementos da paisagem antropizada que ilustram o passivo ambiental decorrente de uma longa e intensa atuação dos agentes econômicos voltados para essa atividade extrativa. Todavia, os impactos ambientais são ainda mais extensivos e implicam no desvio e descaracterização da rede de canais; arrasamento e inversão de relevo; e contaminação e acidificação dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos.

Pressionada pela Sociedade Civil, por intermédio do Ministério Público, o setor produtivo está implementando um amplo programa de recuperação de áreas degradadas pela mineração, no qual o presente estudo está inserido. Neste sentido, os primeiros resultados vêm sendo obtidos através de técnicas de recomposição morfológica e paisagística das áreas lavradas a céu aberto e redução do processo de contaminação dos recursos hídricos.

4) E a Planície Costeira, constituída por depósitos marinhos, correlacionáveis ao Pleistoceno Superior e ao Holoceno:

Caracterizado por uma expressiva sedimentação de origem marinha, produzindo uma sucessão de cristas de cordões arenosos, por vezes, retrabalhados por ação eólica, intercalados por depósitos lagunares apresentando extensas áreas de relevo plano, este compartimento fisiográfico e paisagístico desenvolve distintas paisagens geográficas em seus diferentes subdomínios.

Sobre os cordões arenosos litorâneos de idade pleistocênica, desenvolve-se uma agricultura intensiva baseada no fumo e no azevém (Goulart & Jacques, 2005); sobre a

planície fluviolagunar do baixo curso do rio Araranguá desenvolve-se, em larga escala, a rizicultura. Por outro lado, tanto as planícies lagunares intercordões, quanto os cordões arenosos litorâneos de idade holocênica preservam, em grande parte, a vegetação original de brejo e restinga, respectivamente.

Entretanto, observa-se um crescente uso das planícies arenosas holocênicas para a introdução da silvicultura de eucalipto (Goulart & Jacques, 2005) e, principalmente, pela expansão imobiliária decorrente de uma expansão de loteamento urbanos de baixa densidade associados ao turismo de veraneio. As localidades de Arroio do Silva, Morro dos Conventos e Rincão estão sofrendo um processo de expansão urbana acelerada resultante desses processos.

Observa-se assim um nítido controle morfológico e hidrológico das atividades econômicas onde: as planícies fluviais e de leques aluviais, planas e mal drenadas, consistem nos terrenos mais propícios para a rizicultura; os cordões arenosos pleistocênicos, planos e bem drenados e o relevo de colinas baixas e suaves consistem nos terrenos mais utilizados para o plantio do fumo e do azevém; já as baixas vertentes dos morros e espigões da escarpa da Serra Geral, por apresentarem encostas mais declivosas, podem, em parte, ser utilizadas para silvicultura e cultivo de banana. Grande parte da escarpa da Serra Geral, assim como as planícies lagunares e as planícies marinhas holocênicas apresentam grande parte de sua vegetação original preservada, devido a baixa aptidão agrícola.

Esta análise aplicada da Geomorfologia para identificação e caracterização de unidades de paisagem é bastante útil para estudos de gestão ambiental e planejamento territorial. Neste sentido, tal produto pode se constituir numa base temática relevante para se produzir, posteriormente, o Mapeamento Geoambiental da Bacia do Rio Araranguá.

Todavia, os estudos de campo e as avaliações das pesquisas já conduzidas pela CPRM demonstraram que uma das questões ambientais mais latentes na área em apreço diz respeito aos conflitos de uso dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos.

Tais conflitos de uso da água são particularmente relevantes na porção ocidental da bacia, na extensa zona ocupada pela rizicultura. Apesar das técnicas de plantio de arroz em canchas irrigadas proporcionarem uma invejável produtividade agrícola, o consumo de

água é, igualmente, muito expressivo. Desta forma, os grandes rizicultores que utilizam amplas áreas das planícies, necessitam de uma grande quantidade de água que é retirada, em parte, do bombeamento direto dos canais principais (foto 28) e, em parte, por meio de poços tubulares. Tal consumo de água para irrigação vem promovendo, segundo relatos da população local e pela análise de técnicos da CPRM, uma redução expressiva da vazão dos rios, principalmente durante a vazante e uma superexploração do aquífero poroso dos leques aluviais, acarretando no rebaixamento regional do nível piezométrico. Essas práticas penalizam pequenos agricultores e prejudicam o abastecimento de água dos municípios menores na região.

Outra importante agressão aos recursos hídricos consiste na extração de depósitos fluviais das calhas dos rios durante o período da vazante para obtenção de material para construção civil (em especial, areia e seixos para brita). Tal prática extrativa desorganiza, localmente, o padrão de canal, tornando-o divagante e assoreado, e interfere em seu perfil longitudinal durante vários quilômetros podendo, em alguns casos, induzir uma aceleração dos processos de erosão fluvial e, em outros casos, a um forte assoreamento da calha do rio.

Entretanto, o fenômeno do assoreamento, associado à superexploração dos recursos hídricos superficiais, parece ser uma tônica na porção da bacia convertida para a rizicultura, onde sequer as matas ciliares foram preservadas. Deste modo, a conservação da Mata Atlântica na escarpa da Serra Geral é de suma importância para evitar uma degradação ambiental de grandes proporções e um conseqüente colapso no fornecimento de água na bacia.

Por outro lado, a porção oriental da bacia, particularmente a sub-bacia do rio Mãe-Luzia, enfrenta a degradação ambiental resultante da atividade mineral. A água acidificada pelo intemperismo das pilhas de rejeito com pirita atinge os canais principais das mais diversas formas como a exposição direta com pilhas de rejeito e lagoas de decantação, ou pela exfiltração da água subterrânea contaminada, seja através de bocas de minas abandonadas, seja pela surgência do lençol freático. Neste último caso, a recuperação ambiental torna-se muito mais complexa, pois toda a cadeia do ciclo hidrológico (água superficial + água subterrânea) encontra-se comprometida (foto 29).



Foto 28: Bomba de sucção de água do rio Itoupava para irrigação de extensa área das planícies de leques aluviais convertidas em canchas de arroz. Local: estrada Araranguá - Ermo, próximo à confluência com o rio Turvo (município de Araranguá).



Foto 29: Zona de exfiltração do nível freático regional apresentando uma água muito ácida ($\text{pH} < 3$, segundo análises técnicas da CPRM) e coloração amarelada devido a concentração de sulfetos. Este local, popularmente e sugestivamente denominado de “língua do dragão”, drena a água contaminada para o rio Fiorita (bacia do rio Mãe-Luzia). Local: estrada vicinal de terra entre as localidades de Siderópolis e Rio Jordão (município de Siderópolis).

Sendo assim, trata-se de um desafio técnico a reversão do passivo existente e a plena reabilitação ambiental das inúmeras áreas lavradas na Bacia Carbonífera. Não obstante, consiste em tarefa factível de ser realizada com vontade política, determinação e persistência da Sociedade Civil por meio de todos os atores sociais envolvidos desde haja o aporte financeiro e tecnológico apropriado.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- AB'SABER, A.N. (1977). *Os domínios morfoclimáticos na América do Sul. Geomorfologia*, **52**, São Paulo, USP/IGEOG, 23p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1952). Contribuição à geomorfologia da região oriental de Santa Catarina. *Boletim Paulista de Geografia*, **10**, São Paulo, p. 3-32.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K. & PESSENDA, L.C.R. (1996). Variação do nível relativo do mar nos últimos 5.500 anos na região de Laguna-Imbituba (Santa Catarina), com base em datações radiocarbônicas de tubos de vermetídeos. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, **39**, Anais, v. 5, Salvador/BA, SBG, p. 281-284.
- BARBOSA, G.V. (1983). Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do projeto Radambrasil. *Geociências*, **2**. Rio Claro, 1983, p. 7-20.
- BEHLING, H. (1995). Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Vegetation History and Archaeology*, **4**, p. 127-152.
- BEHLING, H.; BAUERMANN, S.G. & NEVES, P.C.P. (2001). Holocene environmental changes in the São Francisco de Paula region, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**(6), p. 631-639.
- BEHLING, H. (2002). South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, palaeoclimatology and palaeoecology*, **177**(1/2), p. 19-27.
- BIGARELLA, J.J.; MARQUES FILHO, P.L. & AB'SABER, A.N. (1961). Ocorrência de sedimentos remanescentes nas fraldas da serra do Iquererim (Garuva, SC). *Boletim Paranaense de Geografia*, **4/5**, Curitiba, p. 82-93.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. (1961). Ocorrência de sedimentos continentais na região litorânea de Santa Catarina e sua significação paleoclimática. *Boletim Paranaense de Geografia*, **4/5**, Curitiba, p. 179-187.
- CHORLEY, R.J. (1969). The Drainage Basin as the fundamental Geomorphic Unit. *In: CHORLEY, R.J. (ed.) Introduction to Physical Hydrology*, Methusen and Co. Ltd., London, p. 37-60.

- COELHO NETTO, A.L. (1994). Hidrologia de encostas na interface com a Geomorfologia. capítulo 3. In: Guerra, A.J.T. & Cunha, S.B. (org.) *Geomorfologia: uma atualização de e bases conceitos*. Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, p. 93-148.
- DUARTE, G.M. (1995). *Depósitos Cenozóicos costeiros e a morfologia do Extremo Sul de Santa Catarina*. Tese de Doutorado, 2 v. IGEO/USP. São Paulo, 300p.
- DUARTE, G.M.. (1998). Os leques aluviais e sua morfologia. In: *Simpósio Nacional de Geomorfologia*, **2**, Revista GEO-SUL, **14**(27), edição especial, Florianópolis/SC, p. 502-506.
- FERREIRA, G.C. & BACCI, D.L.C. (1991). Degradação ambiental na bacia hidrográfica do rio Araranguá (SC) pela mineração de carvão. In: *Encontro Nacional de Estudos do Meio Ambiente*, **3**, Anais, v. 1, Londrina/PR, p. 44-52.
- FERREIRA, G.C. (1993). Impactos ambientais na mineração de carvão na região de Criciúma (SC). *Geociências*, **12**(2), p. 541-550.
- FLORES, J.A.A.; LISBOA, N.A. & BAPTISTA, P.R.D. (1993). Caracterização morfotectônica e morfoestrutural do sudeste de Santa Catarina. *Geociências*, **12**(1), p. 61-70.
- GIANNINI, P.C.F. & SANTOS, E.R. (1992). Padrões de diferenciação espacial e temporal na morfologia de dunas da orla costeira no centro-sul de catarinense. *Boletim Paranaense de Geociências*, **42**, UFPR, Curitiba, p. 73-95.
- GIANNINI, P.C.F. & SUGUIO, K. (1994). Diferenciação entre gerações de depósitos eólicos quaternários na costa centro-sul de Santa Catarina. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, **38**, Anais, v. 1, Camboriú/SC, SBG, p. 402-403.
- GOULART, D.R. & JACQUES, P.D. (2005). Uso do Solo e Cobertura Vegetal da Bacia Hidrográfica do rio Araranguá (SC). In: *Estudos Hidrológicos e Hidrogeológicos da Bacia Hidrográfica do rio Araranguá (SC)*. (Mapas e Relatório). CPRM-DEHID-SUREG/PA.
- HORBACH, R. *et al.* (1986). *Geologia*. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SH-22 - Porto Alegre e parte das folhas SH-21 – Uruguaiana e SI-22 – Lagoa Mirim, Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, v.**33**), p. 29-312.

- HORTON, R.E. (1945). Erosional development of streams and drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of American Bulletin*, **56**, p. 275-370.
- JUSTUS, J.O.; MACHADO, M.L.A. & FRANCO, M.S.M. (1986). *Geomorfologia*. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SH-22 - Porto Alegre e parte das folhas SH-21 – Uruguaiana e SI-22 – Lagoa Mirim, Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, v.33), p. 313-404.
- KER, J.C.; ALMEIDA, J.A.; FASOLO, P.J. & HOCHMÜLLER, D.P. (1986). *Pedologia*. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SH-22 - Porto Alegre e parte das folhas SH-21 – Uruguaiana e SI-22 – Lagoa Mirim, Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, v.33), p. 405-540.
- KREBS, A.S.J. (2004). *Contribuição ao conhecimento dos recursos hídricos subterrâneos da bacia hidrográfica do rio Araranguá, SC*. Tese de Doutorado. Depto. Geografia/UFSC, Florianópolis.
- LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*. W. H. Freeman & Company, San Francisco, 535p.
- MAACK, R. (1947). Breves notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, **2**(7), Curitiba, p. 99-200.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. & AZEVEDO, A.E.G. (1988). *Mapa geológico do Quaternário Costeiro dos estados do Paraná e Santa Catarina*. Texto explicativo e mapa. DNPM (série Geologia **28** – seção Geologia Básica **18**), Brasília, 40p.
- PAUWELS, G. (1941). A morfogênese do litoral catarinense. *Revista Brasileira de Geografia*, **3**(4), IBGE, Rio de Janeiro, p. 785-804.
- PELLERIN, J.; GAMA, A.M.R.C.; NASCIMENTO, E.E.D.J.; VALDATI, J.; PAISANI, J.C. & PONTELLI, M.E. (1996). Zoneamento e efeitos morfodinâmicos da enxurrada do dia 23/12/1995 nas bacias dos rios Figueira e Pinheirinho - SC. In: *Simpósio Nacional de Geomorfologia*, **1**, Revista Sociedade & Natureza, **3**(15), edição especial, Uberlândia/MG, p. 196-200.
- PONTELLI, M.E. & PELLERIN, J. (1998). Estratigrafia relativa dos depósitos de leques aluviais nas bacias hidrográficas dos rios Rocinha e Amola-Faca: Timbé do Sul

- (SC). In: *Simpósio Nacional de Geomorfologia*, **2**, Revista GEO-SUL, **14**(27), edição especial, Florianópolis/SC, p. 457-461.
- ROSS, J.L.S. (1996) *Geomorfologia aplicada aos EIAs-RIMAs*. In: GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. *Geomorfologia e Meio Ambiente*. Rio de Janeiro : Bertrand Brasil. p. 291-336.
- STRAHLER, A.N. (1952). Dynamic basis of Geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, **63**, p. 923-938.
- TEIXEIRA, M.B.; COURA NETO, A.B.; PASTORE, U. & RANGEL FILHO, A.L.R. (1986). *Vegetação*. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SH-22 - Porto Alegre e parte das folhas SH-21 – Uruguaiana e SI-22 – Lagoa Mirim, Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, v.**33**), p. 541-632.
- TRAININI, D.R. (1999). Mapa Geoambiental preliminar da porção correspondente ao litoral norte do Rio Grande do Sul. CPRM. Escala: 1:100.000. (documento interno).