

UNIVERSIDADE DE S. PAULO

INSTITUTO DE GEOGRAFIA

Série Teses
e Monografias
N.º 22

MARGARIDA MARIA PENTEADO

GEOMORFOLOGIA DO SETOR CENTRO-OCIDENTAL

DA

DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA

35017



sue

Tese de doutoramento
apresentada à cadeira de
Geografia Física da
Faculdade de Filosofia,
Ciências e Letras
de Rio Claro (1968).
Orientador: Prof.
Aziz Nacib Ab'Saber

RIO

SÃO PAULO

1976



Class (551.4281)
(P419g)
Tombo 350J7

UN 04 1484386

1 Geomorfologia - Brasil

SUMÁRIO

- I — INTRODUÇÃO
— Objetivos. Trabalhos anteriores. Roteiro das pesquisas relacionadas à Tese. Documentação disponível.
- **Metodologia.**
- II — A ÁREA DE RIO CLARO E A DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA
— Posição da área de Rio Claro na Depressão Periférica Paulista.
✓ — Setores geomorfológicos da região de Rio Claro.
- III — SIGNIFICADO DA REDE DE DRENAGEM REGIONAL
✓ — Estudos sobre a drenagem com base em aerofotos.
— Implicações tectônicas e relações com a epigênese pós-terciária.
— O problema da idade na tectônica quebrável regional.
L ✓ — Estrutura, desnudação, tectônica e relevo de cuestas.
- IV — A SUPERFÍCIE NEOGÊNICA E A BACIA SEDIMENTAR DE RIO CLARO
— A Bacia de Rio Claro
— Problemas de origem.
— Forma da bacia e natureza dos depósitos.
— Tipologia dos depósitos rudáceos regionais.
- V — A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA RECENTE DA REGIÃO
— A paisagem atual e sua elaboração
— Níveis intermediários, terraços e planícies.
— Feições geomórficas relacionadas com ações antrópicas.
- VI — CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES
- VII — BIBLIOGRAFIA
- VIII — ANEXO
— Análise morfométrica, petrográfica e estrutural de cascalheiras, segundo Métodos de Cailleux e Tricart.
— Representação gráfica dos resultados das análises.

Objetivos

O presente trabalho representa esforço no sentido de estudar minuciosamente um setor de uma grande província geomorfológica do Planalto Meridional do Brasil.

O estudo geomorfológico de uma área tem duplo fim: de um lado, fornecer um levantamento detalhado e a descrição explicativa das formas de relevo que poderão servir de base para outras disciplinas; de outro analisar os mecanismos complexos que atuaram na esculturação daquelas formas. Esses dois aspectos, descritivo e genético, são interligados e, tanto o primeiro como o segundo, estão a exigir correlações estatísticas através da morfometria e dos métodos Sedimentológicos, assim como, das cartas e fotografias aéreas, documentos de base no estudo quantitativo da evolução do relevo. Um trabalho de geomorfologia atualmente exige, pois, atitudes lógicas semelhantes às das outras ciências naturais e essas atitudes se alicerçam na cartografia geomorfológica e morfometria (Tricart, 1965).

Para a análise dos processos são indispensáveis a experimentação na natureza e o controle no laboratório através de métodos sedimentológicos devidamente adaptados à geomorfologia. Por outro lado a foto-interpretção e a cartografia detalhada exigem alta técnica e muito trabalho. Tudo isso só se consegue com uma soma muito grande de esforços, uma equipe de técnicos bem treinados com meios materiais representados por um laboratório de geomorfologia, aparelhagem adequada e transporte para o campo.

Dadas as dificuldades enfrentadas, muita coisa ficou a desejar. Procuramos, no entanto, desenvolver com aquilo de que dispúnhamos e com o que improvisamos, um trabalho tanto quanto possível guiado pela metodologia moderna da disciplina.

Ultrapassados os obstáculos chegamos ao que chamamos de estudo de detalhe do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista, cuja área é abrangida pelo esboço geomorfológico que acompanha este trabalho.

Ao estudar um pequeno setor daquela província geomorfológica do Estado de São Paulo nossa intenção foi a de levantar proposições e esclarecer certos problemas que pudessem contribuir para a interpretação da gênese e evolução do relevo regional e pelas relações de interdependência do relevo do Brasil Meridional.

As técnicas modernas, permitindo uma análise mais acurada, foram a própria mola que nos levaram a delimitar o espaço estudado, visto, a impraticabilidade de medidas em grandes unidades espaciais.

Além do mais, só se consegue estudo pormenorizado em pequenas áreas da ordem de grandeza de poucas centenas de quilômetros-quadrados.

Procuramos ainda escolher para este estudo uma área que abrangesse pequena parte de outra província morfológica do Estado. No caso o rebordo do Planalto Ocidental, representado pelo "front" das escarpas basálticas e, portanto, uma zona de contacto e de transição morfológica, onde teríamos, a par de problemas mais complexos, elementos possivelmente mais causalmente relacionados com gênese da Depressão Periférica.

Em último lugar nos deixamos guiar pelo fator facilidade de acesso pela proximidade da área escolhida de Rio Claro (cerca de 20 km de raio no máximo, em tórno da cidade).

O detalhe foi possível graças a utilização de fotografias aéreas, documento importante no estudo quantitativo do relêvo porque serve de base à cartografia geomorfológica minuciosa e à foto-interpretção.

As fotografias aéreas na escala de 1:25.000 nos deram os elementos minuciosos do relêvo que não pudemos encontrar nas cartas topográficas e ao mesmo tempo serviram de apoio para a elaboração do mapa planimétrico, base do esboço geomorfológico final. A magnitude dos detalhes observáveis naquela escala é de tal ordem que pudemos representar terraços fluviais de 2 a 4 m acima das várzeas, desdobramento de níveis escalonados nas vertentes, hierarquia da rede hidrográfica até o escoamento difuso numa incipiente bacia de recepção, estágios de processos de erosão, zonas de acumulação da ordem de algumas dezenas de metros quadrados como bancos de areia e cones de dejeção, meandros abandonados nas várzeas, permitindo ainda a distinção de superfícies lodosas ou arenosas, etc.

O detalhe foi possível também, graças à utilização de métodos morfométricos aplicados ao estudo das vertentes (Tricart, 1965, — pp. 159/182) com adaptação nossa, e métodos sedimentológicos, ou seja de estudo dos seixos aplicados à Geografia, segundo orientação de Cailleux e Tricart (1959) e Cailleux (1961).

Partindo dos estudos gerais da Geomorfologia e Geologia do Estado de São Paulo e do Brasil de Sudeste, referidos na bibliografia e munidos dos meios mencionados encaminhamo-nos para o estudo do pequeno setor da grande província geomorfológica.

Estudos paralelos dessa natureza permitirão a revisão do estado atual dos conhecimentos sobre a Geomorfologia do Estado de São Paulo e do Planalto Meridional.

Ao lado de novos problemas propostos no estudo da gênese da Depressão Periférica, com uma ótica diversa daquela seguida pela quase totalidade dos que se interessam pelo assunto apresentamos um estudo subsidiário de importante bacias, de sedimentação moderna encontrada na Depressão Periférica. Esse estudo traz contribuição para a história geológica e geomorfológica da Depressão Periférica Paulista.

O estudo dessa bacia de sedimentação, que chamamos de Bacia de Rio Claro, apoiou-se em levantamentos da morfologia da estrutura superficial da paisagem e de depósitos correlativos. Analisando a sua origem e as etapas da sua evolução, discutimos os problemas da gênese de bacias detriticas em regiões tropicais, submetidas a oscilações climáticas que vão de períodos quentes e úmidos a períodos mais frios e secos (alternância de fases biostáticas e resistáticas segundo Erhart (1955, 1956).

Trabalhos anteriores

Nas pesquisas bibliográficas levadas a efeito para levantamento e atualização dos conhecimentos sobre a Geomorfologia do Estado e, de

maneira especial, da Depressão Periférica, todos os trabalhos encontrados foram de cunho geral, incluindo a maioria dos trabalhos de Geologia consultados e citados na bibliografia, os quais forneceram subsídios para os nossos estudos.

Não esquecendo os trabalhos pioneiros e de cunho geral de Washburne (1930), Morais Rego (1932), Djalma Guimarães (1936 e 1949), Oliveira e Leonardo (1943), de De Martone (1940) e outros, queremos fazer referência especial aos trabalhos de Aziz N. Ab'Saber, os quais, maior contribuição têm trazido à geomorfologia brasileira nos dois últimos decênios principalmente no campo da paleogeografia do Quaternário. Os seus trabalhos sobre geomorfologia do Estado de São Paulo (1949, 1954, 1960 e 1963), e os demais sobre a Bacia de São Paulo (1953, 1957-a, 1957-b, 1958) e sobre o Quaternário (1951, 1955, 1957-c, 1962, 1965) nos foram de particular valia. Os trabalhos fundamentais e de suma importância sobre geologia e geomorfologia do Estado de São Paulo, de Fernando Flávio Marques de Almeida, nos deram bastante subsídios. Destacamos, de modo especial, o mais importante e atualizado sobre o relêvo paulista (1964), ainda, aqueles sobre os depósitos cenozóicos no Estado e a Bacia de São Paulo (1952 e 1955), e o seu trabalho, em co-autoria com Otávio Barbosa (1953), sobre a Geologia da área por nós estudada.

Não foram de menor importância para efeitos de correlações todos os trabalhos de Bigarella e seus colaboradores, citados na bibliografia, básicos e indispensáveis a todos que se interessam pela paleogeografia do Quaternário.

Não podemos deixar de fazer referência especial aos trabalhos pioneiros no campo da geofísica de V. Oppenheim e M. Malamphy (1936); I. C. Amaral e H. C. Alves de Souza (1936), mostrando evidências de tectonismo nas camadas Gondwânicas do Estado de São Paulo, seguidos pelos trabalhos de M. Gutmans (1949) e Rui Osório de Freitas (1950, 1951 e 1955) e J. Setzer (1956). Estes foram os primeiros a afirmar a existência do diastrofismo post-cretácio na Bacia do Paraná, idéias essas relegadas ao esquecimento por mais de dez anos, porém postas novamente à luz pelo Grupo de geólogos da Escola de Engenharia de São Carlos e da Faculdade de Filosofia de Rio Claro, sob a orientação de Josué Camargo Mendes e Alfredo S. Bjernenberg, com seus novos trabalhos sobre tectônica da Serra Geral e Depressão Periférica, citados na bibliografia. Os recentes estudos desse grupo nos deram elementos para nossas interpretações paleogeográficas e evolutivas da morfogênese regional. Da mesma forma os seus trabalhos sobre os sedimentos na região nos deram base para o estudo e a interpretação da gênese do que chamamos de a "Bacia de Sedimentação do Rio Claro".

Ao apresentarmos o estudo dessa "bacia de sedimentação" procuramos fazer uma contribuição modesta ao estudo da geomorfologia paulista, mostrando um aspecto, a nosso ver, novo, tal seja, o estudo de bacia detritica moderna em compartimento interplanático dentro de província sedimentar. Ao fazermos, salientamos que foram os professores Jean Dresch e Aziz Ab'Saber, por ocasião de uma excursão conosco nos arredores de

Rio Claro, para identificação dos depósitos neo-cenozoicos, que nos mostraram a importância do problema. Na ocasião o Professor Ab'Saber nos sugeriu escrever um artigo sobre o que ele chamou — a bacia de Sedimentação **Ajapi-Rio Claro**.

Todos os estudos de Geomorfologia, Geologia ou Paleogeografia sobre bacias interplanálticas de deposição, até aqui, estiveram voltados para aqueles compartimentos dos planaltos cristalinos, sendo que as primeiras referências sobre o assunto vamos encontrar em Gorceix (1884) sobre as pequenas bacias de Gandarela e Fonseca, em Minas Gerais, estudadas mais tarde por Brajniov (1948), que as considerou terciárias, como o primeiro autor.

Sobre a Bacia de Taubaté os trabalhos pioneiros de Ihering (1894), Woodward (1898) e A. B. Paes Leme (1919). A respeito da bacia de Curitiba já Eusébio de Oliveira (1927) referia-se a seus depósitos pliocênicos sincronizando-os com os da Bacia de São Paulo. Discutiram também a sua idade, gênese e ambiente de sedimentação, entre outros, Carvalho (1934) Oliveira e Leonardos (1943) e Maack (1947).

Sobre a Bacia de São Paulo os estudos pioneiros de Moraes Rego (1930) e Mendes (1941).

Porém, a partir de 1950, é que frutificaram importantes trabalhos sobre bacias de deposição moderna no Planalto Atlântico, discutindo gênese, idade e ambiente de sedimentação, a exemplo dos citados trabalhos de Aziz N. Ab'Saber sobre o quaternário no Brasil e especificamente sobre a Bacia de São Paulo, e os de Fernando Flavio Marques de Almeida sobre as camadas pliocênicas no Estado de São Paulo e a Bacia de São Paulo, também mencionadas; sobre a mesma bacia os trabalhos de Josué Camargo Mendes (1950), Rui Osório de Freitas (1951), V. Leinz, e A. M. V. Carvalho (1957) Kollert e Davino (1963) Eberhard Wernick (1966).

Sobre a Bacia de Curitiba após os trabalhos pioneiros da primeira fase, surgem trabalhos importantes pela revisão das idéias existentes sobre ambiente climático responsável pela gênese dos sedimentos. São os de Bigarella e Salamuni, e seus colaboradores, publicados a partir de 1957.

Sobre a Bacia de Taubaté devemos salientar o importante trabalho do geomorfólogo Jean Tricart em colaboração com sua discípula Tereza Cardoso da Silva (1954), o qual assenta bases para a compreensão dos aspectos paleoclimáticos que se sucederam no Brasil Atlântico de Sudeste.

Dentre todos os trabalhos, têm maior interesse para a compreensão dos fatos geomorfológicos analisados na Bacia de Sedimentação de Rio Claro, os que tratam das implicações de oscilações climáticas na gênese dos depósitos detríticos, tais sejam os estudos de Aziz N. Ab'Saber, Bigarella e outros de Jean Tricart e Tereza C. da Silva.

Todos esses trabalhos apontados, como dissemos, tratam de bacias de deposição dentro do planalto cristalino. Até aqui não houve referência específica a bacia interplanáltica dentro da província Sedimentar. Há trabalhos sobre depósitos de cobertura Neo-Cenozóicos, porém salientam especialmente aspectos estruturais e texturais dos sedimentos, discutindo a gênese e cronologia dos mesmos e provável ambiente de Sedimentação.

Tais são os trabalhos de Mezzalira (1959-1962) e os estudos sobre os depósitos modernos da região, de Bjornberg, Maciel e Gandolfi (1964), Bjornberg, Landim e Meirelles (1964), Bjornberg (1965) e Bjornberg e Landim (1966).

Sobre tais depósitos, são dignos de nota os trabalhos de Queiroz Neto (1959) e Christofolletti e Queiroz Neto (1961, 1962, 1966) sobre os sedimentos da Serra de Santana. Esses autores têm o mérito de terem levantado, em primeira mão problemas geomorfológicos relativos à gênese daqueles depósitos ligados à evolução paleogeográfica de uma "superfície interplanáltica" na província sedimentar paulista e a possibilidade de ocorrências semelhantes em outras áreas situadas entre Depressão Periférica e o "front" das cuestas do Planalto Ocidental.

O que passou despercebido a eles foi a grande ocorrência espacial de depósitos daquela natureza, tanto no reverso do planalto como na depressão, e a possibilidade de identificar essas zonas detríticas como bacias de contemporâneas ou de idade sucessivas entre o final do Terciário e o Pleistoceno e de gênese semelhante.

Roteiro das pesquisas relacionadas à Tese

Na literatura à nossa disposição nada encontramos a respeito das bacias, detríticas terciárias ou quaternárias dentro da província sedimentar, da gênese e evolução provavelmente semelhantes às pequenas bacias de sedimentação de planalto cristalino a não ser algumas referências em estudos anteriores (Penteado 1966 e em trabalhos apresentados ao II Congresso Brasileiro de Geógrafos, em 1965, e na XXII Assembléia da A.G.B. em Franca 1967).

O presente trabalho é fruto de pesquisas geomorfológicas que desde 1963 vimos realizando, primeiro nas adjacências de Rio Claro para estudo de sítio urbano, depois em área mais extensa abrangendo também parte dos municípios vizinhos dos quais temos, concluídos ou publicados, algumas notas prévias. Nosso interesse ao estudar o relevo da área de Rio Claro, esteve voltado, principalmente, para os problemas paleogeográficos, no desejo de encontrar explicações para as formações detríticas grossas e finas, reconhecidas como neo-cenozóicas bastante conspícuas em toda essa região nos mais diferentes níveis erosivos, contribuindo dessa forma para o estudo, ainda escasso, das variações Quaternárias no território brasileiro. Assim é que conseguimos levar ao II Congresso Brasileiro de Geógrafos, no Rio de Janeiro em 1965, os primeiros resultados de nossos trabalhos, mais com intuito de levantamento de problemas e de trazer as novas idéias debatidas. Na ocasião apresentamos também um "Esboço geomorfológico da área de Rio Claro", como exemplo de mapeamento minucioso em geomorfologia, conforme técnicas preconizadas por Francis Ruellan e seus discípulos.

Em se tratando de estudo de síntese, qualquer trabalho geomorfológico exige um levantamento muito grande de dados abrangendo aspectos geológicos, pedológicos, climáticos, hidrológicos, biogeográficos e paleo-

geográficos. Aproveitando pois êsses elementos colhidos publicamos trabalhos paralelos sobre aspectos hidrológicos e climáticos da área estudada, procurando relacionar esses dois aspectos com os problemas morfológicos.

Da necessidade de aumentar o espaço de nossas pesquisas, a fim de encontrar respostas para problemas levantados, através de correlações de formas, níveis e depósitos, ampliamos a área inicialmente estudada, até o ponto de contacto das duas províncias geomorfológicas do Estado de São Paulo, a Depressão Periférica e o Planalto Ocidental. Chegamos, assim, ao estudo particularizado da área mapeada, que se delimita com o "front" das cuestas, porque, pelos problemas apresentados ela caracteriza bem o trecho centro-ocidental da "Depressão Periférica Paulista".

As nossas observações de campo foram complementadas com a utilização das técnicas sedimentológicas de Cailleux e Tricart para os detritos grosseiros, no desejo de encontrar aspectos quantitativos que pudessem expressar modificações nos processos morfogenéticos e interpretações paleo-geográficas.

Apresentando um estudo dessa área, acompanhado de um esboço geomorfológico, abordaremos certos aspectos de vital importância na discussão dos grandes problemas regionais. Discutiremos o papel da tectônica na origem da grande faixa deprimida e a conjugação desse fato com a participação dos processos morfoclimáticos responsáveis pela esculturação, fenômenos generalizados em todo o território sul brasileiro porém desenvolvidos a partir de pequenos compartimentos, até certo ponto independentes entre si as bacias hidrográficas de 2.^a e 3.^a ordem de grandezas (dos considerados rios subsequentes).

Com base nos trabalhos já citados procuramos discutir o estilo da tectônica que teria participado na formação da Depressão Periférica, analisando as variações entre epirogênese com circundesnudação, tectônica quebrante e tectônica residual. Tentamos fazer correlações entre os processos de reativação das fases tectônicas anteriores com as fases de reescavação e os depósitos correlativos discutindo até que ponto se pode aceitar exorreísmo, ou endorreísmo influenciado por barragem em soleiras, na formação da Bacia de Sedimentação de Rio Claro.

Documentação disponível

Na elaboração desse trabalho, quer na confecção do esboço geomorfológico, quer na interpretação dos fatos, fizemos uso das cartas geológicas e topográficas existentes e de fotografias aéreas e mosaicos do Levantamento Aerofotogramétrico do Estado de São Paulo, efetuado pela Prospec-S.A., em 1962, na escala de 1:25.000 à base do que elaboramos o mapa geomorfológico da área.

Podemos citar, partindo dos mapas gerais; os do Estado de São Paulo, I.G.G. na escala de 1:1.000.000, o hipsométrico (1943) e o geológico (1963), as folhas topográficas do D.G.G. e G.G.G. na escala de 1:100.000; Folha de São Carlos do Pinhal (1907); de Rio Claro (topográfico-geológica), 1907; de Rio Claro e São Carlos do Pinhal (1912), de São

Pedro (1913); da Carta geológica do Brasil — C.G.G.; Folha de Piracicaba — Ed. Preliminar (1942). Ainda da Carta Geológica do Brasil: a Quadrícula de Piracicaba (1952) e Quadrícula de Rio Claro (1953) U.S.A.F. "Operational Navigation Chart Publ Aeronautical Chart and Information Center" US Air Force, a Folha ONC — P — 28, escala de 1:1.000.000 (1963).

Os esboços geológicos e geomorfológicos elaborados na Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro: "Esbôço hipsométrico do Município de Rio Claro" (1966) escala de 1:50.000 de A. V. Lorenzon Filho e M. C. Sanches e "Esbôço Geológico do Município de Rio Claro" (1966) escala 1:50.000, de A. V. Lorenzon Filho, M. C. Sanchez e M. M. Penteadó; "Esbôço Geológico da Bacia do Rio Corumbataí" (1967) escala 1:100.000 de P. M. B. Landim e "Esbôços geológicos e geomorfológicos da área de Rio Claro" (1965) escala 1:12.000 de M. M. Penteadó.

Queremos ainda mencionar os estudos paralelos que estão sendo realizados por outros especialistas, na região e que direta ou indiretamente têm nos servido de subsídio ou na fundamentação ou na comparação de problemas geomorfológicos. Diretamente através de informações orais e discussão nos levantamentos de campo levados a efeito por grupos de trabalho de Geologia e Pedologia dos quais temos participado. Assim as observações feitas em trabalho de campo junto à equipe chefiada pelo Dr. Guido Ranzani, Catedrático de Solos e Agricultura da Escola Superior de Agronomia Luiz de Queiróz de Piracicaba, em levantamentos para elaboração de cartas de solos de áreas do Município de Rio Claro e Municípios limítrofes. As informações colhidas nos serviram de base para estudo da evolução morfogenética das vertentes através de observações das catenas de solos e da natureza e disposição dos paleossolos.

Das equipes de trabalhos de geologia de campo chefiada pelo Dr. Alfredo J. S. Bjornberg Livre Docente de Geologia da Escola de Engenharia de São Carlos-USP, das quais também temos participado discutindo problemas geológicos, geomorfológicos, colhemos informações preciosas a respeito da tectônica regional e sobre origem dos sedimentos neo-cenozóicos, que serviram de fundamento nas nossas interpretações a respeito da gênese e evolução da Depressão Periférica e de modo especial da Bacia de Sedimentação de Rio Claro.

Durante a fase de elaboração de nosso trabalho excursionamos pela região em companhia dos professores: Jean Dresch, Guy de Lasserre e Mme. Beaujeau Garnier, sendo de grande utilidade as informações orais sobre as formações detríticas e sua relação com a morfogênese regional.

Muito úteis foram também as informações e os temas debatidos no campo a respeito dos corpos magmáticos regionais e suas complicações com a tectônica das camadas gondwânicas, com o Dr. Eberhard Wernick da Cadeira de Mineralogia e Petrografia Dr. P. M. B. Landim da Cadeira de Geologia e Paleontologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro.

Metodologia

Na pesquisa realizada procuramos seguir, dentro das disponibilidades a moderna metodologia geomorfológica agora sistematizada por Tricart em seu livro "Principes et Méthodes de La Géomorphologie", 1965.

O objetivo do trabalho: descrição sistemática da paisagem e análise dos mecanismos e balanço genético, foi atingido através de:

1. Observação dos fenômenos e fatos geomorfológicos, considerando: a) A relação tempo-espço, partindo da grande unidade geomórfica que é a Depressão Periférica, para o pequeno compartimento estudado. Dentro desse compartimento descemos, em escala até os fatos locais; b) O estudo global dos balanços morfogenéticos para isso recorreremos à técnicas sedimentológicas, de aerofotointerpretação, utilizando ainda mapas e cartas. As técnicas sedimentológicas referidas em capítulo à parte forneceram-nos elementos para a observação da dinâmica dos fenômenos atuais e para interpretações paleogeográficas.

2. Análise dinâmica e estudo dos mecanismos morfoclimáticos, conseguida através do estudo das propriedades das rochas e seu comportamento face aos processos de erosão.

Os métodos sedimentológicos citados foram um dos meios de se chegar à análise indireta dos processos dinâmicos através de observação das condições de deposição do material analisado.

3. Estudo Paleogeográfico visando atingir: a) Cronologia relativa, através de observações estratigráficas, relações geométricas das unidades litológicas e utilização de informações da pré-história. b) Correlação e reconstituição paleogeomorfológica através do método geométrico (levantamento dos níveis regionais de terraços e aplainamentos e correlação com níveis gerais. A correlação foi feita também através de níveis e superfícies de erosão e seus depósitos correlativos. Nesse particular usamos dos recursos do atualismo para interpretar a composição de certas cascalheiras e as condições de sua deposição.

Técnicas utilizadas

Trabalho de campo: Os levantamentos incluíram dados a respeito das posições altimétricas das superfícies e níveis de erosão, da posição e análise morfométrica e petrográfica dos depósitos rudáceos, das direções principais das camadas sedimentares e direções preferenciais da rede de diaclasamento. Medidas do grau de inclinação das vertentes em seus diferentes níveis. Medidas dos contactos de diferentes camadas, em afloramento.

Para levantamento expeditos utilizamos conjuntamente três altímetros: dois Tommen e um Paulin, fazendo aferições pelo menos, de seis em seis horas, em pontos cotados. Para levantamento topográfico do vale do Rio Corumbataí, conforme o perfil geomorfológico apresentado, usamos Teodolito.

Para medidas do gradiente de inclinação das camadas das superfícies, dos níveis erosivos e das vertentes, usamos bússola "Gurley" com clinômetro.

Os levantamentos expeditos foram feitos com altímetro e o velocímetro da viatura para verificação de correspondência altimétrica entre patamares de vertentes e terraços, confronto com as cartas topográficas e esboço geomorfológico.

As medidas das principais direções de segmentos dos rios, dos interflúvios e das escarpas foram tomadas para confronto com as direções anotadas nas fotografias aéreas e no esboço geomorfológico, a fim de se chegar a elaboração do gráfico geral das direções tectônicas regionais, que acompanha o esboço.

Observação dos perfis de solo foram feitas como meio auxiliar na interpretação do balanço morfogenético das vertentes e na investigação das superfícies de discordância observadas através dos paleossolos.

Procedemos levantamentos em poços comuns e profundos para obtenção de informações a respeito dos contatos estratigráficos e também do nível freático.

Com a finalidade de conseguir informações paleogeográficas a respeito da morfogenese regional fizemos a análise morfométrica e petrográfica de cascalheiras, no campo, segundo métodos de Cailleux, descritos no capítulo VI.

Trabalho de Gabinete

Restituição e interpretação de fotografias aéreas (Escala 1:25.000), das faixas de vôo da Prospec S. A., do levantamento de 1962 que recobram a área, para elaboração do esboço planimétrico e posteriormente da carta geomorfológica.

Construção de mapas, croquis e perfis baseados nos levantamentos de campo, cartas topográficas e geológicas.

Através das fotografias aéreas e das cartas topográficas foram feitas medidas das principais direções dos interflúvios, da rede hidrográfica e dos patamares estruturais para posterior interpretação da evolução do relevo no seu aspecto morfo-estrutural.

Exame morfométrico e petrográfico de seixos segundo método de Cailleux para estudo dos depósitos, aluviais e interpretação dos processos morfogenéticos que atuaram na elaboração do relevo.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Aziz Nacib Ab'Saber, orientador dessa tese e guia intelectual de nossos trabalhos anteriores, a quem muito devemos na nossa formação científica, não só através das relações de orientador e orientado mas pelos conhecimentos auferidos do trato cotidiano com a sua vasta produção científica no campo da geomorfologia brasileira; pela compreensão, auxílio e apoio recebidos a nossa sincera gratidão.

À Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, na pessoa de seus diretores Professor Dr. Paulo Sawaya e Dr. Antonio Buschinelli, os nossos agradecimentos pelas condições materiais e técnicas propiciadas à elaboração deste trabalho.

Agradecemos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pelo auxílio recebido para a complementação do trabalho de campo, a elaboração do mapa geomorfológico.

Aos nossos primeiros mestres, a quem muito devemos na nossa formação profissional e iniciação da carreira universitária: Professor Dr. João Dias da Silveira, Professor Dr. Carlos Augusto de Figueiredo Monteiro e Prof.^a Elza Coelho de Souza Keller.

Estendemos os nossos agradecimentos àqueles que colaboraram conosco no campo de suas especialidades propiciando-nos subsídios para esse trabalho: Professor Dr. Alfredo José Simon Bjornberg, Professor Dr. Guido Ranzani, Professor Dr. Josué Camargo Mendes, Professor Dr. Ebernhard Wernick, Professor Dr. Paulo Milton Barbosa Landim.

Aos caros colegas, alunos e funcionários do Departamento de Geografia que, de uma forma ou de outra, colaboraram na execução do presente trabalho.

Rio Claro, 29 de Março de 1968.

II — A ÁREA DE RIO CLARO E A DEPRESSÃO PERIFÉRICA

— Posição da área de Rio Claro na Depressão Periférica.

— Setores geomorfológicos da região de Rio Claro.

Posição da área de Rio Claro na Depressão Periférica

A Depressão Periférica Paulista, indentificada pela primeira vez em 1927, por Pierre Denis, como faixa erosiva deprimida à semelhança do Morvan francês e qualificada de Depressão Periférica por L. F. Moraes Rego (1932, página 21) tem sido objeto de estudos de geólogos e geógrafos como Washburne, Preston James, De Martonne, F. F. Marques de Almeida, Otavio Barbosa, Rui Osório Freitas, Maurice R. Lannou, J. Demangeot, Aziz Ab'Saber. Muito poucos porém, são os trabalhos regionais publicados até o presente.

Apesar da inúmeras descrições feitas dos aspectos estruturais, litológicos, topográficos e morfológicos, não seria demasado caracterizá-la rapidamente, em seus elementos morfo-estruturais, à guisa de ponto de partida do presente estudo.

Essa área paleozóica, deprimida entre as escarpas mais avançadas da zona das cuestas, que delimitam a borda oriental dos derrames basálticos, com desníveis da ordem de 200 a 300 metros, e o Planalto Cristalino

Atlântico, é das unidades morfológicas mais características do Estado de São Paulo. É uma faixa de cerca de 450 quilômetros de comprimento de norte a sul e de aproximadamente 100 quilômetros de largura média, mais estreita ao norte, onde se inicia à base da serra basáltica de Monte Santo a nordeste de Cajuru e mais larga na sua porção central boqueirão do Tietê, e sul, boqueirão de Piraju. Essa faixa deprimida descreve arco de circunferência de convexidade externa, voltada para Sudeste, apoiada nas formações precambrianas do Planalto Atlântico, geralmente situadas em posições topográficas superiores.

* De modo geral, a topografia é pouco acidentada com desníveis da ordem de 20 a 50 metros e excepcionalmente superiores a 100 metros.

○ O quadro morfológico mais característico é o de amplitude de horizontes e suavidade de formas. São colinas de topo aplainado entre 550 e 650 e 700', levemente convexas divisores de vales largos, rematados em fundo chato de planícies aluviais medíocres.

Apesar de dominarem os sedimentos paleozóicos, ocorrem áreas superficiais descontínuas de corpos intrusivos magmáticos geralmente em forma de sills e diques de diabásio que desempenham papel importante na topografia.

As camadas mergulham numa direção geral noroeste com inclinações variáveis, maiores nas camadas basais do Grupo Tubarão, cerca de 15 a 20 m por km e menores nas camadas do Grupo Passa Dois 7 a 4 m por km das inferiores para as superiores.

Devido a essa estrutura homoclinal e a litologia de variada resistência face aos processos erosivos, as camadas mais resistentes salientam-se na topografia, constituindo relêvo de vertentes dissimétricas e desníveis variados.*

Há ainda para destacar, não só na Depressão Periférica como em toda a Bacia do Paraná, a ocorrência de perturbações devidas a falhamentos relacionados com intrusões de diques e sills de diabásio ou eruptivas alcalinas ou devidas a reativamento de falhamentos, provavelmente post-cretácicos.

* A Depressão Periférica é recoberta por densa rede de drenagem, salientando-se alguns rios principais como cursos consequentes que mantendo seu antigo traçado dirigido para NW em direção ao eixo da bacia do Rio Paraná, a partir de uma superfície de aplainamento antiga (final do Cretáceo e início Terciário) superimpuseram-se às estruturas paleozóicas e mesozóicas para romper a cuesta basáltica em boqueirões: o Tietê, o Paranapanema, o Mogi Guaçu e o Pardo. Esses rios, como artérias principais de maior capacidade erosiva e provavelmente com interferências tectônicas teriam provocado capturas através de seus afluentes, de "primitivos consequentes", que adaptando-se às estruturas, passaram a percorrer as cuestas com nítido desvio em seu traçado, a exemplo do Piracicaba, o Sorocaba, o Capivari, o Itararé, o Apiaí, o Taquari, etc.*

O subnivelamento geral dos interflúvios da Depressão Periférica entre 600 e 700 m, apesar da variada litologia, mergulhos regionais, e da deposição dos eixos de drenagem, permite concluir que toda a região esteve

sujeita, em determinada época geológica, a processos de aplainamento generalizado que arrasaram o seu relêvo, constituindo verdadeira superfície de erosão, identificada, entre as bacias do Tietê e Piracicaba, como superfície de erosão do médio Tietê, por Fernando Flávio Marques de Almeida (1964, página 232) e "Superfície interplanálticas desdobradas e marcadamente poligênicas", de Aziz N. Ab'Saber (1965, página 25) elaboradas no decorrer do Terciário ou seja, no lapso de tempo correspondente ao Plioceno Superior e Pleistoceno Inferior e separadas das superfícies de cimeira identificadas com os topos das escarpas arenítica-basálticas, as quais, da mesma forma que as interp'análticas, se desdobram regionalmente em níveis escalonados entre 850 a 1.000 metros. O desnível entre as superfícies de cimeira e as superfícies inter-planálticas gira em torno de 250 a 350 metros.

*Há de acrescentar ainda, no aspecto geomorfológico geral de toda a Depressão Periférica no Estado de São Paulo, a presença de níveis intermediários entre o topo aplainado das colinas e o assoalho, geralmente plano das várzeas. Esses níveis que se apresentam em 2 ou 4 patamares desdobrados, frequentemente recobertos de cascalhiras, indicam fases sucessivas de aplainamento lateral e enfalhe, oriundas de alternâncias climáticas e lento tectonismo positivo, post sub-nivelamento geral inter-planáltico, até épocas sub-atuais, ou seja entre o Pleitoceno e o Holoceno.

As formas levemente convexas e a cobertura vegetal natural, hoje quase inteiramente modificada, são reflexos dos processos morfoclimáticos atuais, sob fase climática quente e úmida, que pela curta duração, na escala do tempo, ainda não conseguiram disfarçar totalmente as paleoformas resultantes da atuação de fases mais secas do clima passado.

Somadas essas características morfo-estruturais aos aspectos humanos que lhe são inerentes, essa grande província morfológica do Estado se individualiza também como grande região geográfica, onde Pierre Defontaine (1935, página 48/156), depois a A.G.B. de São Paulo através de Pierre Monbeig (1949) distinguiram três paisagens, correspondentes a três sub-regiões naturais distintas. Aliás essa divisão tríplice também foi adotada por F. F. Marques de Almeida (1964 página 228) por considerá-la geomorfologicamente justificável, quando, dadas particularidades topográficas e morfo-estruturais, dividiu-a em Zona do Mogi-Guaçu, Zona do Médio Tietê e Zona do Paranapanema.

Na Zona do Médio Tietê, desse autor, localiza-se a área de Rio Claro, individualizada como um pequeno setor na porção centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista com características morfológicas bastante típicas, capazes de identificá-la como compartimento interplanáltico dentro da própria Depressão.

A Zona do Médio Tietê é definida por Almeida 1964, página 228/229, nos seguintes termos: "compreende cêrca de 15.200 quilômetros quadrados portanto uns 2/5 da área total da Província" — "mostra relêvo muito mais diversificado, pois que mais fundamente erodido que os das zonas vizinhas, tendo suas estruturas resistentes postas em claros ressaltos topográficos. Para facilidade de indicação cartográfica, propomos delimitar a zona do Médio Tietê seguindo os divisores de águas da bacia dêste rio

com as dos Rios Mogi-Guaçu e Paranapanema, delimitação que se aproxima da proposta por Deffontaines”.

Nessa zona, o trecho mais característico é o da “percée” do Tietê, onde esse rio e seu afluente Piracicaba entalharam fundamentalmente o conjunto arenítico-basáltico do grupo São Bento por superimposição pós-cretácica, aprofundando-se o Tietê até a soleira basáltica, à montante de Barra Bonita, numa altitude de cerca de 500 metros.

A fraca inclinação das camadas, a grande espessura regional da camada friável (arenito Botucatu) da ordem de 200 a 300 metros, e o reduzido ângulo entre a superfície topográfica e as estruturas, permitiram o entalhe da “percée” “consequente” do Tietê em forma de funil bastante largo, por que desenvolvido na zona de confluência daqueles dois rios.

Na porção mais aberta do funil, o desnível entre as colinas da depressão periférica e o topo das escarpas basálticas é da ordem de 300 e 400 metros. Essas escarpas, pertencentes à “cuesta interna”, de Almeida (1964, página 249) recebem nomes locais de Serra Itaqueri, Serra São Pedro, Serra do Taboleiro, Serra Botucatu e Serra Comprida/Vão perdendo altura e suavizando-se à medida que o Tietê avança no planalto ocidental, transformando-se em relêvo colinoso.

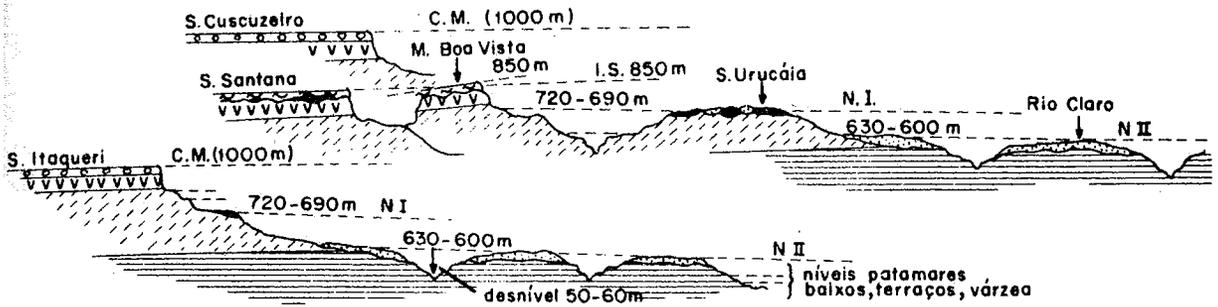
As cuestas da “percée” do Tietê têm características particulares devidas à grande exposição do arenito subjacente a um único derrame de lavas, formando paredes verticais, cujo traçado retilíneo de longos setores, especialmente nas Serras de São Pedro e Itaqueri, muito provavelmente reflete influências estruturais, marcadamente tectônicas. Aliás, essa retilinidade de traçado, orientada de leste a oeste, é também verificada no Rio Piracicaba, especialmente no trecho em que perlonga aquelas escarpas, correndo em direção oblíqua à inclinação geral das camadas.

O reverso dessas cuestas acha-se profundamente entalhado pela drenagem do planalto ocidental paulista, apresentando festões e lóbulos serrilhados e criando topografia de formas bizarras com pilares, mesas e baús.

Ao lado desse aspecto, profundamente orientado pela estrutura capaz de distinguir a “percée” do Tietê de outras zonas de depressão periférica, há o aspecto morfoclimático propriamente dito em que as influências climáticas, aliadas à evolução tectônica, criaram paisagem bastante típica de terraços correlacionáveis em toda a rede hidrográfica ali convergente, bem como de depósitos de cobertura argilo-arenosos capazes de identificar bacias de deposição modernas associadas à acontecimentos tectônicos pós “escavação” da Depressão Periférica.

A área por nós estudada drenada pelo Rio Corumbataí, afluente do Piracicaba, é compartimento inter-planáltico bem definido morfologicamente no conjunto da Depressão Periférica. Apresenta desnível da ordem de 200 a 300 metros em relação às escarpas basálticas situadas a oeste e norte, localmente designadas com nomes de Serra de São Pedro, Serra Itaqueri, Serra de Santana e Morro Grande, e deprimido também em relação ao divisor de águas do Mogi Guaçu e do Piracicaba, representado por restos de festão das cuestas da região de Analândia e Morro

ESQUEMAS DAS SUPERFÍCIES E NÍVEIS DE EROÇÃO NA BACIA DE SEDIMENTAÇÃO DE RIO CLARO



G. Bauru
 F. Botucatu
 G. P. Dois

- Dep. Serra Santana (Neo Cenozóica)
- Cascalheira de Canga
- F. Rio Claro (Neo Cenozóico)

Superfícies e Níveis

- 1 - Cimeira - Cristas Médias (C.M.)
- 2 - Intermediária - Serra Santana
- 3 - Interplanáltica
 - 1ª Sup. Urucáia (Neogênica I (NI))
 - 2ª Sup. Rio Claro (Neogênica II (NII))
- 4 - Baixos Níveis
 - Patamares Pedimentados
 - Terraços de Cascalheiros
 - Várzea

Des. Neveo

Delimitação da área estudada

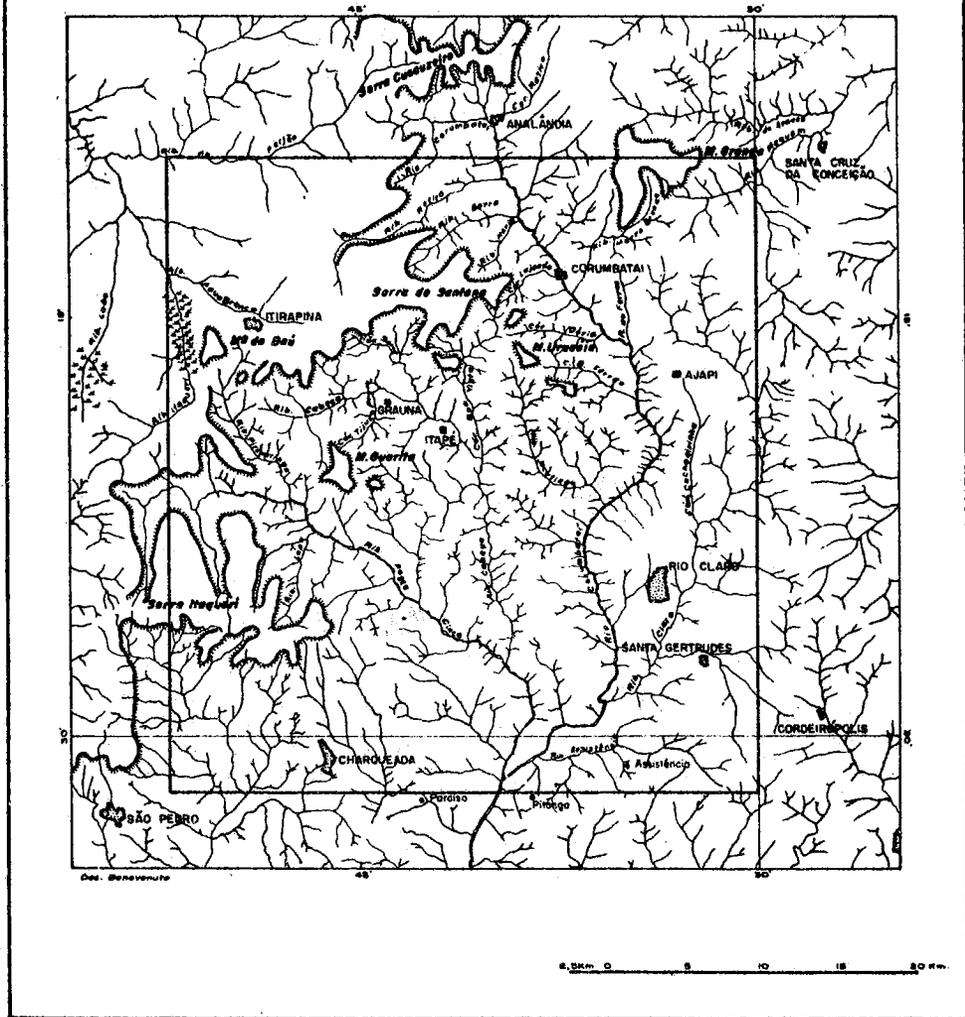


Fig. 1

Grande, com nomes locais de Campos do Moqué, Morro da Mata Negra, Morro do Remanso e Morro Azul.

Estreita-se na porção sul, à altura da confluência dos rios Passa Cinco e Corumbataí, separada por elevações interfluviais em forma de pinça de caranguejo, da bacia do Piracicaba. Essas elevações correspondem a prolongamento no sentido NNW—SSE de um festão pedimentado que, da Serra de Itaqueri, vem perdendo altura até à margem direita do Rio Corumbataí, onde nivela-se com a superfície geral interplanáltica (600m) entre Charqueada, Paiol e Recreio. Na margem esquerda do Corumbataí, aquelas elevações correspondem a um festão que do Morro Azul, cai em direção à Fazenda Pitanga e Saltinho, no sentido NE-SW.

Esse compartimento apresenta relêvo levemente ondulado, de colinas tubuliformes, terraços escalonados e várzeas relativamente estreitas e descontínuas, cujas altitudes oscilam entre 550 e 600m (nível das várzeas) e 600-650m (nível das plataformas interfluviais e colinas mais altas).

Embora escavado em terrenos Carboníferos Permianos e Triássicos, apresenta cobertura detritica pouco espessa de característica fluvial e de "playa" lacustre, depósitos semelhantes do ponto de vista de textura, estrutura e litologia, ocorrem em níveis topográficos diversos, não só na Região, mas em todo o interior do Estado de São Paulo, o que levou Bjornberg (1965) a indentificá-los simplesmente como "modernos" enquanto estudos minuciosos não permitam separá-los como unidades crono-estratigráficas ou pelo menos lito-estratigráficas. Referindo-se a eles, o autor (1965, pág. 111) assim se expressa: "Os sedimentos modernos estão distribuído em terraços de vários níveis, provavelmente de idades diferentes. Os níveis mais baixos, regiões de Rio Claro, Ajapi e São Pedro, apresentam fósseis que permitem datá-los como recentes, Mezzalira (39), Bjornberg, Landim e Meirelles (10, pp. 37/47). Entretanto, a ausência de restos orgânicos nos níveis mais elevados impossibilitou uma datação segura".

Empregamos o termo "moderno" quando nos referimos genericamente a esses depósitos, os quais parecem constituir o termo de uma superfície geral de aplainamentos que nivelou os divisores regionais entre 600 e 650 metros. Esses aspectos são suficientes para mostrar ser a área algo mais do que simples bacia hidrográfica: é um compartimento de relêvo, geomorfologicamente definido dentro de uma grande província geomorfológica do Estado. A esse compartimento denominamos Bacia de Sedimentação de Rio Claro.

Não queremos com isso dizer que seja único, pois uma análise do mapa topográfico do Estado permite a identificação, sob o ponto de vista do relêvo, de áreas semelhantes, na própria Bacia do Piracicaba e Tietê a montante de Barra Bonita e na Bacia do Mogi Guaçu e Pardo. Sabemos da existência de depósitos modernos, nos primeiros rios, pelos contatos de campo e, nos demais, por rápida observação e informações de Bjornberg (1965 página 115): "Dados de campo parecem mostrar que os terraços antigos dos rios Atibaia, Mogi Guaçu e Pardo, em cada margem, possuem 20 quilômetros de largura total. Entretanto, novas observações seriam para confirmar esse resultado.

Diante desses fatos se conclui da necessidade de estudos geomorfológicos regionais das áreas compartimentadas dentro da Depressão Periférica, que refletem, nas linhas gerais do relevo, gênese semelhante do ponto de vista estrutural e morfoclimático, mas onde as gradações nos aspectos da drenagem, na tectônica e litologia permitem individualizar quadros geomorfológicos locais.

Dentro dessa área, elegemos algumas zonas para estudos mais minuciosos, por se tratar de pontos chaves para elucidação de problemas regionais e da própria Depressão Periférica; os pontos de articulação das superfícies interplanálticas com as superfícies cimeiras, no fronte e sopé das cuestas, na Serra de Itaqueri e Serra de Santana.

Setores geomorfológicos da região de Rio Claro

* Colinas tabuliformes de vertentes suavemente convexa e patamares de fraca inclinação dispostos entre 550 e 650 m constituem o quadro principal do relevo da área, dando ao conjunto o mesmo aspecto de monotonia de horizonte, caracterizador de toda a Depressão Periférica.

Dentro dessa suavidade de relevo, contudo, podemos destacar alguns elementos que se definem e individualizam quer como relação às formas em si, quer com relação aos processos esculturadores, criando contrastes, evidentes através da paisagem natural e da própria ocupação humana.

Destaca-se, assim, de maneira dominante, o nível 600-630 metros representado pelos interflúvios tabuliformes capeados por sedimentos arenosos, dos rios Corumbataí-Cabeça, Cabeça-Passa Cinco, Corumbataí-Ribeirão Claro e dos pequenos, afluentes desses rios. A superfície geral desses interflúvios apresenta inclinação suave, cerca de 3m por km ao longo do eixo da Bacia de Sedimentação de Rio Claro, disposto no sentido geral N-S e ocupado pelo Rio Corumbataí. Este rio, considerado por Ab'Saber como recente-subsequente, tem seu traçado fundamentalmente orientado pela tectônica de falhamento pós-cretácica que teria afetado a região, concordantes em linhas gerais com a direção das camadas permo-triássicas.

Sob a influência de um complexo de fatores de ordem litológica, estrutural, tectônica e climática, essa rede de drenagem, aí estabelecida a partir do Terciário, participou de toda a história da escavação e pediplanação desse compartimento interplanáltico da grande província geomórfica.

Dada a generalização do referido nível em toda a área estudada e por ser bem característico no divisor de águas do Corumbataí e Ribeirão Claro, sítio da Cidade de Rio Claro, entre 600 e 630m, nós o denominamos — **Superfície de Rio Claro**, correlativa à superfície do médio Tietê de F. J. Marques de Almeida e incluída nas "Superfícies interplanálticas desdobradas" de Aziz Ab'Saber. Essa Superfície, partindo de 630-650 metros nas adjacências do fronte das cuestas e morros divisores de leste, inclinada em direção ao eixo da bacia, corta indiferentemente, sedimentos da F. Botucatu e do Grupo Passa Dois e se completa como superfície de agradação nos depósitos arenosos modernos.

Observando-se as vertentes dos interflúvios principais, nota-se a presença de colinas suavemente convexas, circunscritas em seus bordos, limitadas por marcante ruptura de declive e niveladas a 580-590m.

Essas colinas se desdobram em patamares como pisos de degraus que descem em direção aos vales principais. Os patamares se correspondem em altimetria e forma e estão ligados à história recente da escavação dos vales regionais, num lapso de tempo colocado entre a época da elaboração do tôpo dos divisores (superfície interplanáltica-pós-escavação da depressão periférica) e a época atual. Trata-se, portanto, dos níveis erosivos quaternários.

Altimetricamente se colocam entre 600-650m, alto dos interflúvios e o fundo dos vales situados a 540-600m. Esses patamares escalonados a 560-570m e 540-550m são bem evidentes, pela rarefação da cobertura vegetal, nas vertentes do Rio Corumbataí.

Os mais elevados, pela forma quase retilínea e suave inclinação seguida de brusca ruptura, lembram formas oriundas de processos de pedimentação, que teriam afetado a área posteriormente à esculturação das colinas.

Rupturas de declive nítidas, com desníveis da ordem de 10 a 15 metros e inclinação mais forte, marcam a passagem desse nível, tanto para as colinas mais elevadas como para os patamares inferiores 540-550m. Esses baixos níveis são algo descontínuos, especialmente na margem esquerda do médio curso do Rio Corumbataí, dada a flagrante dissimetria das margens. Os baixos níveis, em sua porção inferior, apresentam-se frequentemente capeados por cascalheiras e identificam-se como antigo assoalho aluvial. Sua borda está entalhada, pelo último processo de erosão vertical e constitui um nível de terraços 4 a 6 metros, acima das várzeas (bem visível na margem direita do Corumbataí, no setor acima referido).

Além desses elementos ligados à história geológica recente, tem significação na paisagem o nível atual das várzeas. Tal nível plano contrasta com as vertentes suavemente convexas ou quase retilíneas. As várzeas são pouco desenvolvidas e descontínuas ao longo dos vales principais, exceto no Corumbataí e muito pouco evidentes em seus pequenos afluentes.

Há que destacar os vestígios de uma superfície, também interplanáltica, situada em posições mais elevadas do que a superfície de Rio Claro em trechos setentrionais do divisor Passa Cinco e Cabeça (imediações do Morro da Guarita), nivelada a 720-690m, em correspondência com patamares capeados de canga, em esporões da Serra de Santana, do Morro Azul, Serra de Itaqueri e de testemunhos isolados dessas serras. Essa superfície identifica-se perfeitamente com o tôpo do divisor d'água dos Córrego Batista Ferraz e Córrego da Jacutinga, afluente do alto curso do Corumbataí (margem direita), na localidade de Santana do Urucaia e por isso foi chamada de **Superfície do Urucaia**.

Delimitando a região a oeste, noroeste e norte, alinham-se as escarpas arenítico-basálticas da Serra do Itaqueri, Morro Guarita, Serra

do Cuscuzeiro e Morro Grande, como superfície de cimeira, niveladas entre 950-1.000m.

Em posição intermediária, entre essa linha de cumiada e a superfície geral interplanáltica mais baixa, destaca-se a Serra Santana e os testemunhos isolados à sua frente, capeados de sedimentos arenosos reconhecidos como modernos. Essas elevações correspondem, em altimetria (800-850m) e aspecto morfológico, aos morros divisores d'água das bacias do Corumbataí e Mogi-Guaçu; Morro do Remanso, Morro Mata Negra e Morro Azul. Essa superfície de grande destaque dentro do quadro morfológico regional denominamos: Superfície Intermediária por se colocar entre a cimeira e as interplanálticas.

Os perfis geomorfológicos e o perfil esquemático das superfícies de erosão, permite observar que a descida da borda do planalto ocidental para a bacia de Rio Claro se faz através de nítidos degraus estruturais e erosivos dando a êsse compartimento deprimido a forma característica de anfiteatro.

Todos os elementos topográficos dêsse anfiteatro, compõem a paisagem morfológica do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista.

Quanto à litologia, ocupam grande espaço na área estudada, os arenitos associados às lavas basálticas da Formação Botucaçu. Aparecem em geral, acima da cota de 620 metros até o topo dos interflúvios mais altos da Bacia do Corumbataí e à base da cornija das cuevas.

Esses arenitos capeados ou não por efusivas salientam-se a oeste, noroeste e norte da bacia em forma de escarpas e morros testemunhos que delimitam a borda dos derrames basálticos, salientes em relação aos sedimentos friáveis da Formação Estrada Nova subjacente.

Na margem oriental da bacia do Rio Corumbataí, a Formação Botucaçu, menos espessa e menos conspícua, ocorre nos pontos mais elevados do divisor entre aquêle rio e o Mogi Guaçu. A importância dêsses sedimentos eólicos está no fato de constituírem a fonte de onde provierem os sedimentos arenosos retrabalhados especialmente pelas águas e depositados em épocas "modernas" no interior da Bacia de Sedimentação de Rio Claro.

Dentro da área, destacam-se ainda os Sedimentos arenosos modernos mal consolidados, que aparecem acima de 580 e até 630 metros no interior da bacia, capeando os interflúvios principais. Esses depósitos parecem encontrar correlação, senão do ponto de vista cronológico e altimétrico, pelo menos do ponto de vista físico e genético, com sedimentos semelhantes que capeiam o planalto de 700m próximo de Itaquerí e ainda a Serra de Santana, o Morro Azul e mais morros testemunhos isolados, de topo plano, da frente das cuevas, em altitude média de 850 metros. A formação Estrada Nova ocupa grande extensão na área acompanhando o vale do Corumbataí e seus afluentes e são os seus sedimentos siltosos e argilosos, entremeados de sílex, que se apresentam desdobrados em patamares e baixas colinas, esculpidos por epíclis erosivos recentes (570 a 540m).

Os sedimentos mais característicos do topo dessa formação são os siltitos variegados, predominantemente rosa e arroxeados, conhecidos regio-

nalmente como "piçarra". São bastante friáveis, facilmente esculptáveis, formando colinas de vertentes suavizadas.

A base dessa formação é representada por camadas de transição para a Formação Irati e é constituída por siltitos cor de cinza, bastante duros dispostos em camadas pouco espessas, lajes de sílex ou de margas, com importância local muito grande nas formas do relevo, apresentando quebras bruscas de declives e patamares estruturais (550-560m). A inclinação local das camadas do Grupo Passa Dois varia de 1 a 3.º, predominantemente para NW. Localmente há variações com inclinação para SE. A disposição horizontal também é comum.

* Ao sul da área estudada, nos Vale do Corumbataí e do Passa Cinco afloram arenitos avermelhados, siltitos, calcáreos, etc. do Grupo Tubarão, onde as camadas mais resistentes têm expressão topográfica, formando patamares correspondentes à superfície de Rio Claro. Essa ocorrência e o desenho em planta do afloramento mapeável surgem interferências tectônicas de falhamento com levantamento do assoalho e posterior erosão em forma de janela. Esse fato tem importância na interpretação da gênese da Bacia de Sedimentação de Rio Claro.

Resta fazer referência às rochas intrusivas, sills e diques de diabásio que afloram na porção meridional e leste do vale do Corumbataí e com papel relevante na morfogênese da área não só pelo aspecto topográfico em si, como núcleos mais elevados, mas, também, pela relação com fenômenos tectônicos modernos, de máxima importância, na compartimentação do relevo e suas consequências nos processos de escavação e aplainamentos, com retenção de material.*

Esses sills e diques intrusivos entre o Passa Dois e o Grupo Tubarão ou no próprio Passa Dois constituem pontos elevados na topografia (650-700m) à altura de Iracemópolis, da Fazenda Pitanga, no divisor Água Vermelha, Passa Cinco e nos limites orientais da Bacia do Corumbataí, Morro Santa Gertrudes, Morro Florestal em Rio Claro, continuando em direção onde se confundem com a borda interna dos derrames basálticos do Estado.

* Esses corpos intrusivos maciços e resistentes altimetricamente pouco destacados na paisagem, desempenham papel importante na morfologia regional como formas residuais da 1.ª grande fase de aplainamento que afetou a região (Neogênico I), após o entalho erosivo que iniciou a escavação da depressão periférica. Tais formas residuais sofreram os reentalhos e aplainamentos erosivos posteriores, referentes aos epíclito erosivos mais recentes, marcados na paisagem pelo nível dos interflúvios alveolares, baixos patamares e níveis de terraços.*

De menor expressão na área são, ainda, as cascalheiras os depósitos argilo-arenosos, turfosos e bancos de areia que se depositaram e se depositam nos talvegues e várzeas dos rios, provenientes não só de montante pelo transporte fluvial, mas, também, das vertentes por transporte coluvial os quais, pela posição topográfica e relação com as vertentes e solos atuais, pela natureza, forma e estrutura, indicam, relativamente, as fases de deposição pré-atuais ou atuais.

III — SIGNIFICADO DA REDE DE DRENAGEM REGIONAL

- Estudos sobre a drenagem, com base em aerofotos.
- Implicações tectônicas e relações com a epigênese pós-terciária.
- Os problemas de idade na tectônica quebrável regional.
- Estrutura, desnudação, tectônica e relevo de cuestas.

Estudos sobre a drenagem,
com base em aerofotos

Da análise das fotografias aéreas que serviram de base à construção de nosso esboço planimétrico e da folha topográfica de Campinas na escala de 1:250.000, fizemos, a respeito da drenagem regional, as seguintes observações que podem ser acompanhadas pelo esboço morfológico.

1.º) Existe concentração da drenagem a montante da zona sobrelevada de Pitanga.

* O Rio Corumbataí ocupa posição axial, algo excêntrica na bacia, sendo a rede de seus afluentes da margem direita muito mais densa e mais longa. Esses afluentes surgem de 3 posições topográfico-litológicas viáveis e evadas da periferia da bacia entre 640 e 690 metros, em facies distintas: a mais comum está na base das escarpas e plataformas interflu-areno-argilosa conglomerática do arenito Botucatu.

E o caso da própria origem do Corumbataí e de ribeirões seus formadores, situados à margem direita, no seu alto e médio curso e de afluentes do Passa Cinco. *

Um segundo tipo de nascentes que chama atenção pela excentricidade geomorfológica, são ribeirões que, originando-se no alto da Serra Itaqueri, despencam em saltos de cerca de 200 metros, em forma de vales suspensos para integrar o alto curso do Passa Cinco. Esse nível freático é dado pelo contato do arenito Bauru com o basalto ou da cobertura arenosa moderna do topo da serra e o basalto, entre 950 e 1.000 metros.

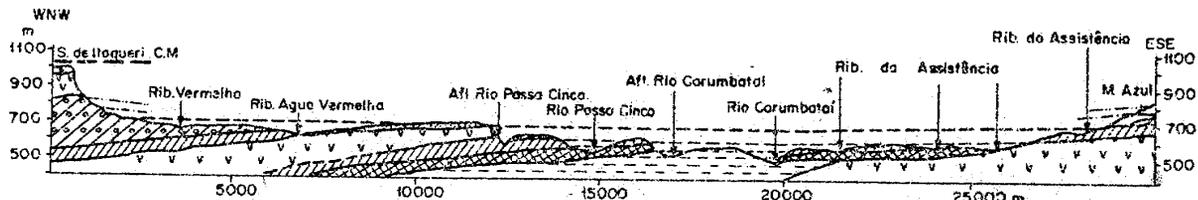
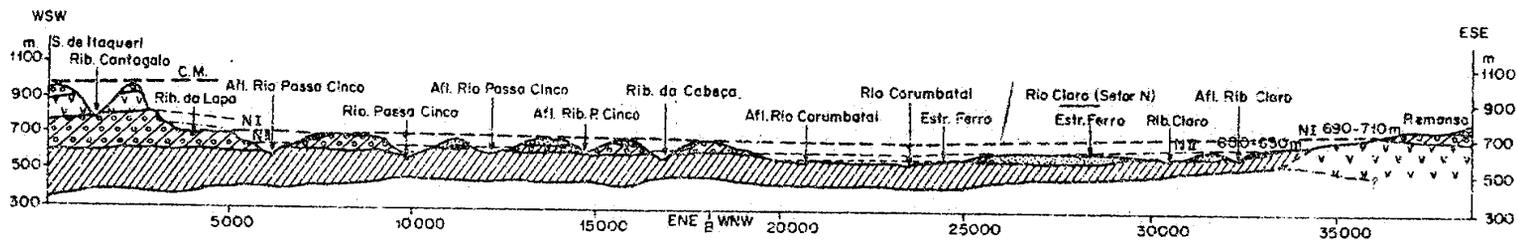
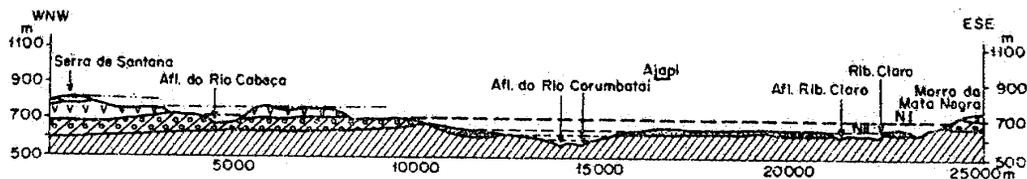
Um terceiro tipo de nascente ocorre em níveis mais baixos no contato do diabásio com sedimentos argilosos do Grupo Passa Dois ou Tubarão ou dos sedimentos arenosos da Formação Rio Claro e do Passa Dois, entre 550 e 600 metros. Geralmente fazem parte de drenagem da segunda ordem de importância, afluentes menores e sub-afluentes.

* 2.º) Observa-se no traçado do Rio Corumbataí e de seus afluentes maiores, especialmente no Passa Cinco, direções nitidamente orientadas que se correlacionam entre si e com linhas do relevo regional: uma direção NW-SE no curso médio superior do Corumbataí e seus afluentes da mar-

PERFIS GEOMORFOLÓGICOS DA BÁCIA DE SEDIMENTAÇÃO DE RIO CLARO

(Conforme secções assinadas no esboço geológico planimétrico)

Feito a base do folha topográfica de Rio Claro e São Carlos do Pinhal - D.G.G. - 1942



F. Botucatu
arenitos e lavas

F. Est. Novo - siltilitos, arenitos
G. P. Dois
F. Irati - calcários, folhelhos

G. Tubarão - F. Itapetininga - arenitos

F. Rio Claro - arenitos inconsolidados (N. Cenoz)
argilitos e conglomerados
Dep. Serra Santana (Nec. Cenozoico)

F. Bauru (Neo-K)
Intrusivas básicas (Eo-k)

Superfície Cimeira-Cristas Médias (C.M.)

Superfícies Interplandântica
Neogênica I
Neogênica II

Níveis Interplandântica
Entre cimeiras e interplandânticas
Entre interplandântica e várzea atual

gem direita paralelos entre si: Córrego Batista Ferraz, Ribeirão da Jacutinga e Ribeirão das Araras; nos médios cursos do Ribeirão do Cabeça e Passa Cinco; no Ribeirão Água Vermelha; no alto curso do Ribeirão Claro.

Essa é também a direção das principais corredeiras e pequenos saltos do rio Corumbataí nos segmentos quase N-S de seu curso, e de corredeiras e saltos de seus afluentes.

Há ainda uma direção nítida no médio curso do Corumbataí onde este rio perlonga o patamar de Uruca a no Bairro de Jacutinga: NE-SW. Essa mesma direção é observada em seus formadores: Ribeirão das Marias, Ribeirão da Barra, Ribeirão da Fazenda, Santa Rita, Ribeirão do Retiro, na própria cabeceira do Corumbataí, no médio e baixo curso do Ribeirão Claro, no baixo curso do Corumbataí e do Passa Cinco, no trecho que se superimpõem às estruturas sobrelevadas de Pitanga-Paraiso. Nessa zona, o Passa Cinco, desviando-se de seu curso NW-SE, descreve ângulo de cerca de 90° e corre paralelamente ao Corumbataí para juntar-se a ele, exatamente no ponto de estrangulamento de sua bacia.

A mesma direção NE-SW é observada em segmentos dos afluentes do alto Passa Cinco: Ribeirão da Lapa, Cantagalo e Cachoeira que após o salto de topo à base da Serra de Itaqueri, sofrem desvio para NE em busca do Passa Cinco.

Esses ribeirões suspensos na falda norte da Serra de Itaqueri apresentam direções S-N e SSE-NNW, que se corre acionam com a inclinação da superfície nessa aba da serra e com a direção dos altos cursos do Ribeirão Itaqueri e Ribeirão do Lobo, afluentes do Jacaré Guaçu que drenam o planalto de Campo Alegre, compartimento deprimido em relação à Serra de Itaqueri, do Cuscuzeiro, de Santana, S. Carlos e Dourados.

Esse fato, mais a situação de vales suspensos e o desvio brusco para NE na base da serra em busca do Passa Cinco, sugerem a possibilidade de fenômenos de capturas relacionadas com tectonismo por reativamento de falhas.

Bastante evidente é também a direção geral do Corumbataí NNE-SSW, retomada várias vezes em segmentos curtos de seu curso nas zonas de mudanças do traçado. É claramente distinta nas imediações da confluência do Ribeirão Claro, passando, mais à jusante a NE-SW.

Finalmente, no alto curso do Passa Cinco uma direção importante do ponto de vista geomorfológico, porque é a mesma direção geral do fronte norte e sul da serra de Itaqueri, do sul da Serra de S. Pedro, acompanhada pelo trecho retilíneo do Rio Piracicaba a jusante do rio Araquá. Trata-se da direção W-E e passando a WEW-ENE, esta última bem clara no baixo curso do Ribeirão Cantagalo, no Córrego João Pinto e Ribeirão dos Sinos, afluentes do Passa Cinco. Essas direções são de grande importância nas últimas fases da evolução geomorfológica da região.

Em resumo, vemos que as direções principais da drenagem do Estado de São Paulo estão representadas nesse compartimento de relêvo N70E-N10E-N50W (direção do Tietê e do Sistema de diques da Bacia do Paraná, segundo Bjornberg).

Quanto aos padrões de drenagem, a simples enumeração dessas direções preferenciais mostra que predomina os padrões paralelos, especialmente nos trechos mais longos dos afluentes do Corumbataí pela margem direita (NW-SE) e, padrões retangulares nas mudanças bruscas do traçado em direções normais às primeiras, nas confluências de pequenos subafluentes com afluentes do Corumbataí e Passa Cinco, direções prováveis da rede de diaclasamento e fraturas do arenito Botucatu.

Drenagem dentrificada só ocorre nas cabeceiras dos afluentes originados nos sedimentos argilosos do Grupo Passa Dois ou Tubarão, portanto no médio e baixo curso do Corumbataí.

Esses padrões, porém, ocorrem simultaneamente em toda a bacia do Rio Corumbataí de tal forma que não podemos identificar através deles nenhuma área geomorfológica-hidrográfica distinta. Muito ao contrário, é o conjunto que identifica a Bacia do Corumbataí com a Bacia de Sedimentação de Rio Claro, caracterizando-a como unidade geomorfológica.

Analisando as direções dos rios da bacia em relação à estrutura, observa-se que o Corumbataí de traçado geral NNE-SSW segue aproximadamente a direção das camadas Permo-triássicas, perlongando o fronte da cuesta basáltica até seu médio curso. Esse fato tem levado geólogos e geomorfólogos e considerarem-no como rio subsequente e os seus afluentes que entalham a frente das escarpas em contornos lobulados, como obsequentes.

Nosso conhecimento da região, confirmado por evidências geomorfológicas de campo, corroborado por trabalho que trata da tectônica da bacia do Paraná ou mais especificamente da região focalizada, nos autoriza a considerar o Rio Corumbataí, como um rio post-cedente a falhamentos ou reativamentos de falhas que afetaram a região após a deposição do Grupo Bauru até épocas modernas.

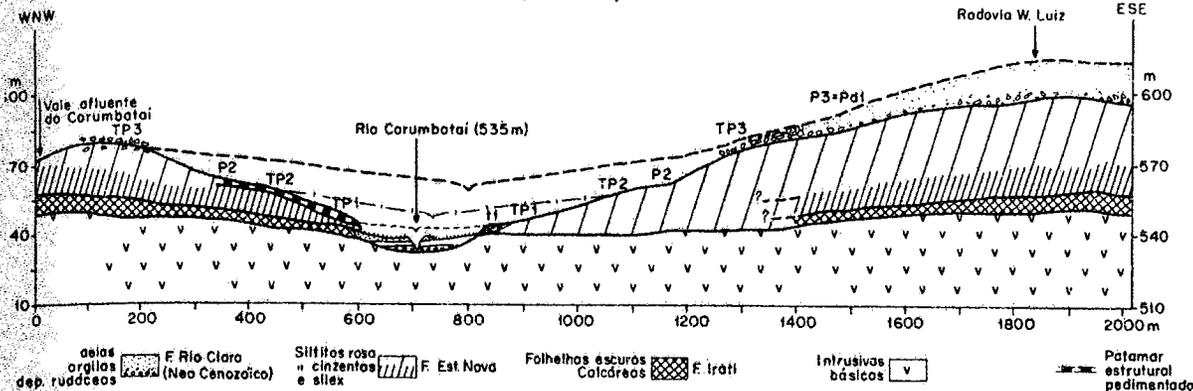
Nesse caso, se sua orientação face à disposição estrutural, o coloca em situação do rio subsequente e como tal ele parece se comportar no processo de escavamento desse compartimento da depressão periférica, por outro lado as influências tectônicas lideram seu traçado e sua participação na evolução erosiva da bacia.

Da mesma forma, seus afluentes orientados segundo falhamentos NW-SE, SW-NE e WSw-ENE e ainda os rios anômalos de direção S-N e SSW-NNE oblíquos à inclinação das camadas seriam pseudo-obsequentes e o festonamento e recuo da "cuesta", especialmente da serra do Itaqueri, obedeceria a posições tectônico-erosivas refletidas no traçado retangular e quadrangular do lóbulos da serra e em seu desenho geral.

Do ponto de vista geomorfológico a posição direcional dos cursos d'água da Bacia do Corumbataí acompanhada pela direção e inclinação geral das superfícies interplanálticas, permite concluir tratar-se de drenagem estabelecida em fase posterior ao aplainamento cimeiro e à superimposição consequente do Tietê. Enquanto a superfície cimeira se inclina para NW, os tetos topográficos da bacia mergulham para o S, SW e SE.

Apenas fogem à regra os de direção sul-norte que se apresentam como vales suspensos na Serra de Itaqueri e que teriam participado da

PERFIL GEOMORFOLÓGICO DO VALE DO RIO CORUMBATAÍ (níveis de pedimentação)



dep. argiláceos
 F. Rio Claro (Neo Cénozoico)
 Siltitos rosa e cinzentos e sílex
 F. Est. Nova
 Folhelhos escuros Calcáreos
 F. Irati
 Intrusivas básicas
 Patamar estrutural pedimentado

EROSÃO
de patamar (climático)

CRONOLOGIA RELATIVA
Pleistoceno inferior

NÍVEIS TOPOGRÁFICOS
P3 - Pd1: nível geral dos afloramentos Sup. do Rio Claro - 600-650m
Níveis pedimentados nos elevados, correspondentes à pedimentação Pd1 - 582 : 590m

DEPÓSITOS
F. Rio Claro: depósitos arenosos mioc. com lentes argilosas e calcáreas, sendo argilosa de esp. 30m espessura.
Cascalheiras: aluviões de grossos seixos de quartzo rolados.
Fragmentados e angulosos

pedimentação (curta) (climático)

Pleistoceno superior ou Limite Pleistoceno Holoceno

areias ferrug. pedimentadas 540-550m (3-4m acima das varzeas, subindo em tempo até 10m)

Nível geral dos barrancos dos baixos do rio

Cinturão de bases no limite do ruído, onde, raras, paleopedimentos nos depósitos argilo-arenosa nas varzeas.

embar, planície do rio
deposição leve que
limpa, porém com 3 oscilações
climáticas do tipo para o seco
deposição dos paleopedimentos -
pedimentação (curta)

drenagem antecedente ao escavamento e deposição da Bacia de Rio Claro, dirigida para o Jacaré Açu e agora integrados na drenagem interplanáltica por processos de origem tectônica erosiva.

A posição atual da maior parte do curso do Rio Passa Cinco (NW-SE) é correlativa à direção do Jacaré Açu e a mesma do corredor deprimido a 700m. entre a Serra de Itaqueri e a Serra de Santana, que faz a articulação entre o Planalto de Campo Alegre e a Bacia de Rio Claro, portanto, Planalto Ocidental e Depressão Periférica. Lembra a antiga posição que teria ocupado o Piracicaba para alcançar o Planalto de Campo Alegre. Talvez a mesma direção tectônica que teria orientado o curso pretérito do Piracicaba, orientasse agora o atual curso do Passa Cinco por reativamentos, concomitantes e posteriores ao escavamento da Bacia de Rio Claro.

Esse fato vem comprovar que as antigas direções tectônicas vem se mantendo através dos tempos geológicos.

Rui Osório de Freitas (1955, página 179) referindo-se à tectônica da Bacia do Paraná, diz: "as direções tectônicas concordam com as do Escudo Brasileiro observando-se dois sistemas:

- 1.º) ENE-WSW; e
- 2.º) NNW-SSE".

Implicações tectônicas e relações com a epigênese — pós-terciária

A análise de rede de drenagem e de suas relações com as direções das escarpas de especialmente na Serra de Itaqueri, obriga-nos a considerações a respeito da tectônica regional, antes de estudar a origem e evolução da Bacia de Rio Claro.

Embora desde 1930, em estudos para a pesquisa do petróleo (trabalhos de Washburne, 1930; Moraes Rego, 1930, 1930-a, 1930-b, 1946; Oppenheim e Malamphy, 1936; I. C. Amaral e H. Alves de Souza, 1936; Almeida e Barbosa, 1953; Barbosa Gomes, 1958) e em estudos posteriores com outros objetivos (Bjornberg 1965) se venha afirmando a existência de falhamentos na região, poucos autores considera esse problema em suas implicações com o relêvo de "cuestas" no Estado de São Paulo. Dentre os que procuraram analisar o problema da gênese das escarpas em correlação com o tectonismo da Bacia do Paraná, destacam-se: Gutmans 1949; Freitas, 1950-1951-1955; Setzer, 1956; Queiroz Neto, 1960 (embora em 1963 juntamente com Christofletti tenha negado a primeira hipótese de falhamento na área de Serra Santana); Fulfaro, Landim e Ellert, 1967.

Não vamos tratar da evolução desses conhecimentos, mas discutir algumas observações julgadas importantes para colocar o problema da gênese da bacia de Rio Claro.

Os fundamentos dos estudos dessa tectônica acham-se em dados gravimétricos e magnéticos para levantamento da posição do assoalho cristalino e das massas mais densas de diabásio, intrusivas nos sedimentos com complicações de dobras e falhas. Estudos estratigráficos, tomando

como base as posições da Formação Irati, também constituem fonte valiosa para indicação do tectonismo na Bacia do Paraná.

Amaral e Souza que, em 1930, empreenderam prospecção magnética e gravimétrica na região entre São Pedro e Piracicaba e Rio Claro, notaram linhas de fraqueza no terreno de direções predominantes SE-NW.

Verifica-se que direção SE-NW seguida pela maioria dos afluentes na margem direita do Corumbataí e pelo maior segmento do Rio Passa Cinco foi considerada pelos autores como linhas de fraqueza do terreno, já na emissão do magna diabásio.

Oppenheim e Malamphy (1936) a respeito da tectônica da área de S. Pedro, Charqueada dizem que dois fatores estruturais afetaram a faixa sedimentar: as intrusões magmáticas em forma de diques com intensas ramificações, sills, necks etc., e as fraturas e falhas geralmente de pequena projeção vertical e grande desenvolvimento territorial. Estas relacionadas principalmente com intrusões magmáticas para as quais serviam de vias de intrusão.

Os autores observam: "Havendo tal abundância de massas intrusivas atravessando a área em tôdas as direções, é óbvio que elas não penetraram nas rochas clásticas encaixotantes por processos de percolação e, sim por intrusões violentas, segundo as falhas e planos de fraturas já existentes, ou abrindo caminho por deslocamento das camadas do sistema".

A respeito da estrutura de Pitanga, os autores fazem as seguintes considerações: "Torna-se patente na estrutura regional um sistema de falhas de reduzida projeção vertical, dispostos "en echelon" de leste para oeste, formando, além desta, duas estruturas próprias à área — o "graben" de S. Pedro e a elevação do "horst de Pitanga"... "as falhas presumíveis são da ordem de 25 a 50 metros e estão associadas a numerosas fraturas menores".

Com relação a Pitanga, Moraes Rego (1930 e b e 1946) e Washburne (1930) são favoráveis à hipótese de levantamentos domáticos e estruturas anticlinalis.

Essa mesma teoria é defendida por Almeida Barbosa (1953) que a consideram como um monoclinal assumindo a forma de "nose" nas camadas inclinadas para NW. Os mesmos autores, porém, não excluem a hipótese de falhamentos na região, ao afirmarem à página 80: "na maior parte da região acham-se as camadas não deformadas porém localmente mostram deformações apreciáveis, dobras e falhas que comumente acham-se relacionadas a grandes intrusões basálticas".

Landim (1967) disputando várias hipóteses da gênese da estrutura de Pitanga, declara ser favorável à hipótese de Oppenheim afirmando ter observado um sistema de falhas de reduzida projeção vertical dispostas escalonadamente da leste para oeste, formando, zona rebaixada na região de São Pedro, Charqueada e zona sobreelevada em Pitanga, onde encontrou uma série de fraturas e falhas de pouca importância individual.

Da tectônica regional tratou também Bjornberg (1965 pág. 69) referindo-se à gênese dos depósitos modernos de Região de Rio Claro: "A tectônica parece ser um dos fatores mais importantes do processo sedi-

mentológico. As perturbações estruturais provocam irregularidades na superfície crustal, pondo em ação processos erosivos". "Os diastrofismos têm também importante papel no contróle da sedimentação". Citando Termier (48 página 2) o autor explica que: "Cada deslocamento do nível de base por levantamento, permite rejuvenescimento do relêvo, acompanhado de retomada de erosão. Nas áreas onde o soerguimento fôr maior, haverá quebras e abatimento por falhas normais".

De nossa parte julgamos que uma subsidência tão profunda do eixo da Bacia, colocando o basalto em Presidente Prudente a 1.500m, abaixo do nível do mar, não poderia ter como consequência um simples levantamento periclinal da bacia e levantamento epéirico do núcleo cristalino, senão um rompimento crustal ou reativamentos de falhamentos, não só no escudo, como na porção periclinal da bacia, exatamente no ponto de maior flexura das estruturas.

Quanto ao tipo de falhamentos, o autor afirma que os principais são: falhas de rejeito horizontal e falhas normais, sendo que as últimas se apresentam mais frequentes próximas do contato com o cristalino.

Sintetizamos aqui as conclusões de Bjornberg: os falhamentos de rejeito horizontal são bastante importantes; existe um denso sistema de cisalhamento comum a tódia a crosta terrestre que gera esforços secundários determinando a segmentação e compartimentação da crosta (estrutura regmática). A compressão horizontal seria a responsável pe'a segmentação da crosta em polígonos, os quais por redistribuição de esforços e de novos falhamentos vão aos poucos se reduzindo.

Na área situada entre S. Carlos e Rio Claro há esforços compressivos de direção NW discrepantes dos demais de dominantes ENE-WSW e SW. Provavelmente aquêles esforços originam-se de tensões secundárias que localmente se apresentam como principais.

Em suas conclusões, porém o autor deixa aberto o problema da idade dos falhamentos na região quando argumenta à página 107: "É necessário lembrar que, apesar de haver indicações de serem modernos os falhamentos, não se pode precisar a época em que surgiram, é provável serem reincidentes, inclusive".

Depois de afirmar que falhamentos de dezenas de metros de rejeito vertical ocorrem ao sul da região dos sedimentos modernos, onde são mais fortes as rupturas de declive do Tiefê e outros rios, sem precisar a sua localização, dá breve definição do estilo tectônico à página 114: "No conjunto, os falhamentos podem agrupar-se num só quadro tectônico, resultante de compressões horizontais e arqueamentos epéiricos".

As argumentações e conclusões do autor foram aqui referidas ou transcritas pela importância que esses fatos tectônicos apresentam para o estudo geomorfológico da área, especialmente à interpretação dos fatos ligados à gênese da bacia de Rio Claro. Revestem-se de máximo interesse as informações sobre a idade dos falhamentos ou reativamentos de falhas e sobre o estilo poligonal da tectônica, vivamente reproduzidos no padrão retangular da drenagem local, através de segmentos de rios orientados nas

direções dos esforços principais e secundários e nas mudanças bruscas no traçado, para conformar, em planta, o desenho geométrico que pode ser observado no nosso esboço geomorfológico feito à base de fotografias aéreas. Básicas são também as informações sobre o rejeito dos falhamentos a jusante dos depósitos modernos para considerações sobre a origem da Bacia de Rio Claro.

Se a escavação regional foi comandada por levantamentos pós-cretácicos e se os falhamentos são resultantes de arqueamentos, epêiricos, vemos que não se podem dissociar processo de escavação, de processos de tectonismo. O soerguimento comandando o entalhe, a tectônica quebrável organizando a rede de drenagem.

A epigenia do Rio Corumbataí e a deposição dos sedimentos da Bacia de Rio Claro são decorrências da atividade tectônica pós terciária.

Rui Osório de Freitas, Gutmans, Setzer, Fulfaro, Landim e Ellert foram pouco além ao tratar da tectônica da Bacia do Paraná, relacionando-a com gênese do relevo de cuevas. Suas idéias serão discutidas adiante.

Os problemas de idade na tectônica quebrável regional

Se os autores citados estão de acôrdo quanto à existência de falhamentos na Bacia do Paraná, poucos são os trabalhos que dão informações sobre natureza e idade do tectonismo. Dentre êsses, como vimos, a maior parte atribuiu idade post-cretácica para o tectonismo:

Rui Osório de Freitas (1955 página 166) admite) fases: a 1.^a pré basáltica, ao longo da direção WSW-ENE; a 2.^a pós-basáltica com falhas normais orientadas a NNW-SSE e uma 3.^a pós cretácica seguindo NNW-SSE e ENE-WSW.

Wernick e Ebert (1967), a respeito da idade dos falhamentos da Serra de Santana, assim se expressam:

“As rochas da Serra de Santana mostram, pois, caráter misto entre os Grupos 1 e 3, isto é, exibem tanto características de rochas intrusivas quanto efusivas. Os autores concluem (sic) que as rochas da Serra de Santana iniciaram a sua cristalização em condições hipabissais semelhantes às dos “sills” dos sedimentos pré Botucatu. A fase final da consolidação, porém, ocorreu em condições de alívio de pressão, provavelmente por interferência de falhamentos, resultando num rápido resfriamento, com produção de vidro. Tal hipótese sugere a presença de intensa atividade tectônica já por ocasião das manifestações de magmatismo básico na Bacia do Paraná, e um certo grau de solidificação diagenética do arenito Botucatu já antes da fase magmática”.

Se aceitarmos idade Triássica para o arenito, a intrusão e falhamento seriam, pelo menos, do limite Triássico-Cretácico, senão Cretácico.

Na Serra de Santana foram identificadas por Bjornberg cisalhamentos dominantes nas direções N70E, N10E e N50W, as direções principais da drenagem no Estado de São Paulo e dos falhamentos do cristalino, o que permite identificá-los como reativamento de antigos falhamentos.

As falhas normais (N70E) correspondem os afluentes do Corumbataí, pela margem direita: Ribeirão da Barra, Ribeirão da Fazenda Santa Rita, Ribeirão das Marias, Ribeirão do Retiro e a própria cabeceira do Corumbataí. Podemos identificar um contato em falha entre diabásio e arenito a 780m na subida da Serra de Santana na rodovia Washington Luiz. A extrema irregularidade do contato, cheio de sinuosidades, é um dos elementos que permite caracterizar o corpo magmático como intrusão, que encontrou o arenito já litificado no local.

Esse fato é importante para caracterizar a intrusão como pós-consolidação dos arenitos, portanto, pelo menos cretácica, se não posterior. Há milonitização nas adjacências e altasilicificação na superfície de contato. Trata-se de contato de sill com complicações de falhamentos, cujas direções do plano de falha são aproximadamente N50W e dos esforços N70E. O plano de contato apresenta forte mergulho para SE.

De acordo com Bjornberg os diques parecem controlar a tectônica moderna. As direções dos falhamentos antigos aparecem ao longo deles. Pelo fato de não se soldarem à rocha encaixante, participando como intrusão, constituem zonas de fraqueza dentro do arenito Botucatu. Os esforços tectônicos aos quais é submetido o pacote sedimentar, manifestam-se nos diques em forma de falhamentos de várias idades. Bjornberg não precisa a época exata do tectonismo, como vimos anteriormente, afirmando, apenas, ser ele moderno, pois evidências diretas de falhamento no Grupo Bauru foram por ele identificadas no km 256 da rodovia Descalvado-São Carlos, onde cisalhamentos apresentando estrias de atrito mostram uma persistência das falhas na direção NW e mergulhos verticais. Reproduzimos a foto de uma falha cujo mergulho é 60°W.

Além das citadas falhas que atestam a época das perturbações regionais, existem na região outras evidências cronogeomorfológicas de tectonismo.

Ao observador que atentar para os morros testemunhos isolados à frente das escarpas basálticas (800-850m), não passará despercebido que a inclinação superficial dos mesmos é bem maior do que a inclinação geral da superfície do reverso do Planalto Ocidental, esta da ordem de 2.^a a 3.^a.

Aquêles morros isolados apresentam-se com inclinação entre 5.^o e 6.^o para NW. Há casos especiais de inclinações maiores.

Esses morros apresentam-se capeados de sedimentos modernos. O adernamento e a cobertura de depósitos arenosos supra basáltica ou diabásica (?) são evidências de que houve falhamento e adernamento do conjunto, post-deposição daqueles depósitos, que são encontrados capeando outras superfícies de inclinação normal como a Serra de Santana.

Poderemos situar a época desses falhamentos entre o fim do Terciário e início do Quaternário, isto é, após a esculturação da superfície acompanhada da deposição detrítica e concomitante com reentalhe epicíclico dos vales, responsável pelo seccionamento e separação desses morros, do conjunto planáltico.

Talvez sirvam também para esclarecer problemas cronológicos do tectonismo regional, as evidências morfológicas de falhamento que observa-

mos na proximidade da confluência dos Ribeirões da Lapa e Cantagalo, no sopé da Serra de Itaqueri.

Trata-se da dissimetria marcante de margens verticais cortadas no arenito Botucatu por aqueles ribeirões, que se orientam segundo as direções: NNE e WSW.

O fato, embora comum ao longo da margem direita dos ribeirões, é bem evidente no Ribirão Cantagalo, à altura do Sítio do Sr. Sebasrtião Custódio. Não se trata de simples entalhe de margens em meandros, porém no seccionamento de pedimentos rochosos obsequentes, da Serra de Itaqueri, esculpido na última grande fase de pedimentação e pediplanação que conformou o nível de Rio Claro, atualmente cerca de 40-50m acima do nível das várzeas. Vários desses pedimentos nivelados a 680m, acham-se, pois, cortados por aquele rio, apresentando na margem esquerda paredes verticais da direção WSW-ENE de 50 metros de altura enquanto que, na margem direita, o entalhe é de apenas 8 metros, colocando-se o topo quase plano do interflúvio Lapa Cantagalo (margem direita) a 660-670m. Há, pois, desnível de 10 a 15m, entre a superfície superior e a inferior.

A inclinação da superfície mais alta dos pedimentos em direção ao ribeirão é de 2.^a a 3.^a, a mesma inclinação da superfície inferior.

Embora tendo que retomar o assunto dos sedimentos e seus níveis no capítulo referente à gênese e evolução da Bacia de Rio Claro, devemos para esclarecer, lembrar que na área de Itaqueri, esses pedimentos ligados ao nível de Rio Claro, se iniciam um pouco mais alto que no setor norte da bacia, entre 670-690m à base do patamar superior correspondente ao nível residual de aplainamento mais antigo (Neogenico I). No contato, sua inclinação é da ordem de 12 a 15° passando a 8,6 e finalmente a 3.^a, e menos, tendo continuidade até a superfície subtabular de Rio Claro.

Em outros pontos, onde não ocorre o seccionamento pelos rios, essa superfície é contínua com inclinação da ordem de 3 a 2.^a em direção ao Passa Cinco.

Essas evidências nos levaram a admitir um reativamento de falhas após a última fase regional de pedimentação. Na época dessa pedimentação colocada, por cronologia relativa, no Pleistoceno médio, a drenagem que descia da serra (direção W-E e SW-NE) divagante intermitente, anastomosadas esculpiu por escavação lateral e planação os pedimentos rochosos, depositando, na porção plana adjacente, detritos grosseiros e, mais distante, arenosos finos. Em fase úmida posterior, sobrepujando o entalhe vertical sobre a erosão areolar e sob ação epirogênica positiva, a drenagem se organizou novamente, seguindo antigas linhas tectônicas, superimpondo-se a partir da cobertura detrítica, aos baixos interflúvios obsequentes e, assumindo novamente as primitivas direções NNE-SSW e WSW-ENE.

O desnível de 10 a 15 metros entre o topo dos sedimentos situados na margem esquerda e a superfície do interflúvio da direita, pode, assim, ser explicado, admitindo-se a hipótese de reativamento de antigas falhas, concomitante com o penúltimo reentalhe erosivo — regional. Se tal hipótese fosse confirmada por métodos geofísicos poderíamos atribuir a causa do

basculamento a um desequilíbrio isostático provocado pela escavação e aplainamentos anteriores com retirada do material e redução do peso da massa sedimentar em relação à cobertura basáltica do planalto. O afundamento das zonas basálticas mais espessas do planalto, seria acompanhado por levantamento de suas bordas e festões adjacentes.

Nessas conjecturas, abandonamos a hipótese de simples erosão para o rebaixamento do interflúvio Lapa-Cantagalo por não encontrar correspondência erosiva nos paredões verticais da margem esquerda, pois, em recuo por erosão, a escarpa entalhada em rocha homogênea tenra (base do Botucatu) tenderia a se suavizar. O recuo paralelo (se existiu) conservando a verticalidade, só poderia ser atribuído à interferência do plano do falhamento.

Os argumentos citados pesam em favor de uma ampliação para o lapso de tempo em que as atividades tectônicas teriam perturbado a bacia do Paraná.

Dado que as antigas direções tectônicas do Brasil estão representadas na região numa linha principal de falhamentos, pertencente a três sistemas importantes dirigidos para ENE-WSW, NNE-SS. . e N. .-SE e ainda dois sistemas secundários SW-NE e NNW-SSE, podemos concluir que se trata de reativamento das antigas linhas tectônicas, desde épocas pré-basálticas (interessando ao Tubarão e Passa Dois). Esse reativamento prosseguiu em época pós-consolidação diagenética do Botucatu e pós basáltica (falhamento Serra de Santana, concomitante com intrusões), depois após a consolidação do Bauru e, ao que tudo indica pós-aplainamento da Bacia de Rio Claro, portanto, em épocas pleistocênicas.

Outras evidências morfológicas de falhamentos foram por nós observadas na região, no entanto com menores possibilidades de datação dos fenômenos.

Além dessas, temos observado outras evidências morfológicas de falhamentos especialmente ao longo da drenagem, sem possibilidade, porém, de determinação cronológica. É o caso, por exemplo, da dissimetria das margens do Rio Corumbataí mostrando não só diferença topográfica, mas, ainda, na coluna estratigráfica exposta.

O Rio Corumbataí, em seu médio curso, muda a direção do traçado de NE-SW para N-S e em tôda sesa sinuosidade do percurso, até sua confluência com o Piracicaba, apoia-se em colinas da margem direita, cortando siltitos cinzentos e leitos de sílex duros, da base da Formação Estrada Nova ou calcáreos da Formação Irati, dando origem a terraços de 4 a 6 metros acima do nível das várzeas ou barrancos escarpadas de 6 a 8 metros. Na margem esquerda, o aspecto é outro. A vertente esbatida termina suavemente sob a cobertura da várzea e é esculpida em siltitos róseos do topo da Formação Estrada Nova. Esses fatos nos levaram a atribuir a falhamentos o traçado N-S do rio naquele setor. Tal assimetria foi observada por Almeida (1964) no baixo curso do Corumbataí, que a considerou, no entanto, decorrente de estrutura de grande dobra. Como em outros pontos do alto curso, direções preferenciais guiam seu traçado, fomos levados a considerar o Corumbataí como pertencente à drenagem pós-

cedente ao levantamento pós-cretácico, acompanhando linhas de fraturas e falhas pertencentes aos sistemas N-S e NNE-SSW, como padronagem subsequente. A propósito, esses fatos estão a mostrar a necessidade de uma revisão da terminologia e conceituação dos elementos morfológicos hidrográficos ligados à evolução do relevo regional de cuestras.

Analisado sob esse novo aspecto, o Corumbataí não é um simples rio subsequente, que se teria reorganizado durante fases do clima úmido ao longo dos afloramentos de camadas tenras em bacia sedimentar de estrutura monoclinial. São as direções tectônicas, coincidentes com a direção das camadas, que orientam o seu traçado.

Esses fatos não invalidam a afirmação de Ab'Saber ao considerar o Rio Corumbataí como recente-subsequente, pois em todas as fases secas de pediplanação, ele deve ter-se tornado insequente e indiferente às estruturas, reorganizando sua rede escavando, nas fases úmidas, em função das antigas direções tectônicas reativadas ou não.

O problema da evolução da Depressão Periférica e da Bacia de Rio Claro, é, pois, de origem complexa e exige análise cuidadosa sob duplo aspecto: tectônico e erosivo.

Estrutura, desnudação, tectônica e relevo de cuestras

O termo "cuesta", adotado por Davis em 1899, para expressar escarpas de erosão de caráter estrutural, é definido por Chardonnet (1955) como relevo dissimétrico em saliência, correspondente à separação de uma camada dura, formando abrupto na parte superior e uma camada tenra subjacente, formando talus de declive mais doce, sendo as camadas inclinadas, cortadas pela vertente.

Nesta definição está implícita toda uma evolução morfológica que o autor sintetiza de seguinte forma:

"A separação de uma depressão periférica e de uma cuesta no contacto do maciço antigo e da bacia sedimentar supõe diferença de dureza entre as camadas e soergimento das bordas da bacia para suscitar a atividade erosiva, que converte a periferia da bacia numa superfície de erosão. Essa superfície corta em bisel as camadas da borda.

A partir dessa situação, é preciso supor rejuvenescimento do relevo para explicar o aprofundamento dos afloramentos tenros e a exposição em saliências dos resistentes".

^ O relevo de cuesta não diz respeito a uma forma isolada, mas, ao conjunto de formas definindo um sistema complementar de relevo nas bordas de depressão periféricas./"Em todas as regiões onde linhas de "cuestas" e regiões deprimidas de erosão periférica possuem conformação semicircular ligeiramente concêntrica em relação às bordas do embasamento que as rodeia, estaremos em presença de zonas onde se processaram fenômenos típicos de circundesnudação" (Ab'Saber 1949 p. 6).

A maioria dos autores que trataram da origem do relevo de cuestras e escavação de Depressão Periférica na Bacia do Paraná atribuem a sua

origem a fenômenos puramente erosivos. Dentre êsses, P. Denis (1927), Du Toit (1927), Mull (1930), Washburne (1930-1939), Moraes Rego (1932-1935-1936-1946). De Martonne (1943-1944). Preston James (1942-1946) Maack (1947), Almeida (1949-1956-1964), Ab'Saber (1949-1954-1967).

Fernando M. Almeida (1964 p. 252) focaliza a questão da gênese das cuestras da seguinte maneira: "Parece-nos clara a origem e evolução desse relevo de cuestras."

Já as vislumbra em suas linhas gerais, L. C. de Moraes Rego (1932, página 11).

A superfície de erosão basal do Grupo Bauru trunca em bisel as camadas do Grupo São Bento, e em tal superfície os derrames não constituem ressalto apreciável. A subsidência da Bacia do Alto Paraná no Cretácio superior, causou o recobrimento dos basaltos por espessura que chegou a ultrapassar 300m, de sedimentos detriticos em parte carbonáticos, que constituem o Grupo Bauru. Já, então, a drenagem principal do Estado se fazia da área cristalina, à borda da bacia sedimentar. para o seu interior, herança de uma situação pretérita que devia imperar durante a maior parte da existência da Bacia Sedimentar do Paraná, dado o seu caráter geotectônico.

Ao se erguer a região, superimpôs-se a drenagem aos derrames basálticos, a partir da cobertura cretácea, fazendo-os ressurgirem como grandes cuestras de frente externo, por ser maior sua inclinação para o interior da bacia, que a das camadas cretáceas que as recobriam".

Atribuindo origem semelhante à Depressão Periférica e ao relevo de cuestras, Ab'Saber (1949 p. 11) assim se expressa: "Os fenômenos de desnudação marginal esboçaram aos poucos uma vasta depressão periférica subsequente, que pôs a aflorar as estruturas paleozóicas, realizando, ao mesmo tempo, a escultura de um segundo patamar, que restou como uma espécie de segunda secção, deprimida e intermediária, na plataforma geral do Planalto Brasileiro. Linhas descontínuas de "cuestras" de "front" externo sobraram mais para o interior, vindo a constituir escarpas arenítico-basálticas erosionais nos limites de extenso platô basáltico".

Quanto ao grande período de circundesnudação e conformação das cuestras, o mesmo autor (1967) refere a época que se estende do Oligoceno ao Plioceno concomitante com levantamento post-cretático, com fases de entalhe e aplainamento, que se sucederam do Plioceno ao Pleistoceno, aproximadamente.

Alguns autores procuraram relacionar a tectônica da bacia à gênese do relevo de cuestras. Malampy e Oppenheim foram os primeiros a fazer referência embora superficial ao problema, nas conclusões do trabalho já citado: "Com tendências similares apresenta-se a tectônica das grandes extensões ocupados pelas rochas gondwânicas, formando assim a grande depressão da Bacia do Paraná".

Rui Osório de Freitas (1955), referindo-se às direções tectônicas que afetaram a Bacia do Paraná, assim se expressa à página 179: "As direções tectônicas concordam com as do escudo brasileiro, observando-se dois sistemas: 1.º ENE-WSW, 2.º NN.-SSE.

A drenagem retrata o funcionamento destes dois sistemas ortogonais, formando-se mosaicos retangulares, por onde a erosão diferencial trabalhou para modelar as escarpas das Serras de Botucatu, Itaqueri, Cuscuzeiro, etc. Estas escarpas são do tipo de escarpas obsequentes de linha de falha, onde o tecto topograficamente baixo na estrutura passou, por erosão diferencial, a uma posição elevada, conformando as cuestras, hoje observadas". O mesmo autor diz ainda: "A conjugação destes dois sistemas (NNW-SSE) produziu o efeito de arco da orla erosiva da série Tubarão em contato com o embasamento".

Gutmans (1949) aceita também as deformações pós-cretácicas para explicar o desenho em arcos crescentes das cuestras. Diz à página 49: "A tectônica das faihas é a causa das formas peculiares da superfície da bacia das pitorescas mesas".

O trabalho recente sobre a tectônica das Serras de Santana e São Pedro, de Fulfaro, Landin e Ellert (1967) baseado em método geofísico da eletro-resistividade para determinação de colunas estratigráficas, é mais uma contribuição à geo-morfologia regional, que incentiva a rediscussão do problema, até há pouco, pacífico, na literatura geomorfológica brasileira, da gênese da escavação da Depressão Periférica e do relêvo de cuestras da Bacia do Paraná. Em suas conclusões, aqueles autores dizem o seguinte: "Como resultado acreditamos que a região descrita nesse trabalho sofreu intenso tectonismo o qual originou a formação da escarpa local da Serra Geral. Em alguns pontos, como na Serra de Santana, a própria serra é uma verdadeira escarpa de falha, constituindo um bloco sobrelevado em relação à Serra de Itaqueri e S. Pedro, rebaixadas ao mesmo nível (sic), por erosão posterior. Grandes depressões tectônicas se encontram a oeste no planalto produzidas por abatimento de blocos com rejeitos totais nunca inferiores a uma centena de metros, como as depressões de Brotas e do Rio Jacaré".

Os autores argumentam com base nas posições estratigráficas (contatos dos corpos magmáticos — sills ou efusivas com os arenitos Botucatu) observadas no fronte, reverso e sopé das escarpas, considerando, na Serra de Santana, falhamentos em degraus em face da repetição daqueles contatos a 725m e 780m na subida para São Carlos pela Via Washington Luiz e em outros pontos da mesma serra e na Serra de Dourado. A esse respeito dizem o seguinte: "A presença desse escalonamento tectônico traz profundos reflexos no relêvo, ocasionando degraus, que em exame menos preciso, podem ser confundidos com vários derrames ou mesmo intercalações de arenito entre os vários derrames".

Alguns desses trabalhos citados foram criticados por Aziz Ab'Sbaer (1965) que discordou fundamentalmente da explicação tectônica para a origem das escarpas arenítico-basálticas paulistas, consideradas como "escarpas obsequentes de linha de falha", por Rui Osório de Freitas que, entretanto, continuou a denominá-las de cuestras, procurando não discutir os processos de circundesnudação. As suas críticas se estendem também a Jean Demangeot que em 1961 publicara em França um artigo sobre as "escarpas de erosão brasileiras, por ele denominadas "pseudo-cuestras de la zone intertropical" (op. cit. p. 38).

E aqui nos colocamos face ao problema que vem sendo proposto desde o início deste trabalho. As escarpas basálticas da Bacia do Paraná são fruto de circundesnudação periférica e, portanto, classificam-se dentro do relêvo de cuestras ou são escarpas de falha como admitem Rui Osório de Freitas e outros?

Uma análise da estrutura e da evolução paleogeográfica da Bacia do Paraná mostra que ali se realizaram tôdas as condições indispensáveis ao desenvolvimento do relêvo de cuestras: 1.º existência de camadas inclinadas (estrutural monoclinal), 2.º alternância de camadas de dureza diferente, 3.º ataque da região pela erosão, à medida que se processava epirogênese positiva às bordas da bacia.

A atuação dos processos erosivos em semelhante estrutura é comprovada através das escarpas dispostas em arco concêntrico com o fronte voltado para o exterior, dominando regiões de desnudação periférica e das "percées" aberta por superimposição da drenagem consequente, às estruturas rígidas basálticas.

Por outro lado, os estudos da tectônica regional vêm comprovando, não falhamentos isolados, porém um verdadeiro sistema de falhamentos poligonais que indubitavelmente deveria exercer influência nos processos erosivos e na elaboração das formas de relêvo.

Chardonnet (1955), referindo-se ao papel das falhas no relêvo, diz que elas podem provocar acidentes de detalhe no traçado das cuestras e Tricart (1949) afirma que as falhas têm papel secundário — geralmente accidental, quando não se trata de campo de falhas, cuja presença domina o relêvo. O relêvo, então, entra no tipo de relêvo falhado.

Já vimos que existe na Bacia do Paraná e na região estudada um mosaico tectônico formando blocos retangulares, verdadeiro sistema complexo de falhamentos, refletido na rede de drenagem

Pela exiguidade de dados claros e concretos sobre idade do tectonismo, tipos de falhamentos e amplitude dos rejeitos não se pode concluir que as escarpas arenítico-basálticas sejam escarpas de falha submetidas à erosão posterior como afirmaram alguns e, portanto, pseudo-cuestras.

Os desníveis das colunas estratigráficas expostas ao longo das escarpas citadas por Fulfaro, Landim e Ellert (1967 op cit) por falta de melhores correlações entre si e com a morfologia, contribuem muito pouco para o esclarecimento da gênese das cuestras. Com a preocupação de esclarecer esses problemas, procedemos nas escarpas e sopés que circundam a Bacia de Rio Claro, anotando contatos Estrada Nova-Botucatu e Botucatu-basalto ou diabásio (1).

(1) — No levantamento foram usados 3 altímetros conjuntamente, dois Tommen e um Paulin com correções de 6 em 6 horas, aproximadamente.

Na área da Serra de São Pedro

Estrada Nova-Botucatu	550-570m
Botucatu-Basalto	770m (escarpa)
(Topo da Serra	940m)

Na área da Serra Itaqueri

Estrada Nova-Botucatu	580-600m
Botucatu-Basalto	820m (escarpa)
(Topo da Serra	1050m)

Nota: O arenito Bauru é encontrado a partir de 940m.

Na área da Serra Santana e Corumbataí

Estrada Nova-Botucatu	620-640m
Botucatu-diabásio (dois contatos)	720-730m e 780m
(Topo da Serra	840m)

Morro Azul (Iracemápolis)

Estrada Nova-Botucatu	700m
Botucatu-diabásio	710m (escarpa)
(Topo do Morro	820m)

O desnível da ordem de 100 metros no contato Botucatu basalto entre as serras São Pedro e Itaqueri, bem como a ausência do derrame e do arenito Bauru na Serra Santana e Morro Azul, onde existe um capeamento de depósitos modernos sobrepostos a um sill de cerca de 80m de espessura, são elementos favoráveis à hipótese de falhamentos com deslocamento de blocos.

Por outro lado Almeida (1966) rejeitando a hipótese de falhamento atribuiu essas diferenças estratigráficas à existência de dois conjuntos de derrames, um inferior, outro superior, ora aflorando um, ora outro, no fronte das escarpas, ou, ainda, a irregularidades da superfície dunar sobre a qual as lavas se acumularam.

Se as rochas magmáticas da Serra de Santana pertencem à categoria de intrusivas como atestam Wernick e Ebert (1967) e Fulfaro, Landim e Ellert (1967) em trabalhos preliminares, então a hipótese de dois conjuntos de derrames nessa área deve ser revista, pesando os fatos em favor da tese de falhamentos.

Os estudos de Bjornberg e as informações orais que dele obtivemos em trabalho de campo, são também convincentes, servindo de base para provar a existência de uma tectônica regional por reativamentos de antigas falhas. Não explicam, contudo, a origem das escarpas, mesmo porque, segundo o autor, os falhamentos são de fraco rejeito e sobretudo transcorrentes.

Considerando que tal atividade tectônica não poderá ser apenas local pois é reflexo das condições tecto-estruturais reinantes durante a evolução da Bacia do Paraná, generalizamos o nosso raciocínio a respeito da gênese das cuestras.

Assim, com respeito à circundesnudação periférica da Bacia do Paraná com elaboração de cuestras de frente externo pensamos que a escavação não foi exclusivamente erosiva guiada pelas camadas tenras, porém resultante de erosão diferencial desenvolvida por uma drenagem pós-cedente a falhamentos pós-cretácicos e nesse ponto Gutmans (1949) e Freitas (1951-1955) têm razão ao afirmar que a conjugação dos grandes sistemas de falhamentos pós-cretácicos ENE — WSW — NNW — SSE seria responsável pela forma em crescente das cuestras.

E se os falhamentos com desnivelamento de blocos, em escadaria, criaram as incipientes escarpas, foi, sem dúvida, a erosão, favorecida por soerguimento epigênico, que procedeu à escavação em compartimentos individualizados, constituindo em seu conjunto a Depressão Periférica Paulista. Essa escavação foi feita em fases de entalhe e aplainamentos condicionados pela modificação do clima, da umidade para a aridez e segundo linhas tectônicas pré-estabelecidas ou reativadas. Dessa forma, é correto atribuímos o desenho retangular das escarpas regionais bem como o padrão retangular de drenagem às atividades tectônicas.

Se em alguns trechos, blocos desabados ou sobrelevados como parece ser a Depressão de Campo Alegre e a Serra de Santana, criaram acidentes topográficos, essas formas tectônicas locais não constituem tipo novo de relevo, mas acidentes geomórficos que continuam a integrar o sistema de cuestras da Bacia do Paraná.

Se os fenômenos tectônicos aqui observados se estendem à toda a zona concêntrica de escarpas da Bacia do Paraná como é de se supor, complicando a sua morfogênese, será preferível considerá-las como relevo de cuestras de origem complexa deixando a questão aberta enquanto estudos mais aprofundados de tectônica, cronogeológica e geomorfologia das zonas de contato depressão escarpa não venham trazer mais luzes para resolver efetivamente o problema.

IV — A SUPERFÍCIE NEOGÊNICA E A BACIA SEDIMENTAR DE RIO CLARO

- A bacia de Rio Claro.
- Problemas de origem.
- Forma da bacia e natureza dos depósitos.
- Tipologia dos depósitos rudáceos regionais.

A Bacia de Rio Claro

A Bacia de Rio Claro, desenvolvida em compartimento interplanáltico da Depressão Periférica, embutida entre elevações arenítico-basálticas, constitui um exemplo de pequena bacia, de origem fluvial e playa-lacustre de ambiente de antigas baixadas semi-áridas.

Seus sedimentos de pobre estratificação se assentam discordantemente sobre rochas do Paleozóico e Mesozóico.

A sua posição, a montante do curso médio-inferior do Rio Corumbataí, cuja bacia se organizou depois da superimposição do conseqüente Tietê, à cobertura cretácica do Grupo Bauru já é elemento cronogeomorfológico bastante para atestar a sua idade recente. A maior extensão de seus tetos topográficos está situada cerca de 350 metros abaixo da cumiada dos planaltos nivelados pela superfície pós-cretácica (950-1 000m), e apenas cerca de 40-50 metros sobre o nível atual da drenagem. Portanto, somente após longo período de epigenia do Tietê, a partir do Terciário, e posterior organização da drenagem "subseqüente e escavamento da pretérita bacia regional, em tetos mais elevados que os atuais, é que novas fases de entalhe e aplainamento vieram culminar com a deposição dos sedimentos da Bacia de Rio Claro. ★

Desses tetos mais elevados correspondentes ao antigo aplainamento Neogênico, ficaram vestígios em planaltos residuais e patamares pedimentados nas abas das escarpas basálticas, nivelados a 700-750m, cerca de 100m acima dos vales atuais e identificados com o patamar de Santana do Urucaia.

Da grande pediplanação Neogênica não restaram depósitos a não ser nas dejeções de quartzo e canga, atestando um clima semi-árido. A ausência de depósitos correlativos favorece a hipótese de exorreísmo.

Após essa fase de aplainamento generalizado, a vigência de um clima úmido favoreceu a dissecação do planalto por uma rede de drenagem póscedente a antigas linhas tectônicas reativadas e sob o impulso de soerguimento epirogênico. Esses acontecimentos seguidos por nova fase seca de plai-nação, reduziram a primitiva superfície interplanáltica às formas residuais citadas. Essa nova fase seca que, por cronologia relativa, se coloca entre o

Terciário e o Quaternário ou o Pleistoceno inferior, preparou o assoalho regional da Bacia de sedimentação de Rio Claro. A falta de denominação para essa fase de aplainamento usaremos a proposta por Ab'Saber de Neogênica II e à superfície elaborada, de Superfície de Rio Claro, disposta entre 600-650m e cerca de 50m acima das várzeas.

Por processos semelhantes de esculturação e aprofundamento, em setores compartimentados, não porém, entanques, drenados por bacias hidrográficas de 2.^a e 3.^a ordem de grandeza (rios subseqüentes ou pós-cedentes), devem ter evoluído outras bacias de sedimentação. O conjunto desses compartimentos deprimidos e de seus depósitos, constitui a Depressão Periférica Paulista. Essas bacias de sedimentação no interior da província sedimentar, em parte se assemelham, em gênese e evolução, àquelas anichadas no Planalto Cristalino, como a Bacia de São Paulo e a de Curitiba. Todas elas são fruto de retenção de material com prováveis interferências tectônicas mais ou menos acentuadas tôdas, na evolução, estiveram sujeitas a semelhantes processos morfoclimáticos, estão tôdas ligadas a uma importante fase de aplainamento que afetou os bordos rochosos nivelando-os à cobertura detrítica; tôdas apresentam patamares e terraços, fruto de reentalhes epicíclicos posteriores. Do ponto de vista faciológico, também há bastantes semelhanças entre elas: sedimentos flúvio-lacustre e de playa mostrando estruturas maciças ou má estratificação, estruturas entrecruzadas de antigos canais anastomosados, unidades lenticulares descontínuas, estruturas tipo "cut-and fill", etc.

No que diz respeito à espessura dos depósitos, a Bacia de Rio Claro apresenta maior semelhança com a Bacia de Curitiba, ambas possuindo uma pilha de sedimentos inferior a 50m.

Esses sedimentos, no interior da Bacia de Rio Claro estão capeando dois níveis topográficos diferentes 600-650 e 700-750m e ocorrências semelhantes aparecem noutras áreas sedimentares do Estado de São Paulo. Denominados genericamente de depósitos "Modernos" por Bjornberg (1965), entretanto, identificados estratigraficamente por Bjornberg e Landim (1966) como Formação Rio Claro (Neo-Cenozóico) com a seção tipo em Rio Claro-SP. Como ocorrências semelhantes se apresentam em áreas muito extensas e em níveis diferentes o problema da caracterização individual e cronológica de cada um ainda permanece aberto.

Vejamos o que dizem os autores (1966 p. 46): "Nessa região conseguimos localizar três níveis topográficos principais capeados por sedimentos apresentando diferentes espessuras. O mais alto, a 900-1000m sobre o qual se localiza o sítio urbano de São Carlos, com prolongamentos para Descalvado; o intermediário, sobre o qual desenvolve-se o "cerrado" de Itirapina com cotas variando entre 800-900m e finalmente o inferior, sobre o qual se encontra a cidade de Rio Claro. Este nível, desenvolvido pelo Rio Piracicaba, capeando o tôpo dos interflúvios numa altitude que varia de 600 a 800m com espessura máxima sedimentar de 30m, eleva-se para o norte cerca de 3m por km acompanhando a drenagem atual, sofrendo edentações na cabeceira do Rio Corumbataí.

Tanto êsse como os demais níveis acham-se entalhados em superfícies de erosão, apresentando no contato com as formações subjacentes

uma pavimentação detrítica rudácea.

Como não estamos certos da continuidade física entre níveis que se desdobram em patamares secundários, propomos a designação estratigráfica de Formação Rio Claro apenas para o nível inferior, aguardando futuros estudos que permitam garantir a ampliação em área dessa Formação, ou designações formacionais específicas para os outros níveis”.

Essas afirmações merecem ser discutidas, pois constituem o ponto de partida para a definição da Bacia de Rio Claro e caracterização de sua forma e extensão.

Problemas de Origem

Não julgamos que o nível inferior da sedimentação citada, correspondente aos depósitos de Rio Claro, tenha-se “desenvolvido pelo Rio Piracicaba” da maneira simples como afirmam os autores. Do mesmo modo não podemos interpretar como Bjornberg, Landim e Meirelles (1964) êsses depósitos como terraços ou planícies de inundaçã: que se espessavam à medida que o rio iria alcançando níveis cada vez mais altos para serem, depois, recortados como o reinício de uma fase gléptica, deixando como testemunhos o antigo nível de drenagem.

Contrariando essas hipóteses, apresentamos as seguintes argumentações:

A grande extensão, em área, ocupada pelos depósitos e a sua posição capeando interflúvios, por si só são argumentos desfavoráveis à hipótese de simples terraços e várzeas pretéritas.

Estando, embora os depósitos relacionados com antigos níveis de drenagem das bacias atuais, não se pode explicar um espessamento tão grande e tão generalizado em superfície, admitindo condições de escoamento exorréico, mesmo que se suponha uma modificação climática para fase de maior torrencialidade. Além do mais, se se tratasse de simples depósitos de planície de inundaçã, os altos topográficos (interflúvios) teriam cobertura detrítica mais delgada ou ausente. E é exatamente o contrário que ocorre. As camadas mais espessas estão nos topos dos interflúvios.

Por essa razão, preferimos a hipótese de deposição em planície de inundaçã temporárias ou playas lacustres a montante de soleiras escalonadas ao longo da drenagem. Dois fatores deverão entrar em jôgo: a ocorrência de pequenos desníveis contrários ao escoamento (falhas) e uma mudança climática para fase mais seca e mais torrencial, aumentando a carga sólida e reduzindo a distância do transporte.

O Rio Piracicaba bem como o Corumbataí apresentam no seu traçado algumas corredeiras, atuais níveis de base locais: no Piracicaba, quase à confluência com o Tietê, a cachoeira da localidade de Laranja Azêda e Cachoeira das Ondas Grandes,, numa altitude de 450 metros e 430 metros; o salto da cidade de Piracicaba a 470 metros. No Rio Corumbataí corredeiras na zona da Usina Elétrica (Pitanga) 495m, no alto curso, o salto de Analândia a 630 metros, além de uma dezena de pequenas corredeiras no médio curso.

Se o nível de base local para toda a sedimentação regional fosse só na zona do boqueirão do Tietê, à altura da confluência com o Piracicaba, teríamos que admitir influências tectônicas com falhas contrárias ao perfil longitudinal do rio de grandes rejeitos, da ordem de 200 metros. Esses rejeitos serviriam de soleiras à deposição do material provindo de montante e a penetração desses alveolos ao longo da drenagem tributária, até alcançar os confins setentrionais da bacia do Rio Corumbataí a 630-650 metros. Vê-se logo que tal raciocínio é ilógico de vez que a espessura dos sedimentos modernos é mais ou menos constante quer na base do Piracicaba quer na do Corumbataí. Da mesma forma se correlacionam os altos terraços, relativos ao antigo assoalho regional de deposição, tanto numa como noutra área, mantendo-se aproximadamente 40 a 50m acima das várzeas.

Por razões semelhantes, não se podem admitir soleiras tectonicamente ativas apenas na zona do salto de Piracicaba, onde o desnível em relação com a área de Rio Claro, no alto curso do Corumbataí, é da ordem de 120 metros.

Com este raciocínio, estamos fazendo abstração da posição pretérita dos tetos das plataformas interfluviais regionais, bem como da amplitude do soerguimento de conjunto que afetou a área. Sem considerar a compensação epigenética os mais altos terraços regionais indicam uma posição cerca de 40 ou 50 metros mais elevada, para o antigo assoalho de deposição dos sedimentos modernos em todo o citado trecho da bacia do Piracicaba e na bacia do Corumbataí. Esse fato não invalida o pressuposto de um desnível de 200 metros entre a confluência Piracicaba-Tietê e a alta bacia do Corumbataí, desde que a amplitude e do aplainamento e dos reentalhes climáticos epicíclicos foi a mesma em toda a região, através de alveolos escalonados a partir de soleiras locais.

Supondo barreiras tectônicas apenas na confluência do Piracicaba, a montante das quais, não só o Piracicaba como o Corumbataí tivessem alcançado perfil de equilíbrio, apresentando até as cabeceiras deste último, a suave inclinação, inferior a 1m por km observada nos atuais segmentos entre corredeiras, iríamos encontrar o seu talvegue no alto curso, cerca de 100 metros abaixo da posição atual.

Nesse caso deveríamos supor deslocamentos grandes e rápidos nesse segmento da bacia, pós-deposição dos sedimentos para explicar a posição atual do contato dos depósitos da bacia com o assoalho permo-triássico. Esse argumento choca-se com o estilo tectônico dominante que tem sido comprovado na região (falhamentos em degraus de fraco rejeito), com a natureza e amplitude das atuais rupturas do gradiente da drenagem e com a concordância dos níveis de terraços e formas de vertentes em vales separados.

A hipótese mais viável para a origem dos depósitos modernos regionais é que tenham se acumulado a partir de soleiras tectônicas ativas, criando pequenos desníveis contrários ao sentido do escoamento de drenagem nos vários pontos coincidentes com os principais saltos e corredeiras atuais.

No Piracicaba êsses obstáculos apresentam direções NE-SW, NW-SE e no Corumbataí NNE-SSW, WN. .-SSE e N. .-SE.

Tal hipótese parece encontrar comprovação nas evidências citadas de falhamentos recentes observadas na região.

A interpretação da origem dêsses desníveis através de reativamento de antigas falhas e fraturas por basculamentos, parece encontrar justificativa nos afloramentos das estruturas carboníferas e da base do Permiano, quase sempre associadas à intrusões de sills nas proximidades das zonas de corredeiras. Nesses pontos há sinais de superimposição, pois os rios entalham gargantas com paredes rochosas verticais de 10 ou 15 metros. Coincide também com essas zonas o adelgaçamento da cobertura detrítica moderna nos interflúvios adjacentes.

As soleiras locais, criando zonas levemente deprimidas, e uma modificação do clima para semi-aridez, teriam sido os fatores responsáveis pela interrupção da rêde de drenagem em bacias alveolares escalonadas. Êsses alveolos, ao longo de antigos eixos da drenagem, concentravam um escoamento centrípeto, temporariamente endorréico, permitindo a deposição regional.

Dessa maneira, podemos explicar o escalonamento, na bacia do Rio Piracicaba e Corumbataí, dos depósitos correspondentes ao nível inferior de Bjornberg e Landim. Embora aparentemente, não exista solução de continuidade entre os depósitos superficiais da Bacia de Piracicaba e da Bacia do Rio Claro, na realidade a estrutura sobrelevada de Pitanga-Paraiso, sobre a qual o rio Corumbataí é epigenicamente imposto, teria funcionado, por reativamento de antigas falhas, como soleira tectônica para a deposição dos sedimentos da Bacia de Rio Claro. Se nesta, a maior contribuição é do arenito Botucatu, como tem sido provado, a montante do Salto de Piracicaba, deverá ser expressiva a porcentagem de elementos provindos dos sills de diabásio, e das estruturas carboníferas mais resistentes, salientes na topografia. Já no segmento do Rio Piracicaba compreendido entre o salto de Piracicaba e a "percée" do Tietê, certamente crescerá a contribuição das escarpas arenítico-basálticas, que o rio prolonga neste trecho.

A êsse fato simples acrescenta-se um conjunto de processos morfo-climáticos atuais e passados, um complexo dinâmico capaz de definir essas bacias.

Dêsse modo, somos de opinião que o problema dos variados níveis de depósitos modernos no Estado de São Paulo, deve ser analisado, reunindo o maior número possível de fatos não só de ordem sedimentalógica e paleontológica, como também geomorfológicos e paleogeográficos.

Forma da bacia e natureza dos depósitos

Delimitada em todos os quadrantes por escarpas de cuestras e seus festões rebaixados, a Bacia de Rio Claro tem na porção central uma conformação circular. Estreita-se ao norte, penetrando até próximo das cabeceiras do Rio Corumbataí e é estrangulada ao sul, à altura de Pitanga e Paraiso, apresentando, após o estreitamento, articulação e aparente conti-

nuidade litológica com a bacia do Piracicaba.

Os seus sedimentos pertencentes à Formação Rio Claro têm continuidade relativa desde o sul até o norte, por um espaço aproximado de 45 quilômetros, e de leste a oeste, a sua maior largura atinge 30 quilômetros. A área total, incluindo os afloramentos do assoalho Paleozóico e Mesozóico reentalhado por interdesnudação, possui cerca de 1.400 km².

Tais depósitos, que apresentam na porção central cerca de 30 metros de espessura, adelgaçam-se nos limites extremos de suas bordas, em tôdas as direções, restringindo-se a tênue capa nos topos dos interflúvios mais elevados. Nas superfícies cortada no Botucatu, chegam a se confundir com os regos pois formados a partir dessas rochas, dos quais apenas se distinguem pela presença de depósitos rudáceos basais.

A Formação Rio Claro dentro da Bacia de Rio Claro encontra-se assentada em discordância erosiva sobre sedimentos Paleozóico-Mesozóicos, frequentemente limitada na base por uma ocorrência detritica grosseira. Essa formação, que deveria ter preenchido totalmente a bacia, sofreu interdesnudação através de várias retomadas erosivas de origem climática, aprofundando-se a drenagem abaixo do antigo assoalho de deposição, ou seja, do contato com as formações subjacentes. Por essa razão a superfície, outrora ocupada pelos seus depósitos, acha-se reduzida aos cumos dos principais interflúvios no interior da bacia e nos pontos de contato com os níveis mais elevados no fronte das cuestas.

Como dissemos anteriormente, os sedimentos da Bacia de Rio Claro estão capeando dois níveis topográficos distintos: um mais generalizado a 600-650m e outro mais reduzido a 700-750m.

Estes últimos depósitos constituem uma camada delgada. Apresentando esse nível superior características morfológicas que o diferenciam do nível inferior, a distinção de ambos obriga à reconstituição paleogeográfica da bacia. Antes, porém, queremos analisar a natureza dos depósitos da Formação Rio Claro, pouco espessos, predominantemente arenosos, com lentes basais de argilas e cascalhos subangulares. A respeito da origem e ambiente de sedimentação desses depósitos mal consolidados, Bjornberg e Gandolfi (1964, pp. 22/23) dizem o seguinte: "Os sedimentos preenchem calhas mais antigas em rochas das formações Corumbataí e ou (sic) Botucatu, variando muito em espessura, pois que seu contato inferior é uma superfície irregular da topografia pretérita, devendo se registrar, geralmente, a ocorrência de um conglomerado no contacto. A espessura máxima, em perfil contínuo, deve ser de 20 a 30m.

A cerca de oito quilômetro de Rio Claro, à direita da rodovia para Piracicaba, ocorre uma vaçorosa, mostrando a seguinte sequência de camadas: 12cm de solo, aproximadamente, 50cm de argilito branco, manchado, fossilífero (restos de vegetais carbonosos, mal preservados) 1,5m de arenito, às vezes conglomerático, de coloração amarela secundária; aproximadamente 50cm de argilito de cores variegados; 90cm, mais ou menos de arenito com estratificação cruzada de corrente, alternando com lâminas de argilito, aproximadamente 5m de arenito conglomerático, com estratificação cruzada, de corrente, curta, às vezes limonitizado, com estruturas de

corte e preenchimento; finalmente, 5m, aproximadamente de arenito conglomerático, sem aparente estratificação. O contacto encontra-se, aproximadamente 2m abaixo, faltando exposições nesse intervalo, o que impossibilita o reconhecimento da litologia.

A alternância de camadas argilosas e arenosas, a estratificação de corrente e a presença de intercalações de seixos, como vimos no perfil descrito, sugerem sedimentação fluvial”.

Os mesmos autores (1964 p. 32-33) concluem “que, por remobilização, deve ter havido contribuição do Botucatu, nas frações menores que 1.0mm, do sedimento moderno”.

Estudando pecíolos e folhas de vegetais fósseis nesses sedimentos, Bjornberg, Landim e Meirelles (1964, p. 45) consideraram-nos muito semelhantes a formas vegetais viventes das famílias Nymphaeaceae, Potamogetonaceae ou Alismataceae (Helobiae). Em lagoas da região os autores apontam plantas aquáticas semelhantes às fósseis descritas e consideram a hipótese de terem sido elas “meandros abandonados, quando a atual drenagem se teria encaixado, aprofundando-se e restando as lagoas 60m acima do Rio Corumbatai; a litologia, constituída por sedimentos muito finos intercalados em clásticos grosseiros com estruturas características de corrente fluvial e a relativa preservação dos fósseis nos levam a supor que o ambiente de fossilização possivelmente teria sido o de lagoas, também resultantes do estrangulamento ou abandono da drenagem pretérita em planície de inundação”.

Os autores concluem pela “recente antiguidade geológica para os sedimentos” baseados nos fósseis encontrados e na fraca litificação dos mesmos.

Nesse e outros trabalhos preliminares sobre o assunto, os autores não se referem a relações faciológicas e ambientais de deposição com o clima reinante, porém, em trabalho posterior, Bjornberg e Landim (1966 p. 44), discutindo o ambiente de deposição, afirmam: “Tal deposição pós-cretácica efetuou-se obedecendo a uma drenagem com traçado semelhante ao atual e provavelmente em clima semi-árido com flutuações para fases climáticas mais úmidas”.

Os autores, no referido trabalho, caracterizam ainda as feições litológicas dos sedimentos. Com maiores minúcias, discutindo também a tectônica moderna, Bjornberg tratou do assunto na sua tese sobre “Os sedimentos pós-cretácicos do Leste do Estado de São Paulo”.

Procuramos sintetizar aqui as suas conclusões nos aspectos que, mais de perto, interessam ao nosso trabalho: — A fonte fornecedora do material detrítico foi o arenito Botucatu entretanto, a fração grossa e os valores das medianas indicam maior competência do veículo, ao contrário do que ocorre em ambiente eólico. O arredondamento bom dos sedimentos modernos é explicado pelo ótimo arredondamento que apresenta o Botucatu. No estudo da superfície textural, os clásticos modernos mostraram foscagem total nas arestas e nas depressões, o que os diferenciou dos grãos eólicos, que apresentam foscagem nas arestas e polimento nas superfícies côncavas e planas.

Segundo Krunen, a foscagem total se deve a processos químicos que teriam ocorrido em ambiente semi-árido com dissolução e recristalização das partículas.

Quanto à composição mineralógica, o principal componente é o quartzo, ocorrendo o feldspato, subsidiariamente em baixa proporção. Ocasionalmente, o feldspato pode aparecer em destaque ao lado da mica. A argila ocorre em formações lenticulares.

Constata-se nesses sedimentos a influência das rochas encontradas na vizinhança: depósitos de argila montmorrilonítica (taguás) nas proximidades de afloramentos do Grupo Tubarão e argilas caoliníticas fora dessas áreas.

A análise da fração pesada mostrou predominância da magnetita devido à proximidade das rochas básicas. A presença da magnetita é característica valiosa para distinguir a Formação Rio Claro da Formação Botucatu, onde o mineral ocorre em menor quantidade relativa.

Com respeito a estrutura, dois tipos se destacam: a maciça e a em camadas.

A maciça é mais comum, caracteriza-se pela ausência de estratificação, apresentando uma continuidade só interrompida por lentes basais de seixos. Essa estrutura evidencia transporte a curta distância, em meio semi-árido. Só a drenagem areolar (braided) seria responsável por esse tipo de depósito. A razão está em ser o volume da carga superior à capacidade de transporte. O rio, depositando na própria calha, é obrigado a abandonar o leito, destruindo qualquer tipo de estrutura previamente formada.

A estrutura em camadas é menos comum, e apresenta laminações longas e pouco inclinadas, com seixos de quartzo distribuídos na massa dos finos.

Em depósitos intercalhas pode ocorrer estratificação cruzada de corrente, muito variável. Ainda estrutura de corte e preenchimento com seixos de quartzo, limonita, turmalina, argila e sílica formados de silcretos.

Acrescentando nossas observações à dos autores, temos a dizer que, na base do pacote arenoso maciço, podem ocorrer lentes de depósitos rudáceos ou de argila variegada de estratificação geralmente plana. Essas lentes argilosas se assentam em discordância sobre um paleosolo de siltitos da Formação Estrada Nova, e, pelo fato de ambos se apresentarem intemperizados, torna-se difícil a distinção das duas Formações. No entanto, as primeiras são perfeitamente identificadas, pelos habitantes da região, que as conhecem por taguá. Trata-se de argila refratária de largo uso em altos fornos. Os siltitos intemperizados da Formação Estrada Nova são conhecidos como picarra e só são utilizados, em pequeníssima porcentagem, nas ligas com argila para produção de material cerâmico.

Ainda, no pacote de sedimentos da Formação Rio Claro, observa-se que os arenosos superficiais cedem lugar a camadas areno-argilosas cuja coloração vai mudando do amarelo rosado para o ocre, e, finalmente, branco na base.

A Formação Rio Claro, pacote arenoso maciço ou estratificado, é facilmente identificada quando assenta em discordância irregular sobre as

rochas de outras formações, especialmente da Formação Estrada Nova ou quando apresentam cascalheiras em sua base.

Analisando detidamente essas formações rudáceas com dupla finalidade: a de identificar perfeitamente as características estruturais da Formação Rio Claro e a de conseguir uma reconstituição paleogeográfica da bacia, chegamos à conclusão de que existe na área uma grande variedade de tipos. Conseguimos distinguir, na bacia de Rio Claro e nas escarpas adjacentes, 12 tipos de depósitos rudáceos diferentes, individualizados segundo a sua posição topográfica, estrutura e natureza petrográfica.

Tipologia dos depósitos rudáceos regionais

No interior da bacia de Rio Claro:

1. Cascalheiras de quartzo de baixos terraços — 4 a 6m acima das várzeas, relacionadas à rede de drenagem.
2. Cascalheiras de quartzo e canga de patamares intermediários 15-20m acima das várzeas, relacionadas a transporte sobre a vertente.
3. Cascalheiras de quartzo de altos terraços — 40-50m acima das várzeas, relacionadas à lençóis aluviais da época inicial da formação da Bacia de Rio Claro.
4. Cascalheiras basais da Formação Rio Claro, de quartzo e canga, localizadas no alto dos interflúvios, nas bordas da Bacia de Rio Claro (600-630m) (Neogênico II).
5. Paleopavimento detrítico de quartzo e canga acompanhando as vertentes, (abaixo do solo) a partir dos patamares intermediários até o assoalho das várzeas atuais.
6. Cascalheiras de blocos de canga retrabalhados e seixos de quartzo, situadas na superfície interplanáltica mais elevada nas bordas da bacia (690-720m) (Neogênico I).
7. Depósitos rudáceos de basalto e arenito correspondentes a pedimentos detrítico mais antigo, 18-20m acima das várzeas situado nas imediações das cuestas (640-650m).
8. Depósitos rudáceos de basalto, arenito e localmente de silex correspondentes a nível inferior de pedimento detrítico embutido no mais elevado; encontrados a partir do nível dos rios até 4 a 5 metros acima (635-640m).
9. Depósitos rudáceos grosseiros de basalto e arenito correspondentes a palco-cone de dejeção recobertos de solo atual, na base das escarpas, exatamente no ponto de quebra forte do perfil.
10. Depósitos rudáceos de basalto e arenito, retrabalhados dos mais antigos em épocas sub-atual e atual. Constituem talus atuais, cones de dejeção e a pavimentação grosseira dos talwegues, próximos das cuestas.

Fora da Bacia:

11. Cascalheiras de canga, e quartzo abaixo do solo no nível intermediário de 850m (S. Santana).
12. Cascalheiras de canga, e quartzo abaixo do solo no nível cimeiro a 900-95m (S. Itaqueri).

No desejo de obter esclarecimentos a respeito da origem e evolução desses depósitos intimamente associados à própria gênese e evolução da Bacia de Rio Claro, fizemos algumas análises dessas cascalheiras, segundo orientação de Cailleux e Tricart (1959) e Cailleux (1951).

Como o trabalho fôsse muito demorado, escolhemos dentre os vários tipos, alguns dos mais representativos para exame macroscópico morfométrico e petrográfico e elaboração de gráficos com os resultados obtidos. Para efeito de comparações, fizemos uma análise mais rápida de alguns desses tipos; no próprio local do afloramento, segundo método de Cailleux (Método do Centil e da Enumeração).

A discussão dos métodos empregados e os resultados lançados em gráficos ou em relações, estão enfeixados no final do trabalho.

Os dados obtidos trouxeram algumas contribuições para estudo comparativos e interpretações sobre a morfogênese regional. Verificamos, por exemplo, que as cascalheiras balizam terraços climáticos e pedimentos detriticos, os primeiros relacionados à rede hidrográfica temporária, lençóis aluviais, e os segundos a escoamento desorganizado temporário, torrencial onde a forte inclinação é fator essencial do transporte. Uns e outros estão ligados à Formação Rio Claro, contemporânea da grande fase de aplainamento da Bacia, ou as formações de gênese e estrutura semelhantes, porém de idade mais recente, que aparecem escalonadas nas vertentes, oriundas de reentalhes climáticos posteriores. Do nível de terraços mais elevados (t3) situados cerca de 40-50 metros acima das várzeas, ao longo do Rio Corumbataí e seus afluentes analisamos as seguintes cascalheiras: do Bairro Serra D'Água do km 177 da Washington Luiz e para estudos comparativos, a cascalheira do rio Piracicaba. As cascalheiras do Vale do Corumbataí estão associadas ao pacote arenoso da Formação Rio Claro que capeia os interflúvios principais, a 580-590m, exatamente no contacto daquela Formação com a Formação Estrada Nova. A do rio Piracicaba em contato semelhante, com os sedimentos arenosos, que Bjornberg englobou na Formação Rio Claro, a 470-480m.

Essas cascalheiras, conforme se pode verificar pelos gráficos e pelas relações finais, assemelham-se na disposição topográfica relativa às várzeas; no tipo de posição quanto à estratigrafia e quanto à rede de drenagem; na forma e estrutura; na granulometria; no arredondamento e na natureza petrográfica, exceptuando-se a do rio Piracicaba, que, obviamente, está afeta a outra área fornecedora de material.

As cascalheiras do vale do Corumbataí assentam-se em discordância basal, geralmente em plano sub-horizontal, sobre siltitos intemperizados (paleosolo) da Formação Estrada Nova. O plano superior, em contacto com os sedimentos arenosos, é irregular. A espessura varia de 30cm a 3m. A granulometria é bastante heterogênea, variando na ordem inversa, de

montante para jusante do rio, e isso nos forneceu elementos para interpretar possíveis condições paleoclimáticas reinantes na época da deposição. Assim, a cascalheira do Bairro Serra D'Água, situada a montante da cascalheira de Washington Luiz, cêrca de 3 km apenas, apresenta, no conjunto, elementos muito menores do que esta última. O diâmetro médio dos seixos é da ordem de 1,5cm e o centil está entre 4 e 8cm. No afloramento da Washington Luiz o diâmetro médio atinge 2,5cm e o centil está entre 13 e 14cm. Não só na Washington Luiz, como noutros pontos a jusante do Corumbataí, encontramos elementos mais grosseiros do que nos terraços de montante e do alto curso.

A cascalheira do Rio Piracicaba, analisada a título comparativo, apresentou um tamanho médio dos seixos da ordem de 5 a 10cm e o centil, de 25 a 30cm, portanto elementos bem maiores do que no Corumbataí.

Quanto à natureza petrográfica, de modo geral, dominam nessas cascalheiras elementos de quartzo e quartzito numa porcentagem geralmente superior a 80 ou 90%.

Os elementos de quartzito são sempre os maiores e os de quartzo, os menores. Esse fato e outras observações feitas no sopé das cuevas nos levaram a admitir, como fonte de origem dos elementos de quartzito, as cascalheiras basais do Bauru e outros antigos terraços situados em posições mais elevadas depositadas na época do aplainamento pelos rios consequentes.

Os pequenos elementos de quartzo indicam procedência de filões, através dos mesmos caminhos dos elementos de quartzito, ou ainda procedência do Arenito Botucatu de fácies aquoso conglomerativo (Pirambóia) como tivemos oportunidade de verificar no sopé do Morro da Guarita, de onde uma quantidade enorme de seixinhos de quartzo é arrastada por escoamento torrencial para as zonas planas adjacentes. Com base no Princípio do Atualismo é que nos permitimos tal interpretação.

No Vale de Corumbataí os outros elementos são: arenito Botucatu silicificado, gnaiss, limonita e, raramente, siltitos em fraquíssima proporção. No Rio Piracicaba, quartzo e quartzito, cêrca de 75%, e o restante, sílex (fato sugestivo para interpretação posterior).

Quanto ao arredondamento, é sempre bom, senão ótimo. Cêrca de 60% dos elementos tem arredondamento superior a 300 (Índice Cailleux); considerado bom e ótimo; uma menor porcentagem tem arredondamento entre 200 e 300: médio; e o pouco restante apresenta fraco arredondamento. No Rio Piracicaba fazem exceção os elementos de sílex, muito angulosos, porém com as arestas arredondadas.

Nota-se em tôdas essas cascalheiras que o bom arredondamento coincide com elementos de quartzito, quartzo e arenito em quaisquer granulometrias. Os de maior tamanho apresentam sempre achatamento expressivo.

Contemporâneas a essas cascalheiras ligadas à rêde hidrográfica, ocorre na base da Formação Rio Claro, sempre numa localização bem definida, ou seja, nos bordos da bacia de Rio Claro, nas proximidades das escarpas, cascalheiras depositadas em palco-depressão rasas do terreno, por

processos areolares e não ligadas à rede de drenagem. O exemplo típico é a cascalheira de Ajapi, situada na base dos depósitos arenosos, no topo plano do interflúvio, a 650 metros de altura, cerca de 3 a 4 km de distância das cuestas de Morro Grande (foto n.º 10).

A análise do material mostrou um diâmetro médio de 1 a 2cm, predomínio de quartzo e quartzito, uma porcentagem de canga expressiva em relação às outras formações e, o que é mais importante, um baixíssimo grau de arredondamento. Cerca de 35% muito fraco, 30% fraco, apenas 20% médio e o restante bom. A maioria dos elementos bem arredondados estava fraturada.

Esse fato, mais a posição topográfica e a constituição estrutural da cascalheira, agregada com cimento ferruginoso dando grandes blocos, nos levaram a considerá-la contemporânea da fase de aplainamento e deposição da Formação Rio Claro, e contemporânea dos terraços altos do Corumbataí. Tanto aquelas com esta cascalheira estão relacionadas à mesma fase seme-árida do clima, porém foram originados por processos diferentes.

As cascalheiras dos altos terraços do Rio Corumbataí (também a do Piracicaba) são oriundas de depósitos aluviais em clima seco e a cascalheira de Ajapi depósitos torrenciais ou de escoamento areolar acumulados em zonas deprimidas locais, portanto, resíduos de antigos pedimentos detriticos.

Da mesma forma, as cascalheiras situadas em posições mais baixas, próximas aos vales atuais, pertencentes a fases secas mais curtas e recentes de pedimentação, também se relacionam a dois tipos de transportes, diferentes, numa mesma fase climática.

A cascalheira da Chácara Hebling (t2) situada 20 metros acima do Corumbataí, num patamar pedimentado, assemelha-se na natureza petrográfica à de Ajapi, apresentando ainda um aumento na proporção da canga (20%), e baixíssimo grau de arredondamento. Embora situada em patamar da vertente do Corumbataí, julgamos não se tratar de terraço fluvial pelas características apresentadas. Aliás, esses patamares, raramente, apresentam seixos bem rolados. Atribuimos tal fato ao seccionamento do que teria sido a antiga ca ha fluvial, por entalhe da ordem de 15 a 20 metros na fase úmida posterior.

Finalmente, os baixos terraços de 4 a 6 metros, também exibem cascalheiras, cujo exemplo analisado foi a do Bairro do Sobrado (t1). Aí dominam, quase exclusivamente, elementos de quartzo e quartzito de granulometria média de 1 50cm e raros elementos maiores. Quanto ao arredondamento, é muito variado e a proporção relativamente grande, de elementos angulosos, se explica pelo fato de terem essas cascalheiras provindo de elementos, não só de montante, já rolados, mas de depósitos de pedimentos.

A análise dos depósitos rudáceos nos permitiu ainda identificar os pedimentos detriticos das últimas fases secas que atuaram na região, observados na base da Serra de Itaqueri e ao longo da rede de drenagem até uns 4 km, além das escarpas. O exemplo é a cascalheira do Rio Passa Cinco, situada cerca de 3-4 metros acima do rio, a 540 metros, e recoberta de colúvio, muito semelhante aos depósitos da Formação Rio Claro dos planos altos, porém, evidentemente, de idade mais recente.

A análise granulométrica mostrou uma variação muito grande de tamanhos, desde 20-30cm até os elementos de 1 a 2cm embricados nos maiores, com matriz arenosa, em arranjo caótico, Granulometria média 5 a 6cm. O arredondamento em geral é muito baixo, salvo para os pequeninos elementos de quartzo. A análise petrográfica, no entanto, foi o fator essencial para distinguir esses depósitos das cascalheiras fluviais. Cerca de 60% dos elementos são fragmentos angulosos de basalto, 35% do quartzo; o restante, ágata e arenito Botucatu. Essa composição litológica e o fraco arredondamento dos elementos sugerem transporte curto, em meio muito denso, provindo das escarpas basálticas adjacentes. Tais características nos levaram a considerar esses depósitos como pedimento detríticos das últimas fases secas, talvez correlativas com os baixos terraços de cascalhos fluviais, dos rios da região.

Tais pedimentos detríticos, porém, não são os únicos tipos na Bacia de Rio Claro. Constituem um nível inferior embutido num mais elevado, aos pés da Serra Itaqueri. Estes pedimentos mais altos estão cerca de 15 a 20 metros acima das várzeas. Em aparência estrutural e petrográfica são idênticos. O que os distingue é a posição altimétrica e a ausência de colúvio sobre os mais altos. Dada a forte inclinação da superfície e a proximidade das cuestas funcionam atualmente como superfície de transporte e erosão mais que de deposição.

O material desses pedimentos detríticos tem sido remanejado pelos rios e aparece no fundo dos lietos e nos lóbulos de margens convexas, até 5 ou 6 km afastados dos pedimentos, onde foram transportados por um tipo de escoamento, sem dúvida, de maior capacidade do que o atual.

Em observações nas ravinas do front das cuestas, sob chuva torrencial, não anotamos senão a passagem de areia e pequeninos seixos pelos canais de escoamento. Além disso, os bancos de areia em migração periódica ao longo dos rios, atestam que, apenas nas épocas das cheias anuais ou excepcionais, há dinamismo suficiente para o seu transporte e o de seixos muito pequenos.

A análise desses depósitos rudáceos correlativos às várias fases de aplainamentos que afetaram a bacia, aliada às observações da estrutura superficial da paisagem, constituíram um meio auxiliar para a reconstituição paleogeográfica e interpretações morfogenéticas da região.

V — A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA RECENTE DA REGIÃO

- **A paisagem atual e sua elaboração,**
- **Participação dos níveis intermediários,
terraços e planícies na paisagem atual.**
- **Feições geomórficas relacionadas
com ações antrópicas.**

A paisagem atual e sua elaboração



Analisada em seu conjunto, a paisagem regional é, de certa forma, monótona. Predominam grandes extensões arenosas, planas, cobertas de cerrado ou de campos barba de bode (*Aristida pallens* Cav.) Os chapadões imprimiram feição característica à região, sugerindo aos primeiros povoadores a denominação de "planícies do Morro Azul". Identificados com os topos dos divisores d'água regionais, nivelados entre 600 e 650m, correspondem ao término da grande fase de pediplanação do início do Quaternário e constituem o nível de Rio Claro.

Essas áreas planas de solo arenoso, pobre, são agricolamente pouco utilizadas. Grande parte é ocupada por talhões de eucalipto ao lado de pastagens naturais. Da vegetação original resta muito pouco e os próprios canipos cerrados acham-se degradados pelas contínuas queimadas.

São êsses interflúvios tabuliformes os sítios preferidos para as vias de circulação que, passando pela Depressão Periférica, ganham o Planalto Ocidental através dos festões das cuestras, rebaixados em degraus — sítio também da maioria das cidades regionais, a exemplo, da Cidade de Rio Claro.

A monotonia do relêvo é apenas interrompida nas adjacências das escarpas arenítico-basálticas, onde os paredrões verticais de basalto arenito silicificado, ou os tálus suavemente côncavos dos pedimentos terciários, dão desníveis da ordem de 100, 200 e 300 metros.

Nesses pontos de articulação da depressão com as cuestras, muda também o aspecto da vegetação. Os solos melhores de decomposição do basalto e a presença da água nessa zona de origem de toda a drenagem da bacia favorecem o desenvolvimento de matas espessas, porém bastante degradadas.

A substituição da economia cafeeira pela criação extensiva de gado bovino imprimiu aspecto desolador à paisagem atual do sopé e alto da serrá: Velhas fazendas abandonadas, colônias em ruínas, solos degradados e endurecidos pela lavagem e limonitização, erosão acelerada, abrindo grandes sulcos e aumentando a carga das torrentes.

A paisagem de formas suaves é fruto de uma evolução que teve início a partir do Terciário. Culminou com a grande fase de pediplanação Pleistocênica, cujas formas residuais, depósitos correlativos e aspectos paleogeográficos ainda estão impressos na morfologia. Além disso, ela reflete as retomadas erosivas, relativas às oscilações climáticas do Quaternário, marcadas no perfil quebrado de suas vertentes, esculpidas em sedimentos do Passa Dois e Tubarão: níveis de patamares e baixos terraços.

Sob o clima atual de características mais tropicais que subtropicais, com temperaturas relativamente altas e pluviosidade elevada pelo menos de outubro a março, a intensidade das precipitações é o elemento mais importante na consideração dos processos de esculturação das vertentes.

A atuação mais ativa, no verão, das massas tropicais em condições de instabilidade, gera fortes e rápidos aguaceiros de trovoadas. No inverno embora as chuvas pesadas sejam menos frequentes, também ocorrem, quando de um avanço rápido da frente polar.

Os primeiros aguaceiros, do fim da primavera e início do verão, encontram o solo ressecado pelo longo período: seco de maio a agosto ou

setembro, coincidindo com o final do ciclo agrícola, quando os campos de cultura estão desprotegidos, apenas com restos da última colheita, ou arados, à espera das primeiras chuvas.

O resultado é a ablação intensa dos solos, com predomínio do escoamento areolar difuso ou laminar, nas vertentes com inclinação inferior a 10°, e de escoamento torrencial concentrado e profundas ravinas nas rampas de inclinação superior a 15 ou 20°. Dêsse modo, no equilíbrio das encostas, predominam quase sempre as forças da componente paralela, deslocando os materiais superficiais, em detrimento da componente vertical que corresponde aos processos de meteorização e pedogênese. Assim se explica a predominância dos litossolos, especialmente nas vertentes esculpidas nos siltitos do Grupo Passa Dois, com inclinação entre 10 e 15°. Apenas na zona subtabular do interflúvio, onde dominam depósitos arenosos modernos, a ação da componente paralela (através do escoamento difuso ou peculiar) é menos acentuada, graças à influência da topografia e a grande permeabilidade daqueles sedimentos, que facilitam a infiltração e a percolação das águas restringindo a violência e o volume do escoamento na superfície.

A modificação ou retirada da cobertura original de campos cerrados ou de matas, deixou os solos desprotegidos e expostos aos agentes de erosão. Dêste modo, a sculturação do relevo vai-se processando de forma acelerada, com degradação das vertentes, aumento do volume da água escoada na superfície, aumento da contribuição sólida e aprofundamento dos talvegues.

Ainda considerando a atuação do clima atual, podemos explicar os contornos suaves de linhas levemente convexas, que constituem o aspecto geral do relevo e que respondem pela monotonia da paisagem, quando observada em conjunto.

A fraca convexidade das colinas traduz o resultado da esculturação por processos pré-atuais, sob fase climática úmida e quente, mas com a cobertura vegetal original (agora destruída). Sob tais condições, os processos de pedogênese foram bastante desenvolvidos a fim de permitir a decomposição profunda das rochas, especialmente das mais friáveis.

A convexidade suave das vertentes, geralmente sem concavidade basal, acabando em vales de fundo chato, é explicada pela evolução por deslizamentos em massa, reptação (creeping) ou escoamento difuso. O intemperismo químico ativo, favorecendo a decomposição, faz com que o material coluvial, predominantemente fino, ou em estado de dissolução, venha se depositar nas várzeas, não havendo, salvo poucas exceções, acumulações ao pé das encostas. Dêsse modo a vertente evolui com perfil de inclinação suave, tendendo para a convexidade do topo à base.

Além dêsse aspecto geral de suaves contornos convexas, refletindo os processos atuais de esculturação, há no detalhe característico morfológicas que só se explicam através de considerações paleogeográficas.

Participação dos níveis intermediários, terraços e planícies na paisagem atual.

O resultado da ação dos processos morfogenéticos através do Quaternário, está presente nos níveis escalonados das vertentes.

A superfície tabular do interflúvio Corumbataí-Ribeirão Claro, que serve de sítio à cidade de Rio Claro, é um elemento de destaque na paisagem regional. Altimetricamente não é um nível isolado, mas encontra correspondência no interflúvio Corumbataí-Passa Cinco e nos pequenos interflúvios dos afluentes do Ribeirão Claro, pela margem esquerda.

Com relação a essa superfície, cabem as seguintes considerações morfogenéticas:

A fôlha tográfica da área mostra claramente que o nível 600-650m nada mais é do que a porção terminal em forma de festões rebaixados da frente da escarpa do planalto ocidental que se situa a norte e a nordeste. Esses patamares rebaixados se articulam diretamente com o "front" da scarpa, através de pedunculos estreitos ou indiretamente, através de morros testemunhos.

A superfície do interflúvio Corumbataí-Ribeirão Claro, que na altura da Cidade de Rio Claro, isto é, na porção terminal sul daquele divisor de águas, tem 610-620m, eleva-se para o norte, alcançando 670m nas adjacências de Ajapi, que dista 14 quilômetros de Rio Claro em linha reta.

Essa superfície esculpida em sedimentos arenosos modernos tem uma inclinação de cerca de 0,4% ou seja, inferior a 1°, portanto, quase plana ou sub-abular. Eleva-se para o norte, cortando os sedimentos da Formação Estrada Nova e Botucaçu. Ela apresenta todas as características de um pedimento resultante dos processos de planação lateral, ligados no recuo da escarpa, em fase mais seca do clima passado, colocada entre o fim do Terciário e o começo do Quaternário. As características são: fraca inclinação topográfica, interpenetração nos bordos do "front" da cuesta, com os quais forma um ângulo marcado no contato com a base dos resíduos de planalto mais elevado; alongamento no sentido do escoamento superficial regional (N-S e NW-SE) e os restos de depósitos rudáceos de variada granulometria e composição, que aparecem na base da cobertura alúvio-coluvial.

Tal superfície, bastante generalizada na área, é o resultado da reculturação da superfície mais antiga da Depressão Periférica, também pedimentada. Ambas são visíveis na paisagem fronteiriça às cuestas. Contemporânea a essa 2.^a fase de pedimentação, seriam os terraços mais altos do Corumbataí (t3) reconhecidos em cascalheiras aluviais situadas a 40 ou 50m acima da várzea atual, correspondentes à base da Formação Rio Claro. (Correspondem ao tipo 3 na relação tipológica dos depósitos rudáceos).

As colinas mais elevadas da área, circunscritas aos bordos dos interflúvios principais, nivelados a 580-590m, seriam, provavelmente, relíquias do final daquela fase seca, posteriormente reentalhadas.

Entre a Superfície de Rio Claro e os altos terraços contemporâneos a ela, distinguem-se na paisagem atual os níveis intermediários representa-

dos pelos patamares, baixo-terraços e planícies esculpidos epicíclicamente pelos processos de interdesnudação da Bacia de Rio Claro.

Dentre êsses níveis, merece referência o nível intermediário (t2) 555-570m. Pela forma quase retilínea e alongada, de regular inclinação (10-15°), pela natureza rochosa do assoalho e pela cobertura de detritos rudáceos, fazem supor terem sido modelados numa outra oscilação climática sêca, também anterior à atual, por processos de pedimentação. Os depósitos rudáceos dêsse patamar correspondem ao tipo 2, da relação.

Êsses patamares frequentemente são sustentados por camadas mais resistentes (siltitos de base da formação Estrada Nova, exibindo comumente litossolo.

O equilíbrio dêsses segmentos de vertentes provavelmente encontrado num clima mais seco que o atual, sob processos de esculturação areolar ainda se mantém, apesar da umidificação posterior do clima. Tal fato se explica pela natureza litológica (camadas mais duras que oferecem maior resistência ao intemperismo químico e aos processos pedogenéticos), pela inclinação da vertente e influência do homem, que destruiu a cobertura vegetal, facilitando o escoamento em área. Dessa fase de pedimentação mais curta, colocada por cronologia relativa no Pleistoceno Médio, encontramos evidências nos pedimentos detríticos do sopé da Serra de Itaqueri, na Fazenda Cantagalo. Situam-se a 650-660 metros, como níveis intermediários, entre o pedimento rochoso esculpido no arenito Botucatu, correspondente ao aplainamento do nível de Rio Claro (na área a 680-690m), e os vales locais (630-635m).

Tais pedimentos detríticos são perfeitamente identificados pelo aspecto morfológico e pela natureza dos depósitos: blocos angulosos de variada granulometria, predominando diâmetro médio de 10 a 15cm. A análise morfométrica conforme a relação final, demonstrou uma porcentagem de cerca de 60% de basalto e 35% de quartzo. Os elementos grandes são de basalto, os pequenos de quartzo. O material se dispõe num arranjo caótico em matriz arenosa e assenta-se em discordância sobre o arenito Botucatu. A espessura desses depósitos é da ordem de 10-15m (pertencem ao tipo 7). A sua parte superior é atualmente uma superfície de transporte, articulada aos festões rochosos mais elevados e está inclinada 5 a 6° em direção aos vales. Situam-se 15 a 20m acima dos vales locais e constituem divisores d'água da drenagem original do Passa Cinco. Atualmente apresentam uma cobertura arenosa escassa e mostram-se cobertos pela vegetação, refletindo condições de estabilização. Na localidade, são os sítios preferidos para a edificação das habitações por estarem a salvo de enchentes torrenciais, vindas das ravinas da escarpa próxima.

Pela posição altimétrica entre o pedimento rochoso da superfície de Rio Claro e o pedimento detrítico inferior, situamos a época de sua elaboração no Pleistoceno Médio, correlacionando-o com os patamares intermediários do Corumbataí, ambos da mesma fase climática, porém originados por processos diferentes.

Êsses pedimentos e patamares intermediários foram reentalhados em nova fase úmida, que elaborou um degrau suave, separando-os dos baixos

pedimentos e baixos terraços de cascalhos situados 4 a 6m acima das várzeas os quais se acham embutidos nos pedimentos intermediários, em forma de alvéolos. Os mais baixos dos pedimentos detríticos regionais é semelhante aos mais altos nos seus aspectos estruturais e sedimentológicos. Esse nível rudáceo está cortado pela drenagem atual e se situa a partir do leito dos rios até 3 ou 4m acima. Constituem níveis de terraços de 4 a 6m: Os melhores exemplos são encontrados ao longo do Passa Cinco e seus afluentes, a exemplo da cascalheira daquele rio por nós analisada. Incluem-se no tipo 8 da nossa classificação. Correlacionam-se aos baixos terraços aluviais situados mais afastados das escarpas, em toda a drenagem regional, porém esses são formados de seixos roliços de quartzo (ligados a escoamento concentrado), em clima seco e correspondente ao tipo (1) e aquíferos, a depósitos torrenciais das vertentes, ambos da mesma fase climática.

Esses terraços e pedimentos foram entalhados por uma fase sub-atual mais úmida que a atual, que escavou também o assoalho das várzeas.

Uma última curta oscilação para mais seco teria sido fator responsável pela gênese da linha de cascalhos miúdos, situada cerca de 1 a 3m abaixo dos solos e colúvios, remobilizados das cascalheiras antigas e pela pavimentação detrítica descontínua do assoalho das várzeas (depósitos do tipo 5).

Aziz Ab'Saber e Bigarella, referindo-se a esses depósitos, supõem uma fase seca refletindo climas de savana e dominância de morfogênese mecânica. Correlacionam-se com o advento do homem pré-histórico em terras brasileiras. Tal fato parece ter sido confirmado nos pavimentos detríticos delgados supra cascalheiras do último pedimento detrítico situado num pequeno afluente do Passa Cinco. Nesse paleopavimento, situado cerca de 3,5m abaixo da superfície atual do solo e uns 2m acima da cascalheira basal, foram identificados por Tom Miller, Instrutor da Cadeira de Antropologia e Arqueologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, objetos manufaturados para os quais ele admitiu uma idade provável de 7 000 a 4 500 anos. Considerou os achados pertencentes a um tipo de cultura característica de ambientes de savana ou de clima mais seco.

Como vimos, a soma crescente de informações a respeito das cascalheiras e baixos terraços, vai, aos poucos permitindo interpretações mais seguras a respeito da paleomorfogênese com possibilidade de maior êxito nas datações relativas.

Aliás, a posição do paleopavimento em relação aos colúvios e selos atuais é uma indicação bastante satisfatória da última oscilação seca pré-atual, que não é regional, porém generalizada em todo o Brasil Tropical e Sub-Tropical.

Das últimas oscilações climáticas que marcaram a paisagem regional, resta fazer referência aos depósitos rudáceos situados na base das escarpas, bem identificados no sopé da Serra de Itaqueri, na Fazenda Cantagalo. São blocos de todos os tamanhos, sem qualquer arredondamento. Na composição litológica predominam basalto e arenito Botucatu e em menor quantidade, seixos pequenos de quartzo. Estão recobertos por uma camada

de 50cm a 1m de solo e cobertos de vegetação (arbustos e gramíneas), portanto estabilizados. Acham-se entalhados por ravinas que descem da serra e pelo próprio Ribeirão Cantagalo que, superimpondo-se à sua cobertura detrítica, cortou-os num entalhe de 8 a 10m, seccionando-os da base da escarpa. Observa-se no barranco a sua continuidade, tanto na forma quanto nos depósitos. Trata-se de paleo-cone ligado a processos torrenciais e de desmoronamentos, propavelmente contemporâneos da fase sêca que elaborou os baixos terraços de cascalhos aluviais e o pedimento detrítico inferior. (Esses depósitos correspondem ao tipô 9).

Finalmente, à base das ravinas observam-se cones de dejeção de detritos grosseiros, semelhantes em tamanho e natureza petrográfica aos palco-cones. Trata-se de material remobilizado dêstes últimos com acréscimo de contribuição atual, por desmoronamentos da escarpa.

A remobilização teria ocorrido na última oscilação do clima para a fase seca, que depositou o paleopavimento, dado que só um veículo muito denso teria capacidade para remanejar os seixos grandes e blocos que ali se depositaram.

Em nossas observações locais, sob chuvas torrenciais, pudemos constatar que apenas areia e pequeninos seixos de quartzo eram mobilizados pelas águas correntes através dos múltiplos canais da torrente. Essa remobilização atingiu todos os rios oriundos da cuesta, onde se observa no fundo dos leitos e nos lóbulos convexos das margens, detrito grosseiros que o ecoamento atual não é capaz de movimentar.

Tais detritos, nos talvegues acham-se afastados da linha atual das cuestas, cêrca de 4 a 5 km. No quadro tipológico dos depósitos rudáceos estão classificados como tipo 10.

Após a derradeira fase sêca que originou o paleopavimento, uma nova modificação do clima instalou a fase úmida atual, que é bem recente, de acôrdo com as evidências apontadas. Tal fase úmida é responsável pelas últimas mudanças na paisagem: deposição siltico-argilosa nas várzeas; substituição das grandes extensões de cerrados por florestas, as quais, transpondo os vales atingiram os chapadões arenosos interpenetrando-se no cerrado remanescente das fases mais secas anteriores; predomínio do intemperismo químico; componente vertical predominando sobre a paralela no balanço morfogenético das encostas, arredondamento das formas de vertente.

Quanto ao nível das várzeas, é resultado de acumulação e ao mesmo tempo de entalhe atual.

O assoalho da várzea do Rio Corumbataí é bastante irregular. Frequentemente os depósitos argilosos finos assentam diretamente sobre o assoalho rochoso intemperizado (siltitos da Formação Estrada Nova ou diabásio). Outras vezes ocorrem leitos de seixos rolados de 10 e 15cm de espessura entre os depósitos finos e o assoalho do vale. Trata-se provavelmente de uma fase erosiva mais intensa. Não se observa de maneira contínua um leito de cascalhos entre o assoalho do rio e os depósitos aluviais finos porém eles ocorrem em lentes.

A fração arenosa se deposita em camadas estratificadas entremeadas com argila, ou em bancos laterais, em zonas onde a velocidade da corrente diminui. Tal fato já foi correlacionado com a aceleração da erosão

ou erosão antrópica. Não se trata aqui apenas de sedimentos arenosos coluviais mas, também, de areias provenientes de montante, das escarpas das cuestas de arenito Botucatu, onde o Rio Corumbataí e seus pequenos afluentes têm localizadas as suas cabeceiras.

As várzeas apresentam ainda uma série de meandros abandonados, resultantes do alteamento localizado do leito, por acúmulo de material depositado e mudança da corrente para níveis mais baixos, em busca de perfil de equilíbrio provisório. Esses meandros na época das cheias se enchem d'água e constituem sítio favorito para pesca em covão pelo habitante das proximidades da várzea.

Tanto os meandros abandonados como os diques marginais arenosos que alteiam cerca de um metro à borda do leito normal em relação à várzea são resultantes dos processos morfogenéticos atuais, isto é, em clima mais quente e úmido e no qual a participação do homem é fator muito importante.

Esses processos estão criando novas formas de relêvo e reesculpindo outras, modificando as paleoformas, sem contudo haverem tido tempo para disfarçá-las completamente.

Os solos das várzeas genericamente chamados aluviais são de diferentes tipos de acordo com os processos formadores. Distingue-se um solo hidromórfico cor de cinza do leito maior do rio, coberto de gramíneas e que fica a salvo das águas na estação seca e em parte da chuvosa, e solos hidromórficos negros em áreas permanentemente úmidas e com teor elevado de matéria orgânica. Estes últimos são mais comuns nas depressões dos interflúvios subtabulares arenosos.

Ambos têm como característica comum a proximidade do lençol freático, e conseqüente encharcamento; são pouco profundos (20-60cm ou 80cm), estão em relêvo plano ou levemente abaciado, o que permite acumulação de matéria orgânica no horizonte superior, e a redução do ferro nos subjacentes. São areno argilosas ou argilosos e ácidos; formaram-se de sedimentos aluviais e coluviais e são mal consolidados.

São solos de grande potencialidade agrícola, mas representam limitações devido à dificuldade de drenagem relativa à sua situação topográfica e a problemas de acidez, ou porque, quando drenados, ressecam bastante, formando fendas prismáticas, tornando-se duros e difíceis de serem trabalhados.

Na área estudada, tais solos são aproveitados para cultivos do arroz e ocasionalmente, da cebola; mas, frequentemente, são utilizados como pastos naturais pobres. As várzeas são de preferência ocupadas por olarias e cerâmicas, que constituem elemento importante na paisagem e na economia regional. Suas instalações se situam no nível dos baixos terraços (t1), ficando o fundo chato do vale disponível para a exploração da argila. O aspecto mais característico das várzeas do Rio Corumbataí e Ribeirão Claro e dos seus afluentes maiores é o esburacamento generalizado; buracos que ocupados anualmente pelas águas de enchentes se confundem à primeira vista, com meandros abandonados.

Tais elementos artificiais do relêvo são tão importantes quanto as microformas naturais (diques, meandros abandonados, pequenos barrancos isolados, barrancos de estiagem, encaixamento de cursos d'água) porque modificam a morfologia e, por vêzes, constituem pontos de partida de aceleração da erosão e degradação das vertentes por sulcos e ravinamento, e de intensificação também de desgaste paralelo.

Feições geomórficas relacionadas com ações antrópicas

Finalmente, dentro da época atual, sobressai uma situação mais recente, referente à ocupação do espaço com uso desregrado do solo, destruição da cobertura vegetal natural e aceleração da erosão.

Essa erosão acelerada ou antrópica é o aspecto mais característico da paisagem atual da região. Ela está modificando o perfil das vertentes com novas rupturas, geralmente seguidas de segmentos verticais (barrancos abruptos e retilíneos de 5 a 15m); com aprofundamento de ravinas; aparecimento de voçorocas no contacto dos sedimentos arenosos da parte superior com os siltitos do Passa Dois; desgaste e carregamento do manto de decomposição superficial pondo a nu a rocha intemperizada; aprofundamento e alargamento dos talvegues por desbarrancamento, de corrente do aumento de volume da água escoada superficialmente; acréscimo da contribuição de material argilo-arenoso ou siltoso nas várzeas e nos leitos dos rios com redução localizada (geralmente nas convexidades das margens) da capacidade de transporte, e conseqüente deposição de bancos de areia.

O interflúvio Corumbataí-Ribeirão Claro, sítio da Cidade de Rio Claro, apesar de possuir superfície quase plana, apresenta suaves desníveis da ordem de 20 — 30m.

Tais desníveis são constituídos por depressão fechadas e pelas vertentes do córrego Lavapés, e córrego da Servidão, afluentes do Ribeirão Claro e do Rio Corumbataí, ambos tendo suas cabeceiras no tôpo do interflúvio Corumbataí-Ribeirão Claro, na zona norte da cidade, dentro do perímetro urbano.

Esses pequenos córregos são os responsáveis pelo suave entalhamento do interflúvio, criando um aspecto de entaçamento, que faz com que a cidade de Rio Claro, situada sobre ele, diversamente do que se dá com a maioria das cidades situadas em colinas e divisores d'água tabulares, não se destaque na paisagem para o observador que se coloca à distância em posição altimétrica inferior.

Ambos possuem vales muito amplos e rasos, com vertentes de leve convexidade e inclinação nunca superior a 10°, que dão ao relêvo o caráter ondulado, quando observado em detalhe.

Essas vertentes evoluíram normalmente por processos atuais de esculturação, e dada à natureza litológica dos sedimentos, predominantemente por "creeping" ou escoamento difuso. Apenas uma pancada de chuva muito forte capaz de encharcar a película superficial do solo, tornando-o impermeável momentaneamente, pode gerar um escoamento mais concentrado à superfície. Nessas ocasiões cavam-se, rapidamente, fundas ravinas que predispõem o solo ao voçorocamento.

Aliás, êsse processo é muito comum nas bordas do interflúvio, quando a maior inclinação da vertente, aliada à ação do homem, favorece a concentração do escoamento e o aprofundamento das ravinas nos sedimentos arenosos até alcançar a base da Formação Moderna representada por camada de argilitos ou até o próprio contacto dos sedimentos modernos com siltitos do Grupo Passa Dois. Estes constituem o nível de lençol freático da área em questão.

Existem na área estudada vár'as voçorocas em estágio ativo de evolução, ou em estágio estacionário já cobertas pela vegetação.

Os processos formadores em tôdas elas são os mesmos: escoamento concentrado e entalhe vertical sobrepujando os processos areolares de esculturação em vertentes com inclinação superior a 5° sobre terrenos arenosos da Formação Moderna. O entalhe é rápido na camada superior do solo e mais lento quando encontra o primeiro feito de seixos ou a camada de argilito. Rompida essa primeira resistência a erosão prossegue de maneira intensa até atingir o nível do lençol freático.

Cortado êsse nível, a água subterrânea flui livremente e o aumento da inclinação acelera a erosão e o solapamento da base. É a fase mais ativa da evolução.

A maioria dos pequenos cursos d'água que se originam no contacto daquelas duas Formações (580 — 590m na área), apresenta em suas cabeceiras, geralmente ramificadas, êsse processo de voçorocamento. A quantidade de arelas carregadas por êsses córregos é enorme formando bancos em todo o seu percurso e aumentando a contribuição sólida nos cursos principais da região.

Um característico comum nessas voçorocas é a existência de um paleossolo hidromórfico (camada de 2 a 3m de espessura) escuro, abaixo do solo atual e sobreposto a uma camada de areia branca não consolidada (3 ou 4m). Êsse solo hidromórfico fossilizado sob a cobertura de solo atual e em nível superior ao leito do rio indica a existência de uma bacia de recepção de amplitude maior que a atual, em época passada, em condições de encharcamento e cerca de 5 a 7m acima do talvegue atual. Muito provavelmente tenham sido o deflorestamento da região seguido de uma fase menos úmida do clima, as causas do aceleramento da erosão e do entalhamento vertical que cortou o solo turfoso, que aparece agora, acima do talvegue atual.

A evolução das voçorocas por erosão acelerada regressiva, vai, aos poucos destruindo os bôrdos do interflúvio, enquanto no seu tópo quase plano a ablação é insignificante. Na zona urbana e na periferia da cidade a ação do homem é o elemento mais importante nos processos morfogenéticos atuantes, provocando o aceleramento da erosão. Evidencia êsse aspecto de erosão acelerada e voçorocamento, provocados pelos trabalhos de arruamento na zona sul da cidade. Apesar de ser recente o processo arquivo (menos de um ano), nota-se o seu efeito caçamitoso abrindo sulcos ramificados de 15 a 20m de profundidade, dentro da zona urbana tendo já atingido algumas casas e a rede de esgôtos ameaçando ainda outras duas ou três, e os postes de iluminação da via pública.

Como vimos, os processos esculturadores dominantes na superfície plana dos interflúvios, são a reptação e o escoamento difuso, porém, dentro do perímetro urbano o aspecto é completamente outro; mais uma vez o homem é fator dentro do complexo morfogenético. As superfícies planas e permeáveis à infiltração rápida, quando cobertas de asfalto ou de paralelepípedos, favorecem a concentração das águas devido à dificuldades de escoamento, nas áreas deprimidas. Dêste fato resulta o alagamento das ruas da cidade dificultando a circulação nos dias de chuvas pesadas. Quando o excesso da água acumulada escoar pelas guias ds calçadas, nas vertentes, embora de suave inclinação, o efeito erosivo é intenso e abrem-se buracos enormes no pavimento pela erosão externa e pelo ataque interno provocado pelas águas de infiltração.

Talvez devido ao aspecto quase plano da cidade não se tenha cogitado do escoamento subterrâneo através de boeiros. Estes só existem nas áreas mais baixas da cidade, próximo da várzea do córrego da Servidão e assim mesmo são de capacidade de vazão inferior ao escoamento superficial por ocasião das grandes chuvas. O resultado é a abertura de enormes sulcos nas ruas sem calçamento e esburacamento nas pavimentadas.

Um exemplo típico de intervenção da Administração Pública para corrigir essa dificuldade de escoamento, verificou-se no trecho da rua 6 após a av. 11 em direção à zona sul da cidade. Para provocar o escoamento das águas empoçadas por ocasião das chuvas deu-se queda à rua, aprofundando o leito do pavimento cerca de 80 cm a 1 m, num percurso de 300 ou 400m em linha reta, segundo o traçado da rua no sentido N-S. Como êsse traçado não corresponde à queda natural do canal de escoamento, que poria essa depressão em comunicação com os pequenos vales afluentes do Ribeirão Claro (direção NW-SE), o resultado foi a transferência da área alagada agora em maiores proporções para jusante devido à diminuição da queda natural.

Estes são alguns dos problemas de ordem humana, ligados aos elementos morfológicos da área estudada e especialmente do sítio urbano.

Analisando a morfogênese regional, em sua evolução, não poderíamos esquecer a parte do homem como fator morfogenético, quer construindo, quer destruindo. Os micro-relevos artificiais como barragens, aterros, cortes ou aplainamentos, podem interferir no equilíbrio entre a carga e a capacidade de transporte. O uso desregrado do solo, o deflorestamento e outras interferências no meio físico, advindas da organização do espaço, fatalmente rompem o equilíbrio morfogenético das vertentes, desencadeando uma série de processos novos como erosão acelerada, carreamento de solos, entulhamento de vales e depressões, construção de pseudos terraços, enfim, um verdadeiro modelado entrópico. Tais processos fazem parte da filosofia da paisagem, e não podem ser esquecidos no estudo morfogenético de uma região. Na área de Rio Claro, como vimos, eles tiveram a sua participação efetiva, a ponto de nos obrigar a uma análise do relêvo antes e depois da ocupação do espaço.

VI — CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Considerações finais e conclusões

Considerando a utilidade de sintetizar a história geomorfológica regional, para fêcho do presente estudo e à guisa de conclusão apresentamos, em traços rápidos, aquilo que objetivamente se pode falar sobre o assunto.

O resultado da ação dos processos morfogenéticos através do tempo está impresso nas grandes linhas e nas formas de detalhe do relevo, traduzidas nos diferentes níveis que se destacam na paisagem regional.

No interior da bacia: o tópo aplainado dos interflúvios principais, dispostos em duas posições altimétricas 600-650m e 700-750m; as colinas terraceadas mais elevadas; os patamares escalonados; os baixos terraços e várzeas.

Emoldurando a bacia, as cumiadas das escarpas basálticas, também dispostas em dois degraus 800-850m e 950-1000 metros.

A história do setor centro-ocidental da Depressão Periférica e da Bacia de Rio Claro começa com a superfície de aplainamento mais antiga, cimeira, de idade pós-cretácica que, cortando as estruturas basálticas e senonianas entre 950-1000 metros inclina-se suavemente, cêrca de 2º a 3º para NW. Esse aplainamento de cimeira, tanto dos núcleos mais salientes do Escudo quanto das estruturas cretácicas, deixou vestígios no tópo das escarpas regionais: Serra de Itaqueri, Serra de São Pedro, Serra do Cuzcuzeiro e Morro Grande e nos depósitos rudáceos de concreções limoníticas, resíduos de processos agradacionais de clima semi-árido.

Aziz Ab'Saber (1965) coloca essa fase denudacional entre o Eoceno e o Mioceno.

Somente após o Eo-Terciário pois, é que se estabeleceu drenagem exorréica, em clima úmido, guiada, ao que tudo indica, por linhas tectônicas reativadas e, quiçá por deslocamentos de blocos, dando início à escavação da bacia, através de fases de entalhe e fases de aplainamento sucessivas.

Os acontecimentos erosivos e tectônicos pós Eo-Terciários foram responsáveis pela macro-compartimentação inicial da Depressão Periférica e o estudo dos depósitos correlativos da 1.ª fase de planação e da idade e estilo da tectônica regional, constituem a chave para elucidar alguns problemas abertos, com o da gênese do relevo de cuestras e do desdobramento das superfícies cimeiras.

De fato, 100 metros abaixo das superfícies de cumiada acompanhando a linha de cuestras regionais situa-se a Serra de Santana e seus morros testemunhos, localizados à sua frente, a leste e ao sul, nivelados a 800-850 metros.

A Serra de Santana é verdadeiro planalto que se estende cêrca de 15km de leste a oeste até as proximidades de Itirapina, alongando-se numa distância semelhante de Itirapina a Visconde, de sul a norte e apresentando continuidade com o planalto de Conde do Pinhal ao norte, com Serra de

Torrinha e Brotas ao sul e vários testemunhos isolados na bacia do Jacaré Pepira e Jacaré-Guaçu. Trata-se de um verdadeiro planalto rebaixado em relação às serras cimeiras, apresentando, como aquelas, inclinação suave de 2º a 3º para NW.

O alto dêsse planalto, dissecado pelo Jacaré-Guaçu, encontra-se recoberto por sedimentos que Bjornberg considerou modernos. A respeito dos depósitos da Serra de Santana, Christofolletti e Queiroz Neto (1966 pp. 238-239) dizem o seguinte: "No Quaternário houve uma alternância de períodos secos com morfogênese mecânica e de períodos úmidos com alteração química (Cailleux e Tricart, 1959), favoráveis à formação dos sedimentos como os da Serra de Santana. Entretanto, a morfologia regional permite, quando muito, pensar no Terciário inferior ou médio como idade mais antiga para a datação. Todos os fatos acima descritos levam-nos à conclusão de que os sedimentos da Serra de Santana são provenientes de uma deposição semi-árida, com material originado das escarpas vizinhas, numa época contemporânea ou posterior ao processo que originou a superfície interplanáltica".

Considerando a hipótese de interferência de falhas de grandes deslocamentos defendida por alguns autores, ou tectonismo de menor influência topográfica, porém liderante na escavação das formas de relevo, o certo é que essa área tão grande do Planalto Ocidental foi nivelada por uma superfície de erosão. O aplainamento se fez segundo uma drenagem consequente em direção ao Paraná em clima semi-árido, como atesta o seu aspecto morfológico. Que se trata de desdobramento da superfície de cimeira não resta a menor dúvida, pela perfeita correlação com a inclinação da superfície mais elevada, centrípeta em relação ao Rio Paraná.

Se o desdobramento foi pré-cobertura ou pós-cobertura, se houve interferência dominante de falhas ou se o tectonismo foi menos ativo que a erosão, é ainda questão aberta. O problema do desdobramento das superfícies não é local, mas está afeto a todo o processo de compartimentação do Planalto Brasileiro. Aziz Ab'Saber (1965 p. 25) chama a atenção sobre o assunto dizendo: "O que é necessário por em evidência, é o fato de, habitualmente existir um conjunto de superfícies de cimeira típicas, regionalmente desdobradas ou mesmo tresdobradas (complementarmente afetadas por alguma tectônica quebrável), as quais se opõem a uma rede sinuosa de superfícies interplanálticas e intermontanas muito mais baixas porém, igualmente desdobradas ou tresdobradas, e marcadamente poligênicas, as quais permanecem embutidas entre os núcleos salientes dos escudos e bacias soerguidas, sujeitas a complexos fenômenos de circunscrição no decorrer do Terciário".

Chamamos a superfície da Serra de Santana e morros testemunhos fronteiros, de Superfície Intermediária, na falta de melhor caracterização para ela e procuramos correlacioná-la com a superfície de Cotia e Itapececa a 920-950m, considerada por Ab'Saber (1957), como um peneplano intermediário entre o nível das cristas médias a (1100-1350) metros e a superfície de São Paulo a 800-830 metros. Ao autor não passou despercebida a provável relação dêsse nível intermediário com outros na Bacia do Paraná, quando afirmou (1957 p. 242): "É possível que antes da abertura

da grande Depressão Periférica nas margens da Bacia do Paraná, a superfície das cristas médias tenha sofrido uma primeira fase moderada de rebaixamento generalizado, de altitudes, antes que a rede hidrográfica do rio Paraná se ramificasse em excesso e viesse a adquirir sua conformação atual. Essa fase de ascensão lenta do continente teria sido suficiente para criar, logo de início, uma superfície de erosão mais baixa e irregular nos maciços antigos de leste”.

No fronte da Serra de Itaqueri, Morro Grande e Morro da Guarita identificamos um patamar a 800-820 metros, às vezes basculado em direção oposta à inclinação normal dos pedimentos das cuestas que decaem para o interior da bacia. Esse patamar que está representado nos perfis topográficos e no esquema das superfícies da Bacia de Rio Claro é coincidente com o topo silicificado do arenito Botucatu. Apesar das circunstâncias favorecerem a hipótese de ser um patamar estrutural, ou tectônico em face do adernamento, não podemos excluir a hipótese de ser vestígio da antiga superfície Intermediária, então generalizada, e conservada ali, graças à resistência do arenito silicificado.

A partir pois dessa **Superfície Intermediária** (800-850m) que se pode colocar no início do Terciário ou Terciário Médio, começou a escavação da Bacia de Rio Claro, estimulada por epirogênese positiva de caráter generalizado. Durante todo o processo de soerguimento, as antigas linhas tectônicas reativadas, interferiram na organização da drenagem. De acordo com fatos anteriormente apontados e argumentações feitas, o entalhe erosivo deveria ter sido liderado pela linha principal de fraturas e falhas, disposta no sentido N-S e NNE-SSW, seguida pelo atual Rio Corumbataí. A drenagem secundária em direções quase normais àquelas deu início à esculturação dos rebordos primitivos das cuestas, localizados provavelmente em posições bem mais orientais que atualmente. Esses rios de direção geral W-E venceram com facilidade a cobertura basáltica através das zonas de fraqueza dando início ao rebaixamento do espaço entre Serra de Itaqueri e a Serra de Santana. Permaneceram algumas elevações, atualmente isoladas, como testemunhos da antiga posição do planalto basáltico: Morro da Guarita, Morro Pelado e outros. Essa fase de escavação que afetou toda a Bacia do Paraná foi presidida por clima úmido que deve ter-se instaurado a partir do Oligoceno ou Mioceno. Os fatos morfológicos regionais e os vários níveis interplanálticos permitem chegar a essa cronologia relativa.

A ordem de idéias expressas por Ab'Saber (1965 p. 35-36) vem corroborar, perfeitamente, essa cronologia. Para o autor, a drenagem exorreica responsável pela esculturação das grandes depressões marginais, teria se estabelecido após a formação das crostas de cimeira (eo-terciárias). A circundesnudação teria se estendido do Oligoceno ao Mioceno ou Plioceno e o aplainamento que nivelou as colinas no interior das depressões seria neogênico (pliocênico ou pleistocênico). Assim as superfícies alveolares situadas abaixo daquelas altas colinas aplainadas bem como os patamares intermediários, os níveis de terraços, meandros incisos e planícies aluviais seriam episódios desenvolvidos sucessivamente dentro do próprio Quaternário, a partir das superfícies pliocênicas (Neogênicas de De Martonne, Sul-americana de Lester King).

A datação da Superfície Intermediária da Serra Santana é fator decisivo para o esclarecimento da idade da tectônica regional.

Como dissemos no capítulo da tectônica, os morros testemunhos situados em frente à Serra Santana: Morro Boa Vista, Monte Alegre e vários outros, apresentam inclinação superficial para NW, cêrca de 3 a 4° mais forte do que a inclinação geral da Serra Santana, o que denota basculamento de origem tectônica. Como estão todos capeados de depósitos semelhantes ao da Serra de Santana só podemos admitir a interferência do adernamento pós-fase deposicional e, talvez, concomitante com o entalhe erosivo que os separou do conjunto planáltico.

Segundo o raciocínio exposto a respeito da época dos aplainamentos das superfícies desdobradas de cimeira, podemos considerar os falhamentos que perturbaram a superfície dos morros citados, como sendo da metade ao final do Terciário (Oligoceno ao Plioceno) e talvez em continuidade até o Quaternário, à medida que a escavação interplanática prosseguia. A circundesnudação teria se estendido do Oligoceno ao Mioceno ou Plioceno período sêco de duração relativamente longa, favoreceu os processos de pediplanação dominantemente exorréica. Essa fase generalizada em todo o Brasil Tropical e Sub-tropical foi considerada por Tricart como de idade provável Mio-Pliocênica. Segundo Ab'Saber (1965 p. 124) a Formação Barreiras é documento dessa fase de aplainamento, "o mais notável depósito correlativo do cenozóico brasileiro", de datação clássica, Pliocênica. O autor correlaciona outras superfícies com o fêcho da sedimentação Barreiras: "superfície sertaneja (nordeste Oriental e Nordeste Ocidental, Bahia), superfície neogênica de De Martonne (S. Paulo), superfície sulamericana de King" (extensas áreas do Brasil Oriental), superfície de caráter nitidamente interplanálticas ou intermontanas existentes no interior das depressões periféricas, desde o Nordeste até o Rio Grande do Sul, e o Centro Oeste", ao que acrescentamos a Superfície do Alto Iguaçu (Almeida, 1952) e na área de Rio Claro, a "Superfície de Urucaia", situada cerca de 100 metros acima das várzeas atuais.

Essa fase de pediplanação elaborou o primitivo assoalho da Bacia de Rio Claro e deixou vestígios na concavidade dos talus das escarpas refletindo o recuo dos pedimentos e do front das "cuestas", bem como nos altos patamares e interflúvios adjacentes, dispostos entre 700 a 750m. Desse período de aplainamento restam vestígios de dejeções detríticas predominantemente de cascalheiras de seixos de quartzo e blocos de canga retrabalhados de depósitos pretéritos e tênues crostas de arenito limonitizado, capeando os altos planos e recobertos de colúvio atual e solo.

Essa cobertura resistente depositada em esporões das escarpas esculpidas em arenito Botucatu (não silicificado), sobre a rocha nua ou sobre paleosolo, foi responsável pela manutenção dos vestígios daquela fase de aplainamento.

Conforme se pode observar pelo esquema das superfícies de erosão e nos perfis topográficos e na foto n.º 17, êsse nível constitui um patamar colocado 100 metros acima do nível geral da drenagem atual. A sua ela-

boração esteve ligada à drenagem antepassada do Rio Corumbataí e por isso apresenta inclinação para o interior da Bacia.

Trata-se dos mais altos pedimentos obsequentes frequentemente ligados ao fronte das cuestras, em contactos basais, de ângulo bem marcado.

Em direção ao eixo da bacia, a inclinação da superfície dos patamares vai diminuindo até se tornar sub-horizontais (3 a 2 e 1°). Esses patamares nem sempre apresentam continuidade até o fronte das cuestras, seccionados por reentalhes erosivos posteriores. Em direção ao eixo da bacia, a sua continuidade é interrompida por forte escarpamento com desnível da ordem de 50 metros. À base desse escarpamento se desenvolve os tetos topográficos do nível inferior mais generalizado no interior da bacia (600-650m).

Daquela fase de aplainamento que nós colocamos por cronologia relativa, no Neogênico e identificamos com o patamar de Santana do Urucaia localizado entre o Córrego Batista Ferraz e o Ribeirão da Jacutinga, afluentes do Corumbataí, restam poucos vestígios nas adjacências das cuestras. Geralmente são apenas patamares esculpidos no arenito Botucatu não silicificado (insistimos nesse detalhe a fim de não se levantarem dúvidas quanto ao caráter erosivo do referido nível). Outras vezes são restos de antigos pedimentos em forma de esporões alongados, (foto n.º 18). Tais pedimentos são observados aos pés das cuestras situadas a Norte e Oeste da Bacia de Rio Claro como também a leste, no prolongamento do festão do Morro Grande na direção N-S, que serve de divisor entre a Bacia do Corumbataí e do Mogi-Guaçu.

Excepcionalmente aparecem como plataformas interfluviais mais amplas. É o caso da Serra do Urucaia e do planalto situado aos pés da Guarita entre o Ribeirão Passa Cinco e Cabeça.

Foi, talvez, a esse planalto mais elevado que Rich (1953) referiu-se quando afirmou existir, entre Rio Claro e a Serra de Itaqueri, um nível geral entre 700 e 800 metros e que Marques de Almeida (1964) não pôde identificar com a superfície de erosão do Médio Tietê, a qual, na realidade, é a superfície interplanáltica mais baixa e mais generalizada na Depressão Periférica (600-650 metros).

A superfície de Urucaia é, pois, a mais antiga das superfícies interplanálticas regionais e por ser fruto de uma grande fase de pediplanação, é generalizada em toda a Depressão Periférica, correlativa com a Neogênica identificada por Ab'Saber na área de Indaiatuba, entre 700 e 800 metros.

Existem na bacia de Rio Claro, como dissemos, dois níveis topográficos de depósitos modernos. O planalto de Urucaia e patamares correlativos são cobertos por uma capa delgada de sedimentos arenosos, que, à falta de melhor identificação geológica, preferimos correlacionar com os depósitos do nível inferior.

Tais depósitos aparecem em alguns pontos da Serra de Urucaia e atingem 5 ou 6 metros de espessura. Têm estrutura maciça, são pouco correntes e muito sujeitos a voçorocamento como os do nível inferior da bacia. Assentam discordantemente sobre o arenito Botucatu intemperizado, ocorrendo com freqüência uma cascalheira de canga na base. Facilmente

confundidos com solo de composição do arenito Botucatu, parecem, entretanto, mantos coluviais, provindos das escarpas mais elevadas, por processos areolares.

Se a adaptação de tais depósitos encontra obstáculos pela ausência ou deficiência de fósseis, essas dificuldades aumentam dada a posição topográfica intermediária que ocupam, e pelo fato de estarem capeando superfície de erosão identificada como Neogênica. Os fatos morfológicos observados nos levaram a considerá-los contemporâneos aos inferiores, não excluindo a hipótese de estarem sobrepostos a sedimentos mais velhos.

Justificamos tais suposições, lembrando que as fases de exorreísmo e entalhe alternadas com fases de endorreísmo durante todo o Quaternário teriam proporcionado condições para a retirada ou renovação dos depósitos, porventura existentes naquelas plataformas.

Ao terminar a grande fase de pediplanação Neogênica, exorreísmo e degradacional deixando vestígios residuais em cascalheiras retrabalhadas de antigos depósitos, instalou-se uma fase erosiva de escavação com a mudança do clima para mais úmido.

Organizando-se a drenagem em função de velhas direções tectônicas reativadas, o processo de escavação foi reencetado, à medida que se processava o soergimento epeirico dos velhos escudos e da cobertura sedimentar.

As linhas tectônicas poligonais passaram novamente a ser seguidas pela rede de drenagem que fôra insequente na fase anterior de degradação.

Considerando o desnível atual entre o patamar de Urucaia (690-710m — superfície Neogênica) e a superfície geral dos interflúvios da bacia (650m), no ponto de articulação de ambas, admite-se um entalhe da ordem de uns 50 metros. Essa fase de entalhe pode ser colocada no final do Terciário e linear do Quaternário. Admite-se que tenha dominado exorreísmo, porque não deixou vestígios em depósitos tendo tido a rede de drenagem, capacidade suficiente para evacuação dos detritos.

As suas marcas ficaram, porém, nos paleossolos residuais, que não foram totalmente arrasados pela fase de pediplanação que conformou a superfície de Rio Claro. Em vários pontos de contacto, a Formação Rio Claro assenta-se em discordância sobre sedimentos intemperizados da Formação Estrada Nova. Trata-se do horizonte B ou C do antigo solo formado no lapso de tempo que medeou entre as duas grandes fases regionais de aplainamento; evidência paleogeográfica da atuação de um clima quente e úmido.

Ao se instalar a 1.^a fase de glaciação do Quaternário inferior, sobreveio nova mudança climática para a fase seca, de duração mais longa e atuação generalizada. Das fases secas, do Quaternário foi a que deixou maiores vestígios nas superfícies interplanálticas extensivas que nivelaram os cimos dos principais interflúvios da Depressão Periférica. Na área de Rio Claro entre 600-650 metros (Superfície de Rio Claro — Neogênica II).

Ao nos referirmos às oscilações climáticas do Quaternário na região, tomamos por base nossas próprias observações das superfícies e níveis regionais e seus depósitos correlativos, e os estudos de Bigarella e seus colaboradores, válidos para o Brasil Tropical e Sub-tropical.

A respeito daquelas variações climáticas dizem Bigarella, Mousinho e Silva (1965 p. 96): . . . “Finalmente, nos últimos anos, começa a ganhar vulto a opinião de que, nas épocas frias do Quaternário, em grande parte das regiões sub-tropicais e tropicais, teria ocorrido uma diminuição sensível da pluviosidade ou modificação da distribuição das chuvas, generalizando-se condições de semi-aridez e mesmo aridez e mesmo aridez enquanto as épocas úmidas corresponderiam aos interglaciais.

Portanto, durante o Pleistoceno, nas áreas geográficas que mais interessam ao território brasileiro, dois diferentes conjuntos de processos operando alternadamente, submeteram a paisagem à degradação lateral em clima semi-árido (épocas glaciais) ou à dissecação em clima úmido (épocas interglaciais)”.

O grande aplainamento do início do Pleistoceno, por rebaixamento e erosão areolar, provocou o recuo dos rebordos do antigó planaltó Neogênico até o sopé das atuais escarpas das cuevas situadas a oeste e norte da bacia de Rio Claro, conformando o seu assoalho.

A atividade tectônica com reativamento de antigas falhas contrárias ao canal de drenagem do pretérito Rio Corumbataí favoreceu o represamento e seccionamento da bacia, gerando condições para a deposição do material aluvial e coluvial vindo de montante.

Tal hipótese parece encontrar comprovação nas evidências citadas de falhamentos recentes observadas na região.

A interpretação da origem desses desníveis através de reativamento de antigas falhas e fraturas por basculamentos, parece encontrar justificativa nos afloramentos das estruturas carboníferas e da base do Permiano, quase sempre associadas a intrusões de sills nas proximidades das zonas de corredeiras. Nesses pontos há sinais de superimposição, pois os rios entalham gargantas com paredes rochosas verticais de 15 a 20 metros. Coincide também com essas zonas o adelgaçamento da cobertura detrítica moderna nos interflúvios adjacentes.

As soleiras locais, criando zonas levemente deprimidas, e uma modificação do clima para semi-aridez, teriam sido os fatores responsáveis pela interrupção da rede de drenagem em bacias alveolares escalonadas. Esses alveolos, ao longo de antigos eixos da drenagem, concentravam um escoamento centrípeto, temporariamente endorréico, permitindo a deposição regional.

Dessa maneira, podemos explicar o escalonamento, na bacia do Piracicaba e Corumbataí, dos depósitos correspondentes ao nível inferior de Bjornberg e Landim. Embora aparentemente, não exista solução de continuidade entre os depósitos superficiais da Bacia de Piracicaba e da Bacia de Rio Claro, na realidade a estrutura sobrelevada de Pitanga-Paraiso sobre a qual o rio Corumbataí é epigênicamente imposto, teria funcionado, por reativamento de antigas falhas, como soleira tectônica para a deposição dos sedimentos da Bacia de Rio Claro.

Ao mesmo tempo, as condições de semi-aridez com chuvas intensas e episódicas deram origem a escoamento torrencial e desorganizado, verdadeiros lençóis de lama de grande densidade e fraca aptidão seletiva. Esse

veículo de alta capacidade de transporte, porém à curta distância, foi o dominante nos processos de degradação e agradiação da Bacia de Rio Claro. As cascalheiras de quartzo e canga subangulosas da base da Formação, provavelmente, estiveram ligadas a escoamento torrencial "sheet-flood" segundo McGee. Tal escoamento é explicado por Dresch (1962, p. 10) como: uma onda de água muito carregada de detritos diversos, rolando a princípio com grande velocidade, depois mais devagar, com espessura de 20 a 25 cm, de vários quilômetros de largura esgotando-se em pequeno percurso de montante para jusante. Observa-se um canal encaixado a montante, depois uma multidão de filetes e regos divergentes e anastomosados e um cone de detritos muito espalhado à jusante. O "rill-wash" seria o escoamento em filetes anastomosados.

Os detritos maiores permanecem numa espécie de pavimento enquanto os últimos filetes remanuseiam os mais finos. Os pedimentos resultam, essencialmente, do processo de "rill-wash".

O mesmo autor define: "Pedimento é uma superfície rochosa de transporte onde o escoamento é caracterizado por um equilíbrio entre a potência e a carga no decorrer da cheia. Se a água pudesse se concentrar em canais onde a potência fôsse superior à carga, haveria um escoamento linear".

As cascalheiras de seixos bem rolados de granulometria variada e localizadas nas margens dos atuais rios, na base da Formação Rio Claro, (terraços mais elevados — 50-60m acima das varzeas) teriam sido transportadas e depositadas por águas correntes que puderam se manter concentradas como lençóis aluviais, provindas de zonas mais elevadas. ("stream-flood"). Nesse caso as torrentes concentradas seriam os atuais rios maiores da região. Na Bacia de Rio Claro um antepassado do Corumbataí.

Essas cascalheiras puderam ser levadas à maiores distâncias pelo lençol aluvial concentrado, aparecendo atualmente ao longo do vale do Corumbataí, enquanto as primeiras, após curto transporte, depositaram-se em zonas deprimidas e de baixadas, na periferia da bacia, a exemplo da cascalheira de Ajapi e outras similares. Acham-se atualmente nas áreas planas, afastadas da drenagem principal.

Os sedimentos finos foram carregados mais distante, depositando-se nas áreas centrais da bacia em ambiente de "playa" ou de baixadas. As voçorocas localizadas nas bordas do interflúvio Corumbataí-Ribeirão Claro, exibem estratos de argilito variegado de 1 a 2 metros de espessura total, resultante dessa deposição.

Os depósitos rudáceos provavelmente procederam de antigas cascalheiras de quartzo e canga por remobilização, e os finos, de solos originados na fase úmida anterior.

Finalmente, ao término da fase seca, quando o regolito das porções mais elevadas havia sido retirado, restaram afloramentos nus de arenito Botucatu e basalto. Facilmente desagregados por erosão mecânica e intemperismo químico de uma fase em oscilação para umidade, forneceram o elemento arenoso que veio se sobrepor aos depósitos basais da bacia de Rio Claro.

Completa-se assim o pediplano da bacia entre 600 e 650 metros, que não é local porquanto os processos morfoclimáticos foram extensivos e atuaram em toda a província sedimentar do Estado.

Na periferia da bacia, os pedimentos cortam o arenito Botucatu e os sedimentos do Passa Dois e mesmo sills de diabásio, continuando-se para o interior como pedimento detrítico.

O interflúvio Corumbataí-Ribeirão Claro, esculpido por aqueles processos e recoberto pelos depósitos da formação Rio Claro, representa melhor exemplo do pedimento de degradação e agradação na Bacia de Rio Claro, articulado à superfície Neogênica, no sopé do Morro Grande (fig. n.º 8).

A idade da superfície de Rio Claro está relacionada com o fêcho da sedimentação da bacia pelos depósitos arenosos, provavelmente de fase menos seca.

Após o extenso período de pediplanação da superfície de Rio Claro (Superfície Neogênica II), que deu origem aos depósitos da bacia, sucederam-se os episódios mais curtos de mudanças climáticas, que deixaram marcas na paisagem regional, como vimos, esculpindo os patamares intermediários, os baixos terraços e as várzeas.

O reentalhe erosivo a níveis inferiores à base da Formação Rio Claro, carregou grande parte dos depósitos da bacia.

Atualmente o capeamento detrítico coroa os interflúvios principais e as suas vertentes esculpidas na Formação Estrada Nova apresentam dois patamares, vestígios de oscilações climáticas mais curtas entre Pleistoceno e o Holoceno.

Os patamares intermediários (cêrca de 20m acima das várzeas atuais pela forma quase retilínea e alongada de regular inclinação (10-15°), pela natureza rochosa do assoalho e pela cobertura de detritos rudáceos, fazem supor terem sido modelados numa outra oscilação climática sêca, também anterior à atual, por processos de pedimentação.

Pela posição altimétrica intermediária entre o pediplano da superfície de Rio Claro e os baixos terraços situamos a época de sua elaboração no Pleistoceno Médio.

Finalmente, considerando o início da fase quente e úmida atual, após a elaboração do paleopavimento e posterior ao advento do homem pré-histórico, temos que admitir que os processos morfo-climáticos não tiveram tempo senão de retocar as formas esculpidas nas fases de climas passados de mais longa duração. Atestam tais depósitos correlativos.

Analisada no seu conjunto a paisagem do setor centro ocidental da depressão periférica reflete nas formas de relêvo a interação de um complexo de fatores de ordem tectônicas, estrutural e morfoclimática onde a participação do homem é, também importante fator morfogenético.

Dando maior destaque aos aspectos tectônicos e à gênese da Bacia de Rio Claro procuramos pôr em evidência um problema que deve ser melhor considerado no estudo da evolução de outros compartimentos semelhantes da depressão Periférica Paulista.

VII — BIBLIOGRAFIA

AB'SABER, A. N.

- 1949 — **Regiões de circundesnudação pós cretácea, no planalto brasileiro.** — Boletim Paulista de Geografia, n.º 1, pp. 3/21, São Paulo.
- 1951 — **Sucessão dos quadros paleogeográficos no Brasil, do triássico ao quaternário.** — Anuário da Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae", da Univ. Católica de São Paulo, 1950/51, pp. 61/69, São Paulo.
- 1953 — **Os terraços fluviais da região de São Paulo.** — Anuário da Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae" da Univ. Católica de São Paulo, 1952/53, pp. 86/104, São Paulo.
- 1954 — **A Geomorfologia do Estado de São Paulo.** — Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante I.B.G.E., C.N.G., pp. 1/92, Rio de Janeiro.
- 1955 — **Problemas paleogeográficos do Brasil de Sudeste.** — Anuário da Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae" da Univ. Católica de São Paulo, 1954/55, pp. 79/96, São Paulo.
- 1965 — **Depressões periféricas semi-áridas no nordeste do Brasil.** — Boletim Paulista de Geografia n.º 22, pp. 3/18, São Paulo.
- 1957a — **Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo.** — Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, n.º 219. Geografia n.º 12, São Paulo.

ALMEIDA, F. F. M. de,

- 1949 — **Relevos de cuestras na Bacia Sedimentar do Rio Paraná.** — Boletim Paulista de Geografia n.º 3, pp. 21/33, São Paulo.
- 1952 — **Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos Estados de São Paulo e Paraná.** — Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Vol. I, pp. 53/58, São Paulo.
- 1954 — **Botucatu, um desator triássico da América do Sul.** — Ministério da Agricultura, n.º 86, Rio de Janeiro.
- 1955 — **As camadas de São Paulo e a tectônica da Cantareira.** — Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Vol. IV n.º 2, pp. 23/40, São Paulo.
- 1956 — **O planalto basáltico da bacia do Paraná.** — Boletim Paulista de Geografia, n.º 24, pp. 3/34, São Paulo.
- 1958 — **O Planalto Paulistano.** — A cidade de São Paulo, vol. I, pp. 113/167, São Paulo.
- 1964 — **Fundamentos Geológicos do relevo paulista, in Geologia do Estado de São Paulo.** — Boletim 41, pp. 169/263, São Paulo.

ALMEIDA, F. F. M. de, (e) BARBOSA, O.

- 1953 — **Geologia das quadriculas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo.** — Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, do D. N. P. M. n.º 143, Rio de Janeiro

BALATKA, B. L., JALOSLAVA and SLADEK

- 1964 — **Problems of Methodology.** — 20 th. International Geographical Congress, Abstracts of Papers, London.

BARAT, Carol A.

- 1966 — **Considerations sur quelques problèmes actuels de la Geomorphologie Strasbourg** — p. 127/128. Appliquée. — Revue de Géomorphologie Dynamique n.º 3, C.N. R. S.,

BARBOSA, O. G., (e) GOMES, F. de A.

- 1958 — **Pesquisa de Petróleo na bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo.** — Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do D.N.P.M. n.º 171, Rio de Janeiro.

BARBOSA, O.

- 1959 — **Quadro provisório das superfícies de erosão e aplainamento no Brasil.** — Notícia Geomorfológica n.º 4, pp. 31/33, Campinas.

BIGARELLA, J. J.

- 1964 — **Variações climáticas no quaternário e suas implicações no revestimento**

- florístico do Paraná.** — Boletim Paranaense de Geografia, n.º 10 e 15, pp. 211/231, Curitiba.
- BIGARELLA, J. J., HARTKOPF, C. C. e outros**
 1955 — **Textura superficial dos grãos em arelas e arenitos.** — Arquivos de Biologia e Tecnologia Vol. X, pp. 253/275, Curitiba.
- BIGARELLA, J. J., (e) SALAMUNI, R.**
 1957 — **Aspectos geográficos e geológicos da cidade de Curitiba e arredores.** — Cont. 2 da Faculdade Católica de Filosofia, Curitiba.
 1958 — **Notas sobre o significado paleoclimático da bacia de Curitiba.** — Notícia Geomorfológica n.º 1, pp. 14/16, Campinas.
- BIGARELLA, J. J., (e) MARQUES, F. L., (e) AB'SABER, A. N.**
 1961 — **Ocorrência de pedimentos recanescentes nas fraldas da serra do Itaque-
 rerim (Guarua-SC).** — Boletim Paranaense de Geografia, n.os 4 e 5, pp. 83/93, Curitiba.
- BIGARELLA, J. J., (e) SALAMUNI, R.**
 1961 — **Ocorrências de sedimentos continentais na região litorânea de Santa
 Catarina e sua significação paleoclimática.** — Boletim Paranaense de
 Geografia, n.os 4 e 5, pp. 179/187, Curitiba.
- BIGARELLA, J. J., (e) SALAMUNI, R. (e) AB'SABER, A. N.**
 1961 — **Origem e ambiente de deposição da bacia de Curitiba.** — Boletim
 Paranaense de Geografia, n.os 4 e 5, pp. 71/81, Curitiba.
- BIGARELLA, J. J., (e) SALAMUNI, R.**
 1962 — **Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba.** — Boletim
 da Univ. do Paraná, Instituto de Geologia, Geologia n.º 7, Curitiba.
- BIGARELLA, J. J., (e) MOUSINHO, M. R.**
 1965a — **Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos.** —
 Boletim Paranaense de Geografia n.os 16 e 17, pp. 7/16, Curitiba.
 1965 — **Contribuição ao estudo da Formação Pariqueira Açú (Est. S. Paulo).** —
 Boletim Paranaense de Geografia n.os 16 e 17, pp. 17/41, Curitiba.
- BIGARELLA, J. J., (e) MOUSINHO, M. R., (e) SILVA, J. X.**
 1965a — **Considerações a respeito da Evolução das vertentes.** — Boletim Parana-
 ense de Geografia, n.os 16 e 17, pp. 85/116, Curitiba.
 1965b — **Pediplanos pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil.** — Boletim
 Paranaense de Geografia, n.º 16 e 17, pp. 117-151, Curitiba.
- BIGARELLA, J. J. and ANDRADE, G. O.**
 1965 — **Contribution to the Study of Brazilian Quaternary.** — Internacional
 Studies on the Quaternary — In — Qua — U.S.A.
- BIGARELLA, J. J., and SALAMUNI, R.**
 1967 — **Some Paleogeographic and Palaeotectonic features of the Paraná Basin.**
 Problems in Brazilian Gondwana Geology — International Symposium
 on the Gondwana Stratigraphy and Palaeontology. Ed. Bigarella, Becker,
 Pinto, pp. 235/301, Curitiba.
- BJORNBERG, A. J. S.**
 1964 — **Sedimentos Pós-Cretácicos do leste do Estado de São Paulo.** — Tese
 para Concurso Livre Docência, Escola de Engenharia de São Carlos,
 Univ. de São Paulo, São Carlos.
- BJORNBERG, A. J. S. (e) GANDOLFO, N.**
 1964 — **Notas sobre os depósitos modernos da região de Rio Claro-São Paulo.**
 — Geologia n.º 106, Escola de Engenharia de São Carlos, U.S.P., pp.
 21/36, São Carlos.
- BJORNBERG, A. J. S. (e) LANDIM, P. M. B. (e) MEIRELLES, G. M. F.**
 1964 — **Restos de plantas modernas em níveis elevados na região de Rio Claro-
 São Paulo.** — Geologia n.º 106, Escola de Engenharia de São Carlos,
 U.S.P. pp. 37/57, São Carlos.
- BJORNBERG, A. J. S. (e) LANDIM, P. M. B.**
 1966 — **Contribuição no estudo da Formação Rio Claro (Neo Cenozóico).** —
 Separata do Boletim da Soc. Bras. de Geologia, Vol. XV n.º 4, S. Paulo

- BRAJNIKOV, B.**
 1948 — *Essai sur la tectonique de la region a l'est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil.* — Bull. de la Soc. Géol. de France, 5.^a sér-tom XVII, nos 4, 5, 6, pp. 315/335, Paris.
- CAILLEUX, A. (e) TRICART, J.**
 1959 — *Iniciation à l'étude des sables et des galets* — C.D.U., Paris, 3 volumes.
- CAILLEUX, A.**
 1961 — *Application à la géographie des Méthodes sables et des galets.* — (Curso de altos estudos geográficos) C.P.G.B., F.N.F., Rio de Janeiro
- CAILLEUX, A. (e) TRICART, J.**
 1959 — *Zonas fitogeográficas e morfoclimáticas do Quaternário no Brasil.* — (1, 2), (Transc. de "Comptes Rendus de la Societé de Biogeographie" 293, Trad. C. R. Maio) Notícia Geomorfológica n.º 4, pp. 12/13, Campinas.
- CARVALHO, P. F.**
 1934 — *Geologia do Município de Curitiba.* — Serviço de Geologia e Mineralogia do D.N.P.M., Boletim 82, pp. 21, Rio de Janeiro.
- CENTRE DE GEOGRAPHIE APPLIQUÉE — Strasbourg.**
 1963 — *Présentation de quelques essais de Cartes Géomorphologiques détaillées.* — Revue de Géomorphologie Dynamique, nos 1, 2 e 3, pp. 21/29, Paris
- CHRISTOFOLETT, A. (e) QUEIROZ NETO, J. P.**
 1960 — *As formas de relevo da serra Santana-SP* — Notícia Geomorfológica n.º 6, pp. 12/17. Campinas.
 1961 — *Estudos geomorfológicos a respeito da serra Santana, São Paulo.* — Boletim Paulista de Geografia n.º 38, pp. 3/20, São Paulo.
 1962 — *Notas fisiográficas sobre a área de Campo Alegre-São Paulo* — Notícia Geomorfológica, n.º 9 e 10, pp. 25/31, Campinas.
 1963 — *Os derrames de basalto na Serra Santana.* — Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Vol. XII n.º 1/2, pp. 65/74, São Paulo.
 1966 — *Os sedimentos da Serra Santana-SP* — Separata do Boletim de Geografia, nos 18 e 20, pp. 231/245, Curitiba.
- COMISSÃO DE SOLOS — C N É P A.**
 1960 — *Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo.* — (Contribuição à carta de solos do Brasil), n.º 12, Rio de Janeiro. Paranaense de Geografia, nos 1 e 17, pp. 117/151, Curitiba
- COMMISSION DE GEOMORPHOLOGIE DYNAMIQUE**
 1964 — *Circulaire 1/1964.* — Revue de Géomorphologie Dynamique nos 4, 5 e 6, C.N.R.S., Paris.
- COMMISSION DE GEOMORPHOLOGIE APPLIQUÉE**
 1964/65 — *Sous commission de Cartes Geomorphologiques, 5e. Réunion, Tchécoslovaquie, 1965.* — Revue de Géomorphologie Dynamique, nos 7, 8 e 9, C.N.R.S., Paris.
- COMMISSION DE GEOMORPHOLOGIE APPLIQUÉE**
 — *Sous commission de Cartes Géomorphologiques, Procès-verbal de la Réunion de Paris (1er. au 4 fév. 1964).* — Revue de Géomorphologie Dynamique nos 4, 5, e 6. pp. 83/85, Paris.
- COMMISSION DE GEOMORPHOLOGIE APLIQUÉE**
 — *Sous commission des cartes géomorphologiques Voeux adoptés à la réunion de Strasbourg, déc. 1962.* — Revue de Géomorphologie Dynamique nos 10, 11 e 12, C.N.R.S., pp. 172/173, Paris.
- COUTO, Carlos de Paula**
 1961 — *Considerações sobre o Pleistoceno Sul Americano.* — Revista Brasileira de Geografia n.º 3, Rio de Janeiro.
- DENIS, P.**
 1927 — *Amérique du Sud.* — Tome XV, 1ère. partie) de "La Géographie Universelle" — La Blache et Gallois, Paris.
- DEWOLF, I.**
 1964 — *Méthode des représentation des formations superficiales* — 20 th International Geographical Congress. — Abstracts of Papers, London.

- DOMINGUES, A. J. P.
1951 — Estudo sumário de algumas formações sedimentares do Distrito Federal. — Revista Brasileira de Geografia, ano XIII n.º 3, pp. 443/464, Rio de Janeiro.
- DRESCH, J.
1962 — Pedimentos "glacis" de erosão, pediplanícies e inselbergs. — Notícia Geomorfológica n.os 9 e 10, pp. 1/15, Campinas.
- ERHART, H.
1965 — "Biosistasie "et" Rhéxistasie" Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogenèse en tant que phénomène Géologique. — C.R.Ac.S., CCXLI, pp. 1218/1220.
1956 — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique, biosistasie et Rhéxistasie. — Masson. Coll. "Evol. des Sc." Paris, 90 p.
- FELICISSIMO, J.
1952 — Histórico das pesquisas de petróleo no Estado de São Paulo. — Revista de Instituto Geográfico e Geológico. Vol. X, n.º 3 e 4, pp. 262/278, São Paulo.
- FREITAS, Rui O. de
1951a — Sobre a origem da bacia de São Paulo. — Boletim Paulista de Geografia n.º 9, pp. 60/64, São Paulo.
1951b — Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. — Revista Brasileira de Geografia, Ano XIII, n.º 2, pp. 171/222, Rio de Janeiro.
1951c — Ensaio sobre a Tectônica moderna no Brasil. — Boletim n.º 130, Geologia n.º 6, p. 120, São Paulo.
1955 — Sedimentação, Estratigrafia e Tectônica da Série Bauru (Estado de São Paulo). — Boletim 194, Geologia n.º 14, p. 185, São Paulo.
- FULFARO, J. V. (e) LANDIM, P. M. B. (e) ELLERT, N.
1967 — A tectônica das Serras de Santana e São Pedro (Serra Geral), (Inédito).
- GEBRIN, M. L. I.
1959 — Métodos de Estudo empregados em Geomorfologia. — Notícia Geomorfológica n.º 3, Campinas.
- GELLERT, J. F. and SCHOLZ, E.
1964 — Comparing the contents of detailed geomorphological maps from various european counstriens. — 20 th International Geographical Congress Abstracts of Papers, London.
european countriens. — 20 th International Geographical Congress Abstracts of Papers, London.
Preto, n.º 3, p. 95/114, Rio de Janeiro.
e Fonseca) Minas Gerais, Brasil. — Anais da Escola de Minas de Ouro
- GENESHIN, G. S.
1964 — Principles and Methods of Geomorphic Mapping in URSS. — 20 th International Geographical Congress — Abstracts of Papers, London.
- GORCEIX, H.
1884 — Bacias terciárias de água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarella e Fonseca, Minas Gerais — Brasil. Anais da Escola de Minas de Ouro Preto. N.º 3, p. 95/114.
- GUIMARÃES, D.
1936 — Quadro crono-geológico do Brasil — Engenharia, Mineração e Metalurgia, Vol. 1, n.º 2, Rio de Janeiro.
1949 — Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. — (tese concurso).
- GUTMANS, M.
1949 — Tectônica da Bacia do Paraná. — Engenharia, Mineração e Metalurgia Vol. XIV n.º 80, Brasil, pp. 47/50.
- IHERING, H. von
1894 — Observações sobre os peixes fósseis de Taubaté. — Revista Museu Paulista, II, pp. 145/148, São Paulo.

- JAMES, P. P.
1942 — *Latin America*. — The Odissey Press, New York.
- KAO, R. C.
1963 — *The Use of Computers in the Processing and Analysis of Geographic Information*. — The Geographical Review, Vol. 53, p. 530/547, N. York.
- KAYSER, B.
1960 — *La science du sol. Problèmes de pédologie tropicale*. — Annales de Géographie n.º 373, Colin, pp. 300/302, Paris.
- KING, L. C.
1965 — *A geomorfologia do Brasil Oriental*. — Revista Brasileira de Geografia, Ano XVIII, n.º 2, p. 14/265, Rio de Janeiro.
- KLIMASZEWS, I. M.
1961 — *Enquête sur les organismes de géomorphologie appliquée*. — Revue de Géomorphologie Dynamique, n.º 1, C.N.R.S., pp. 43/45, Paris.
- KOLLERT, R. (e) DAVINO, A.
1963 — *Levantamento gravimétrico na bacia de São Paulo*. — Engenharia, Mineração e Metalurgia, Vol. 38, n.º 224, p. 79/82, Rio de Janeiro.
- KRUMBEIN, W. C. and PETTIJOHN, F. J.
1938 — *Manual of Sedimentary Petrograph*. — Appleton — Centur Crofts, Inc., New York.
- KRUMBEIN, W. C. and SLOSS, L. L.
1958 — *Stratigraphy and Sedimentation*. — W. H. Theeman and Co. S. F. California, U.S.A.
- LANDIM, P. M. B.
1967 — *O grupo Passa Dois, (P) na Bacia do rio Corumbataí-SP* — Tes: de Doutorado, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro.
- LEINZ, V. (e) CARVALHO, A. M.
1957 — *Contribuição à geologia da bacia de São Paulo*. — Boletim n.º 205, Geologia n.º 15, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP, São Paulo.
- LEME, A. B. P.
1918 — *Sobre a formação do linhito de Caçapava*. — Pap. Macedo, R. de Janeiro
- MAACK, R.
1947 — *Breves notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina*. — Arqu. Biol. e Tecn. Vol. II, art. 7, pp. 99/200, Curitiba.
- MARTONNE, E. De.,
1940 — *Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique*. — Annales de Géographie, Ano 49, nos 277 a 279, Colin, pp. 1/27 e 106/129, Paris.
- MENDES, J. C.
1941 — *Estruturas limoníticas do Pliocênico de São Paulo*. — Boletim Paulista de Geografia n.º 5, pp. 44/48, São Paulo.
1950 — *O Problema da idade das camadas de São Paulo*. — Boletim Paulista de Geografia, n.º 5, pp. 45/48, São Paulo.
1952 — *A formação Corumbataí na região de rio Corumbataí. (Estratigrafia e descrição dos lamelibrânquios)*. — Boletim n.º 145, Geologia 8, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, U.S.P., p. 119, São Paulo.
1954 — *Contribuição à estratigrafia da série Passa Dois no Estado do Paraná*. — Boletim n.º 175, Geologia 10, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras U.S.P., p. 119, São Paulo.
- MENDES, J. C. (e) FULVARO, V. J.
1966 — *As camadas gondwanicas no nordeste do Paraná*. — Separata do Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Vol. 15, n.º 4, São Paulo.
- MEZZALIRA, S.
1952 — *Alguns dados sobre água subterrânea no Estado de São Paulo* — Revista do Instituto Geográfico e Geológico, Vol. X, nos 3 e 4, pp. 233/244, São Paulo.

- 1958 — **Dados sobre água subterrânea nas séries Passa Dois e Tubarão do Estado de São Paulo.** — Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Vol. VII, n.º 7, pp. 49/72, São Paulo.
- 1959 — **Nota preliminar sobre as recentes descobertas no Estado de São Paulo no período 1958/59** — Revista do Instituto Geográfico e Geológico, n.º 2, pp. 1/9, São Paulo.
- 1961/62 — **Ocorrências de rochas clásticas descobertas no Município de Casa Branca Estado de São Paulo.** — Revista do Instituto Geográfico e Geológico, Vol. XV, n.º único, pp. 47/56, São Paulo.
- 1962 — **Novas ocorrências de vegetais fósseis cenozóicos no Estado de São Paulo.** — Revista do Instituto Geográfico e Geológico, Vol. XV, pp. 73/94, São Paulo.
- MONBEIG, P.**
1954 — **Os problemas de divisão regional de São Paulo.** — Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante, C.N.G. pp. 181/207, Rio de Janeiro.
- MONTEIRO, C A. de F.**
1963 — **Geomorfologia.** — A Grande Região Sul da Geografia do Brasil, Vol. IV, C.N.G. pp. 15/79, Rio de Janeiro.
- MORAIS REGO, L. F. de**
1930a — **Estudos estruturais no Estado de São Paulo.** — Serviço de Geologia e Min. Rel. Ann. Diretor, 1929/30/33, São Paulo.
1930b — **A Geologia do Petróleo no Estado de São Paulo.** — Serviço de Geologia e Min., Brasil. Boletim 46, p. 110, Rio de Janeiro.
1932 — **Notas sobre geomorfologia de São Paulo e sua gênese.** — Inst. Astron. e Geog. 28 p. São Paulo.
1935 — **Camadas cretáceas do sul do Brasil.** — Anuário da Escola Politécnica, Univ. de São Paulo, pp. 231/274, São Paulo.
1936 — **O sistema de Santa Catarina em São Paulo.** — Anuário da Escola Politécnica, Univ. de São Paulo, pp. 327/411, São Paulo.
1946 — **Notas sobre a localização de uma sondagem, no Estado de São Paulo.** — Geol. e Met. (1), pp. 37/47, São Paulo.
- OLIVEIRA, E. P.**
1927 — **Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná.** — Serviço Geol., Min., do Brasil, Mongr. VI, Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, A. I. de, (e) LEONARDOS, O. H.**
1943 — **Geologia do Brasil.** — Ministério da Agricultura, 2.ª ed. 813, p., Rio de Janeiro.
- OPPENHEIM, V. (e) MALAMPHY, M.**
1936 — **Sobre a tectônica da área de São Pedro-Xarqueada (Est de São Paulo).** — Ministério da Agricultura de D.N.P.M., Avulso n.º 7, R. de Janeiro.
- OTTMAN, F.**
1960 — **Calhaus e seixos rolados.** — Notícia Geomorfológica n.º 5, Campinas.
- PENTEADO, MARGARIDA MARIA,**
s/d — **Geomorfologia da área de Rio Claro e relações com o sítio urbano.** — (Trabalho apresentado no II Congresso Brasileiro de Geógrafos no Rio de Janeiro), 1965. No prelo.
1966 — **Contribuição ao estudo do clima do Estado de São Paulo, Caracterização da área de Rio Claro.** — Notícia Geomorfológica n.º 11, pp. 33/39, Campinas.
1967 — **Condições Geomorfológicas do Abastecimento d'água na área de Rio Claro.** — Notícia Geomorfológica n.º 12, pp. 15/41, Campinas.
s/d — **Esboço Geomorfológico da área de Rio Claro. (Exemplo de mapeamento de detalhe em Geomorfologia utilizando fotografias aéreas).** — No prelo. (Revista Brasileira de Geografia).
- PETRONE, P.**
1962 — **Aspectos geográficos e problemas da região de Corumbataí.** — Boletim Paulista de Geografia n.º 13, São Paulo.

- QUEIROZ NETO, J. P.
1960 — *Notas preliminares sobre a Geologia e estrutura da S. Santana, Estado de São Paulo.* — Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia. Vol. 9, n.º 2, pp. 13/24, São Paulo.
- RANZANI, G.
1963 — *Solos do cerrado.* — Simposium do Cerrado (separata). São Paulo, U.S.P., São Paulo.
1964 — *Pequeno guia para levantamento de solos.* — E.S.A. Luiz de Queiroz Piracicaba, São Paulo.
- RICH, J. L.
1953 — *Problems in Brazilian Geology and Geomorphology Suggested by reconnaissance in Summer of 1951.* — Boletim n.º 146, Geologia n.º 9 p. 80, São Paulo.
- ROUGERIE, G. (e) LAMONTE, M.
1962 — *Les appots allochtones dans la g n se des cuirasses ferrugineuses.* — Revue de Géomorphologie Dynamique n.ºs 10, 11 e 12, C.N.R.S., Paris.
- RUELLAN, F.
1952 — *O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo.* — Univ. do Brasil (Dep. de Geografia), Curso Especial de Geomorfologia, Rio de Janeiro.
- SALAMUNI, R.
1964 — *Novas observa es sobre estruturas sedimentares rítmicas no permiano paranaense.* — Boletim paranaense de Geografia n.ºs 10 a 15, pp. 181/199, Curitiba.
- SANTOS, E. de O.
1952 — *Geomorfologia da região de Sorocaba e alguns de seus problemas.* — Boletim Paulista de Geografia n.º 12, pp. 3/29, São Paulo.
- SALIGEAR, R. A.
1965 — *A Technique of morphological mapping.* — Annals of the Association of American Geographers, Vol, 55 n.º 3, Lancaster, Pensilvania.
- SERET, G.
1963 — *Echantillon de la carte g omorphologique de Han-Sur-Lesse.* — Revue de Géomorphologie Dynamique, n.ºs 7, 8, e 9, C.N.R.S. pp. 123/128, Paris.
- SETZER, J.
1954 — *O conhecimento pedológico atual do Estado de São Paulo.* — Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante, pp. 137/179, Rio de Janeiro.
1956 — *Possibilidades de recupera o do campo cerrado.* — Revista Brasileira de Geografia Ano XVIII, n.º 4, Rio de Janeiro.
- TRICART, J.
1949 — *O relevo de cuevas.* — Boletim Geográfico, Ano VII, n.º 79 e 81. (Trad. O. Valverde), pp. 1002/1035, Rio de Janeiro.
1958 — *Division morphoclimatiques du Brésil Atlantique Central.* — Revue de Géomorphologie Dynamique, IX n.º 1 e 2, C.N.R.S., Paris.
1959 — *Informa es para a interpreta o paleogeográfica dos cascalheiros.* — (trad. de A. Christofolletti), Notícia Geomorfológica n.º 4, p. 1/11, Campinas.
1965 — *Principes et Méthodes de la Géomorphologie.* — Masson et Cie., p. 496, Paris.
- TRICART, J. (e) SILVA, T. C. da
1958 — *Aspectos gerais da sedimenta o da bacia de Taubaté.* — Notícia Geomorfológica, Ano I, n.º 1, pp. 6/13, Campinas.
- TRICART, J. (e) HIRCH, A. R.
1963 — *Commentaire de la coupure Lunel I/D.* — Revue de Géomorphologie Dynamique, n.º 1, 2, 3 C.N.R.S., p. 30/34, Paris.
- TRICART, J. (et) MICHEL, M.
1965 — *Monographie et carte G omorphologique de la région de Lagunillas*

- (Andes Venezéu liennes). — Revue de Géomorphologie Dynamique, n.os 1, 2, 3, C.N.R.S., p. 1/33, Paris.
- WASHBURNE, C.
1930 — Petroleum geology of the State of São Paulo Brazil — Com. Geog. e Geol. do Estado de S. Paulo. — Boletim 22, p. 282, São Paulo.
- WERNICK, E.
1966 — Análises granulométricas dos sedimentos da Bacia de São Paulo. — Eng. Min. Met. Vol. 43 n.º 254, pp. 63/68, Rio de Janeiro.
- WERNICK, E. (e) LANDIM, M. P. B.
1966 — Nota sobre um diabásio amigdaloidal em Rio Claro. Separata de Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia Vol. 15, n.º 2, São Paulo.
- WERNICK, E.
1966 — A silicificação do arenito Botucatu na Quadrícula de Rio Claro. — Separata do Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia. Vol. 15, n.º 1, São Paulo.
- WERNICK, E. (e) EBERT, H.
1967 — Novas observações sobre rochas básicas nos arredores de Rio Claro, de São Paulo. — Boletim Paranaense de Geografia, n.º 26, pp. 69/71, Curitiba.
- WOODWARD, A. S.
1898 — Considerações sobre alguns peixes terciários dos schistos de Taubaté, Estado de São Paulo. — Revista do Museu Paulista III, p. 63/75, São Paulo.

VIII — ANEXO

- **Análise morfométrica, petrográfica e estrutural, de cascalheiras, segundo Métodos de Cailleux e Tricart.**
- **Representação gráfica dos resultados das análises.**

Análise Morfométrica, Petrográfica e Estrutural das Cascalheiras segundo método de Cailleux (1961)

Granulometria — Método do Centil

Objetivo: Caracterizar rapidamente sobre o terreno a granulometria mais grossa da formação.

Princípio: Essa medida deve ser feita numa superfície que esteja em proporção com a dimensão dos objetos (isto é; tanto maior quanto maior sejam os objetos).

Processo Utilizado

1. Colocar o dedo ao acaso, sem olhar, sobre um seixo.
2. Considerar um quadrado equivalente que terá a mesma superfície aparente do seixo.
3. Construir um quadrado 10 vezes maior que o obtido.
4. Procurar nessa área maior, o maior seixo. Se for encontrado a operação continuará.
5. A operação termina quando no último quadrado, não se encontrar nenhum seixo maior que o último apontado.

Resultado: O seixo maior ocupa a superfície de um quadrado cujo lado está contido dez vezes no quadrado final, isto é: cuja superfície, aí esteja contida 100 vezes. O seixo ocupa pois o centil da superfície de formação e por conseguinte o centil da curva granulométrica. Uma dimensão tal que 1%, somente dos seixos, são maiores ou iguais.

Fórmula:

$$C = \frac{Ls1 + Ls2}{2} \text{ e } \frac{Es1 + Ls2}{2}$$

Ls1 = lado maior aparente (2) do maior seixo

Ls2 = lado maior do seixo que ocupa o 2.º lugar em tamanho após o maior

Es1 = espessura maior (aparente)

Es2 = espessura maior (aparente) do 2.º seixo maior

(2) aparente porque o seixo está contido na massa e não pode ser removido.

O centil é a média do lado maior e da espessura dos 2 maiores seixos.

Interpretação geográfica dos resultados

O centil permite identificar certos agentes de depósito final e excluir outros:

1. Nos "éboulis" (desmoronamento de blocos individuais sob ação da gravidade) a dimensão dos blocos aumenta para baixo.
Identificação de Talus.
2. Exclusão de certos agentes de depósito:
rios — até 2,5 metros ou 1 m³
vento — até 4 cm
3. Nas formações de clima seco o centil é maior que na de climas úmidos.
4. O centil é menor a jusante de um mesmo rio.

Natureza dos seixos — Método da enumeração

Objetivo: Caracterizar a natureza petrográfica dos seixos para interpretação da origem.

Princípio: Numa cascalheira, a proporção das diferentes naturezas dos seixos varia em função da dimensão. A contagem deve ser feita em lotes de dimensões dadas.

Processo utilizado: Quando predomina um elemento petrográfico (caso geral da região), fixa-se sobre o terreno um limite máximo e mínimo de dimensão. Visam-se os seixos compreendidos entre esses limites e contam-se de memória até 300 ou 500. Cada vez que um seixo visado fôr de natureza diferente da maioria, anota-se a sua constituição.

Como nas cascalheiras analisadas havia sempre proporção superior a 80% de um elemento; ou basalto, ou quartzo e quartzito, seguimos esse processo.

Apesar disso foram feitas, para a minoria, observações a respeito da relação: granulometria — natureza do seixo. Contamos 300 seixos.

Interpretação geográfica dos resultados

A natureza da rocha tem relação com o grau de arredondamento, achatamento e dá informação da fonte fornecedora. Exemplo: Os silex dificilmente se arredondam. Quebra-se facilmente e dão material geralmente até 50mm. Tamanhos grandes, fonte próxima.

Quartzo e quartzito arredondam-se muito dificilmente.

Granitos e gnaisses menos dificilmente que quartzito.

Rochas vulcânicas (basalto-diabásico) mais dificilmente que granitos.

Rochas fissíveis como xisto-folhelhos dão fragmentos achatados.

A informação mais importante é da fonte fornecedora. Ex.: Seixos de quartzo em zona sedimentar só poderiam ter provindo, por mobilização

à grande distância, das zonas cristalinas, ou por remobilização, da zona sedimentar, que já recebeu contribuição daquela.

Seixos de basalto em rios que correm sobre rochas clásticas, sem competência atual para o transporte, só poderiam ser alóctones e ter sido carregados por veículo de natureza diferente, dada a maior densidade das rochas básicas em relação às demais.

Resultado da Análise Granulométrica e Petrográfica feita no Campo, de acordo com os Métodos Indicados

I. Cascalheira do Bairro Serra d'Água — Estrada de Jacutinga, após a ponte do Corumbataí, margem direita, 40 metros acima do rio.

Altitude local: 580 metros.

1. Características gerais:

- a) forma: linear, irregular, acompanhando a vertente.
- b) Espessura: variável 30cm a 1,5m.
- c) Disposição no terreno: contacto basal discordante irregular com paleosolo de siltitos (F.E. Nova). Cobertura de 2 a 3 metros de depósitos arenosos.
- d) Tamanho, arredondamento e natureza da rocha: granulometria variada — Tamanho médio 1 a 2cm. Seixos maiores (5 a 8 cm) — quartzitos e gnais. Seixos intermediários (4 a 6 cm) — Botucatu. Seixos menores que (2,5 cm) quartzo, limonita, silito e arenito silicificado. Arredondamento-bom: quartzo, quartzito, arenito, gnais. Arredondamento-mau: silito, limonita (angulosos).
- e) Estrutura — Corte e preenchimento.

Disposição caótica dos elementos em matriz arenosa. Na base, seixos de granulometria maior. No centro, lentes arenosas de estrutura de correntes na parte superior 20 a 30 cm de seixos menores.

2. Análise petrográfica

Natureza da rocha	Porcentagem sobre o total dos seixos contados;	
Quartzo	31,8%	87,0%
Quartzito	55,2%	
Canga	6,9%	
Arenito Botucatu	2,3%	
Arenito silicificado	2,3%	
Silito	1,5%	
TOTAL	100,0%	

3. Medida do Centil

Resultado 8,1 x 6 cm (quartzito)

II. Cascalheira de Km 177 da via Washington Luiz, — 40 metros acima do Rio Corumbataí, na margem esquerda.

Altitude local — 580m

(Observação A análise no campo foi feita só para confronto, pois foi retirada dessa cascalheira amostra para análise de laboratório).

1. Características gerais:

- a) Forma — linear irregular, acompanhando a vertente.
- b) Espessura — 30 cm a 1 metro.
- c) Disposição no terreno — assentada em discordância sobre siltitos decompostos (F. E. Nova). Recoberta por depósitos areno-argilosos 2 a 3 metros.
- d) Estrutura — Disposição ligeiramente orientada para NW com certo acamamento. Embricamento dos elementos menores nos maiores. Matriz arenosa,

Medida do Centil

15 x 12 cm (quartzito)

III. Cascalheira do Rio Passa-Cinco — Próximo à ponte à entrada de Ipeúna, na margem esquerda, 2 a 4 metros acima do rio.

Altitude local — 540 metros.

1. Características gerais:

- a) Forma — linear irregular
- b) Espessura — variável 30 cm a 2 m.
- c) Disposição no terreno — Contacto basal discordante regular, sub-horizontal, com siltitos, decompostos (F. E. Nova). Recoberta por 2 a 3 metros — depósitos arenosos.
- d) Tamanho, arredondamento e natureza da rocha
Granulometria variada. Tamanho médio 5-6 cm — basalto
Seixos maiores — 20-30 cm — basalto e arenito Botucatu.
Seixos menores 1,5 a 2 cm — quartzo.
Arredondamento em geral muito fraco.
Maiores — angulosos.
Menores — bom arredondamento (quartzo).
- e) Estrutura — Disposição irregular e caótica dos seixos.
Elementos menores embricados nos maiores
Matriz arenosa grossa

Na base predominam seixos de quartzo maiores (5-6 cm), embricados nos elementos grandes de basalto.

2. Análise Petrográfica:

Natureza da rocha

Quartzo	35,4%	94,5%
Basalto	59,1%	
Arenito Botucatu	4,0%	
Ágata	1,5%	
TOTAL	100,0%	

3. Medida do Centil

Resultado 25 x 15

IV. Cascalheira do Rio Piracicaba, no Km 178 da estrada Piracicaba-São Pedro, — na margem direita 40 metros acima do rio, Altitude local — 470 metros.

1. Características gerais:

- a) Forma — linear irregular.
- b) Espessura — variável 30 cm a 3 m.
- c) Disposição no terreno — Contacto basal discordante regular, sub-horizontal com siltitos decompostos — (F. E. Nova). Recoberta por 3-4 m depósitos argilosos em camadas entremeadas com arenosos.
- d) Tamanho, arredondamento e natureza da rocha.
Granulometria variada — Tamanho médio 5-10 cm
Seixos maiores — 20-40 cm — Silex — quartzito
Seixos menores — 1-3 cm — quartzito
Arredondamento geral bom. Os elementos de silex são isodiamétricos, cheios de pontos, porém arredondados. Os outros são achatados e bem rolados.
- e) Estrutura — Disposição dos seixos: irregular e caótica.

Elementos menores embricados nos maiores. Matriz arenosa escassa.

2. Análise Petrográfica:

Natureza da rocha	Porcentagem sobre o n.º total de seixos contados	
quartzito	42%	76%
quartzito	34%	
silex	24%	
TOTAL	100%	

3. Centil

Resultado 26 x 16,5 cm (silex ou quartzito)

Observação:

Acima desta Cascalheira há uma cobertura alúvio coluvial de 3 a 4 m conforme se observa na figura 12, com camadas estratificadas na seguinte disposição de baixo para cima:

- 80 cm areia argilosa rosada (estratificação cruzada curta)
- 60 cm argilito escuro
- 20 cm areia fina rosada
- 10 cm argilito escuro
- 15 cm areia fina rosada
- 5 cm argila escura
- 10 cm areia fina rosada
- 5 cm argila escura
- 30 cm areia argilosa mal consolidada
- 2 cm camada delgada de seixos rolados de quartzito, 1-2 cm de diâmetro, em estrutura de corte e preenchimento
- 150 cm areias mal consolidadas (cor rosada) colúvio e solo coberto de vegetação de gramíneas.

Exame Morfométrico realizado em Laboratório

Para caracterizar as ações climáticas e evolução das aluviões nós executamos a análise morfométrica em seixos provenientes de cascalheiras situadas nos diversos níveis de terraços da área estudada, ou seja: terraços 50-60 metros acima do Corumbataí, terraços intermediários de 15-20m e baixos terraços de 4 a 6 metros acima das várzeas.

No perfil geomorfológico pode-se localizar os terraços de onde foram retiradas as amostras. Ao todo foram retiradas amostras de 5 terraços, analisados em laboratório.

Amostragem

Pela dificuldade da utilização de métodos estatísticos convenientes na escolha das amostras, devido à irregularidade, descontinuidade e forma, geralmente, linear dos afloramentos, tivemos que fazer uma adaptação ao método da amostragem, usado por Bigarella para sedimentos de praia.

Desta forma resolvemos dividir no campo, os afloramentos em 10 partes iguais, sendo sorteada uma delas de onde retiramos a amostra sempre na sua parte central. Nos afloramentos lineares muito longos limitamos o espaço em 100 metros, numa superfície topográfica.

Cailleux recomenda que se tire para cada amostra, de 5 a 20 quilos de seixos. Como predominasse em tôdas elas, uma granulometria média de 3 a 5 cm, estipulamos a amostragem em 10 quilos, a fim de não prejudicar a amostragem de cascalheiras, contendo seixos grandes (10-15 cm).

No laboratório foi feito peneiramento para separar a fração arenosa menor do que 2 mm, restando a grava, o seixo e o bloco, segundo os termos de Atterberg: de 2 a 20 mm de 20 a 200 mm, maior que 200 mm. Observações sobre a matriz arenosa eram feitas no campo, macroscopicamente.

A amostra assim selecionada e bem misturada foi dividida em quatro partes iguais, sendo sorteada uma delas. Esta fração foi dividida novamente em quatro, ficando uma porção de um pouco mais de 200 seixos.

Dessa porção final foram retirados ao acaso 200 seixos para serem medidos

Análise morfométrica

De cada seixo, foram tomadas as seguintes medidas: lado menor e espessura. Na superfície do seixo foi medido o raio menor — R_1 e o imediatamente maior, R_2 .

Com essas medidas elaboramos índices de arredondamento e achatamento segundo Cailleux e construímos histogramas e curvas de frequência acumulada. Através delas anotamos as estimativas de separatrizes (1.º e 3.º quartis, mediana e centil).

Além disso construímos histogramas de granulometria, usando, o lado maior do seixo. Na granulometria influi a dimensão original dos fragmentos da rocha.

Quartzo — fragmentos grandes — filões posteriores ao metamorfismo.

Técnicas de análise

Para análise morfométrica usamos o método de Cailleux, tanto para granulometria, quanto para índices de arredondamento e achatamento. Não foram usados os índices de Wentworth, nem de Wadell ou de Krumbein por não serem as mais adequadas aos princípios da Geografia. Levando em conta as dificuldades que aqueles índices apresentavam, Cailleux introduziu o índice de arredondamento ("emoussés"):

$$I. = \frac{2 R_1}{L} \quad \text{ou} \quad I = \frac{2000 R_1}{L}$$

I = índice de arredondamento

R₁ = raio menor

L = comprimento

O R₂ é medido à título de controle, para se ter certeza que o R₁ é o menor.

Num seixo perfeitamente esférico, teríamos 2R = L e por isso I = 1.

Quando o menor raio de curvatura se torna muito pequeno, tendendo para 0, (zero) o índice desce para 0 (zero). Por comodidade multiplica-se por mil a fim de se obter números inteiros. O arredondamento fica compreendido entre 0 e 1000.

Arredondamentos menores que 100 — muito fracos

Arredondamentos de 100 a 200 — fracos

Arredondamentos de 300 a 500 — bons

Arredondamentos acima de 500 — ótimos

Classes de arredondamentos usados nas abcissas: 0 — 50 — 100 — 150 — 200 etc.

Nas ordenadas é usada a porcentagem do número de cada classe sobre o número total.

Índice de achatamento

(Flatness ratio; Indice d'aplatissement)

Cailleux percebeu que outros fatores influíam na forma, como por exemplo, o maior ou menor achatamento.

O achatamento só deve ser comparado com rochas de fissilidade iguais. Como a maior parte dos elementos das cascalheiras regionais é de quartzo, o achatamento pode ser considerado.

Índice de achatamento (é sempre maior que 1)

$$I = \frac{A + B}{2E}$$

A = comprimento

B = largura

E = espessura

O achatamento cresce com os índices.

Classes de achatamento: 1,00 — 1,25 — 1,50 — 1,75 —
2,00 etc.

muito chato	3,1 a 6
isodiamétricos (bombeados)	1,8 a 3
muito isodiamétricos (bombeados)	1,5 a 1,75
bombeados de marmitas	1,3 a 1,5
torrenciais	1,25 a 1,4

Aplicação geográfica

Influência do agente esculptor:

gelo: pedaços paralelepípidicos	1,6 a 1,8
choque mecânico	1,8
dissolução no solo (matações)	1,6 a 1,8
marmitas torrenciais	1,3 a 1,7
ries (mudam só a forma geral)	2,0
planícies semi-áridas	1,7 a 3,1
praias marinhas	2,6 ou mais
corridas de lama	os seixos guardam a forma

(Observação: Apesar de ter sido aplicado muito pouca coisa dos resultados desse índice, ele foi feito com perspectivas para trabalhos futuros).

Análise petrográfica

Fizemos a análise petrográfica, segundo a granulometria e foram construídos gráficos da natureza dos seixos, em função do tamanho.

Resultado das Análises

Os resultados das medidas e da análise petrográfica foi lançado nos 5 tipos de gráficos que se apresentam. Poderíamos ter usado escala logarítmica a fim de obter a leitura do Índice de Heterometria de Cailleux.

Preferimos, no entanto, usar uma escala aritmética, também recomendada, que permitiu a visualização do problema. Para a finalidade à que se destinam, de ilustrar observações e comprovar os fatos mais característicos, eles foram satisfatórios.

As linhas pontilhadas a 25, 50, 75 e 100% dão estimativas de separatrizes. Pelo método do centil de Cailleux e Tricart, considerado perfeitamente válido, aplicado nos próprios afloramentos chegamos a resultados comparáveis aos obtidos no laboratório e lançados em gráficos. A vantagem dos gráficos é dar informações maiores a respeito da granulometria, índices de arredondamento e de achatamento e da relação: granulometria arredondamento.

Deixamos de comentar os resultados porque os gráficos são bastante claros e foram discutidos no capítulo IV.

Em se tratando de uma técnica trabalhosa, que exigiu muito tempo e paciência, pois ao todo foram medidos mil seixos (5 medidas em cada seixo) para depois se efetuarem as operações das fórmulas indicadas, pretendemos futuramente retomar o assunto, construindo gráficos em escala logarítmica para tirarmos deles maiores informações. A nossa experiência será útil para estudos posteriores.

