

## FUNDAMENTOS GEOLÓGICOS DO RELEVO PAULISTA

Fernando Flávio Marques de ALMEIDA

(Republicação da obra *Fundamentos geológicos do relevo paulista*, de autoria do Prof. Fernando Flávio Marques de Almeida, originalmente publicada no *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, nº 41, 1964, dedicado à *Geologia do Estado de São Paulo*. Trata-se de uma nova editoração eletrônica do texto – incluindo modificações de termos em Português e de nomes de locais, conforme o Novo Acordo Ortográfico – e das ilustrações originais. Algumas das ilustrações foram obtidas do acervo de fotografias do Prof. Fernando F.M. Almeida, elaborado durante a publicação do livro *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, gentilmente cedidas pela equipe editorial do livro e pela família do Professor Almeida)

(Republication of the paper *Geological foundations of the relief of the State of São Paulo - Fundamentos geológicos do relevo paulista* - by Prof. Fernando Flávio Marques de Almeida, originally published in the *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, nº 41, 1964, dedicated to the *Geology of the State of Sao Paulo*. This is a new desktop publishing version of the text (including modifications of certain Portuguese terms and place names according to the New Orthographic Agreement) and original illustrations. Some of the illustrations were obtained from the collection of photographs of Prof. Fernando F.M. Almeida, that was created for the publication of the book *Geology of the South American continent: evolution of the work of Fernando Flávio Marques de Almeida*, and kindly provided by the book's editorial staff and by Professor Almeida's family)

## INTRODUÇÃO

Já em 1932, em conhecida obra pioneira, havia L. F. de Moraes Rego apresentado uma análise do relevo paulista baseada em sua constituição geológica, nos movimentos epirogênicos e ciclos geomórficos que o afetaram. Desde então, grande foi o progresso realizado no conhecimento da geologia do Estado, particularmente no que se refere as áreas pré-cambrianas e às dos derrames basálticos, como bem o atesta a edição do Mapa Geológico do Estado, ao milionésimo, acompanhando o presente texto. Por outro lado, numerosos são os trabalhos geomorfológicos que vêm seguindo tal progresso, mas que nem sempre dão a necessária ênfase ao papel da litologia na configuração do relevo. Pareceu-nos de tal modo, oportuno redigir as presentes notas em que, sem pôr inteiramente de lado o papel desempenhado pelos diversos processos atuantes no modelado do relevo, procuramos destacar a participação da estrutura geológica e do diastrorfismo em sua configuração. Justifica-se tal

proceder, por pensarmos serem esses os fatores que mais de perto vêm determinando as linhas mestras do relevo paulista, como bem se depreende da leitura da referida obra de Moraes Rego. Realmente, não se poderia esperar outra coisa, pois que o Estado é, em sua maior parte, representado por planaltos, que de há muito se vêm sujeitando a intensa erosão em climas tropicais, que favorecem a *mise en valeur* da estrutura geológica, com o destaque das camadas mais resistentes e escavação das mais servíveis aos processos de desgaste. Paralelamente a tais processos, condicionam as altitudes em que se apresenta o relevo e as atitudes de muitas de suas mais importantes configurações, os processos epirogênicos e os sucessivos ciclos erosivos que pelo menos desde os tempos cretáceos vêm sobre ele atuando.

No presente estudo, sem nunca perdermos de vista a bibliografia sobre o assunto, valem-nos sobretudo de observações próprias, acumuladas no decorrer de 20 anos de viagens através do Estado e regiões vizinhas, quando tivemos oportunidade de

examinar todas as zonas e subzonas a serem descritas e conhecer quase todas as regiões referidas no texto. As seis últimas viagens, feitas em 1963 expressamente para completarmos o texto, foram promovidas pelo Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo.

A documentação cartográfica utilizada consistiu principalmente nas cartas em escala 1:100.000 da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, do Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo e da Comissão Geográfica e Geológica de Minas Gerais.

A compreensão do que se vai ler será muito facilitada se o leitor dispuser da coleção de Folhas Topográficas do Estado, em escala 1:250.000, assim como do Mapa Geológico do Estado, ao milionésimo, edição de 1963, publicações daquele Instituto.

## I – OS FATORES DO RELEVO

O relevo e traçado da drenagem paulista dependem fundamentalmente de uma série de fatores cuja natureza cumpre seja previamente apreciada para que se os compreenda e interprete. Em tal sentido, avulta inicialmente a posição geotectônica do Estado, estendendo-se de sobre um escudo cristalino pré-cambriano, banhado pelo oceano para o interior da grande bacia sedimentar paleozoica do Paraná. O velho maciço cristalino, a paleogeografia autoriza admitir que no decorrer dos tempos geológicos vem atuando como elemento positivo da crosta, sofrendo reiterados movimentos ascensionais que levaram a erosão a expor à luz do dia suas mais profundas estruturas, entre as quais se incluem vastas áreas de batólitos graníticos. Os produtos de erosão do escudo ficaram em grande parte acumulados na bacia sedimentar a NW, elemento negativo, cuja subsidência levou depósitos continentais carboníferos a mais de 4.000 m sob o mar, no extremo oeste do Estado.

Naturalmente as diferenças estruturais entre o escudo e a bacia estabelecem uma diversidade extrema de formas topográficas, embora todas suavizadas, mercê de processos de movimento em massa dos regolitos, peculiares ao clima imperante.

Nos artigos precedentes ficou indicada a natureza geológica do Estado, mas alguns fatos com ela relacionados devem ser aqui destacados, pelas implicações geomorfológicas que acarretam. Ao longo de toda a faixa costeira apresentam-se rochas graníticas e gnáissicas que muito concorrem para suportar o relevo montanhoso das serras do

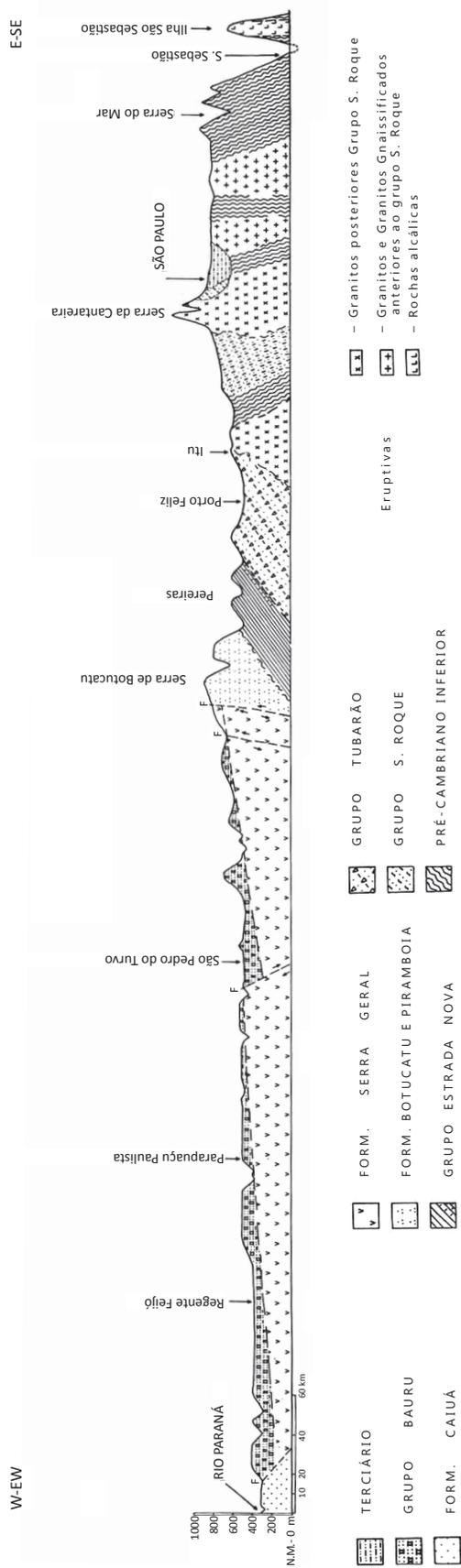
Mar e Paranapiacaba, bem como de maciços litorrâneos, como Itatins e outros menores. Para o interior do Estado passam a se mostrar rochas menos intensamente metamórficas, sobretudo filitos e micaxistos, que associados a quartzitos, calcários, metabasitos, etc., constituem o Grupo São Roque. Configuram faixa que, proveniente do Estado do Paraná, atravessa a bacia hidrográfica do rio Ribeira para alcançar a área do Planalto Paulistano. Em sua continuação, no vale do rio Paraíba e nas serras que o margeiam, voltam a se mostrar rochas gnáissicas. Ao Grupo São Roque associam-se vastas intrusões batolíticas concordantes, de granitos e granodioritos porfíricos, quase contínuas desde os confins do Estado, no Vale do Ribeira, a proximidades de Mogi das Cruzes. À presença de tais batólitos deve-se a preservação de numerosas serras do Planalto Atlântico. Do vale do rio Jundiá para norte reaparecem rochas granitizadas, que predominam em toda a faixa situada entre os limites erosivos da bacia sedimentar e os lindes orientais do Estado. Enquanto que as estruturas xistosas e gnáissicas costeiras e as que delas mais se avizinhavam no planalto, no vale do Paraíba e serra da Mantiqueira, têm direções tectônicas persistentemente orientadas a ENE, subparalelas ao litoral, na citada faixa a norte do rio Jundiá predominam orientações a NNE, correspondentes a rochas presumivelmente as mais antigas do Estado, atribuíveis ao Complexo Cristalino Brasileiro.

As camadas carboníferas, permianas a triássicas do interior são predominantemente detriticas, alternando-se formações arenosas e argilosas de reduzida resistência à erosão, com outras, sobretudo tilitos do Grupo Tubarão e níveis silicificados da Série Passa Dois, que logram manter-se em destaque no relevo, suportando cuestras. Localmente se lhes associam resistentes *sills* e diques de diabásio. Elemento estrutural de maior importância constituem os derrames basálticos do Grupo São Bento: formando conjuntos espessos de dezenas de metros, expostos em faixa contínua que atravessa todo o interior do Estado, suportam destacadas cuestras. Recobrem-se de arenitos cretáceos, do Grupo Bauru, que por apresentarem muito reduzida declividade para NW, idêntica à da superfície topográfica, chegam a ocupar metade da área do Estado.

As camadas da bacia sedimentar têm mergulho regional decrescente em direção a seu eixo, aproximadamente percorrido, no Estado, pelo rio Paraná. Tal mergulho, à borda oriental, decresce de 25 a 15 m/km nos sedimentos carboníferos a cerca

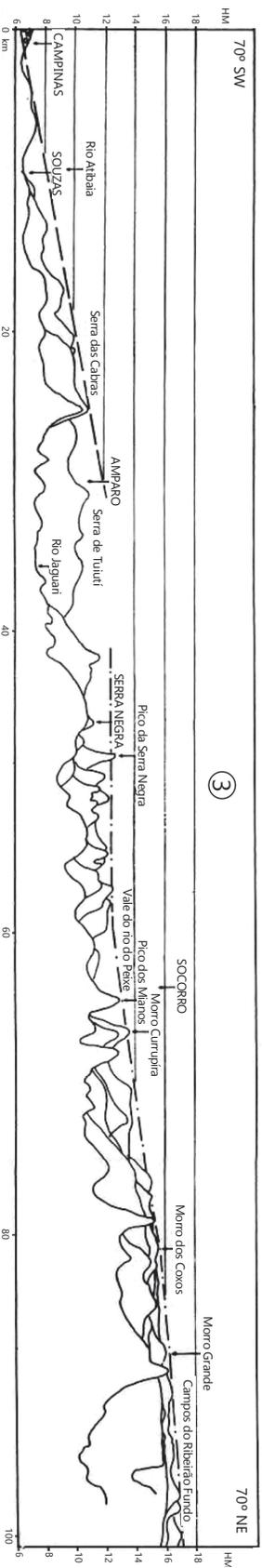
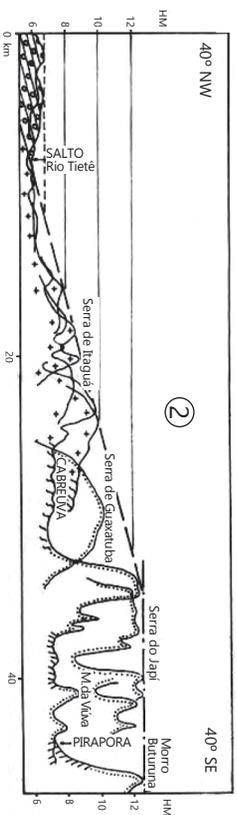
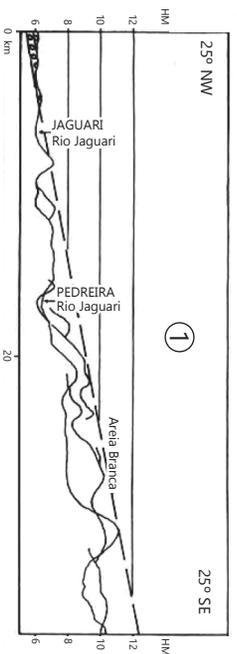
## PERFIL GEOLÓGICO N 75°W ESTADO DE SÃO PAULO

(SEGUNDO CARLOS C. TORRES, J. EPITÁCIO P. GUIMARÃES e SÉRGIO MEZZALIRA)



# FUNDAMENTOS GEOLÓGICOS DO RELEVO PAULISTA

(SEGUNDO FERNANDO FLAVIO MARQUES DE ALMEIDA)



## SEÇÕES NO RELEVO PAULISTA

Os perfis do relevo que figuram neste texto possuem as descrições seguintes:

*Seção 1* - Os perfis paralelos, traçados numa faixa de 3 km de largura, no divisor dos rios Camanducaia e Jaguari, mostram claramente a queda da superfície Itaguá, à razão de 19 m/km, para o interior da Depressão Periférica, onde ela mergulha sob as camadas carboníferas.

*Seção 2* - A figura evidencia as relações entre as superfícies do Médio Tietê, Itaguá e Japi. A primeira desenvolve-se na área sedimentar, sendo seus indícios obscuros no interior da atormentada Serrania de São Roque. A superfície Itaguá eleva-se, na seção, à razão de 26 m/km, tangenciando os cumos da morraria granítica da serra de Itaguá. Mais longe da Depressão Periférica apresenta-se o domínio da superfície Japi, cujos claros indícios se manifestam no nivelamento do alto da serra quartzítica do Japi. As áreas de xistos dos arredores de Pirapora e do vale do rio Jundiuvira, assim com as gnáissicas, de Cabreúva, apresentam-se deprimidas pela erosão, que só poupano os relevos graníticos e quartzíticos.

*Seção 3* - Perfis projetados, de uma faixa com 25 km de largura, limitada a sul por uma linha orientada a 70°NE, que passa por Campinas. Percebe-se como a superfície Itaguá surge de sob a cobertura carbonífera para nivelar, em altitudes crescentes, os cumos dos morros gnáissicos e graníticos. Além dela se manifesta o domínio da superfície Japi não deformada, nivelando o relevo a cerca de 1.200 m de altitude. A leste do vale do rio do Peixe os cumos subnivelados das serras erguem-se progressivamente para alcançarem cerca de 1.600 m no maciço granítico dos campos do Riberião Fundo. Observa-se claramente, no perfil, que a superfície de aplainamento que nivela de maneira tão notável este alto interflúvio nada mais é que Japi, erguida na aba da grande antécilise da Mantiqueira. A faixa considerada não é perpendicular à interseção das superfícies Itaguá e Japi, mas não muito se afasta da normal às curvas de nível de flexura desta última. Os perfis das três figuras foram traçados com auxílio das cartas a 1:100.000, da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo.

de 3 m/km ao nível dos derrames basálticos. São ainda mais reduzidos nas camadas cretáceas, que em ligeira discordância angular sobre os basaltos, truncam-nos em bisel, na região das cuestas.

Embora cobrindo área restrita, são significativas as acumulações detríticas cenozoicas, por constituírem sítios de relevo suave, favoráveis ao povoamento. Camadas supostas pliocênicas ocorrem no planalto, na área urbana da cidade de São Paulo, no médio vale do rio Paraíba e em bacias menores, em diversos vales. Igualmente importantes são as planícies litorâneas quaternárias, ainda hoje em processos de acumulação. Em linhas gerais, esses são os fatos de natureza geológica que mais importa considerar no estudo da geomorfologia paulista. Acrescem-lhes, naturalmente, os efeitos do diastrofismo epirogênico pós-cretáceo, como referiremos adiante.

Claro que numa análise do relevo não se podem ignorar processos morfoclimáticos que sobre ele vêm atuando no Cenozoico. Dada a situação geográfica do Estado, atravessado que é pelo trópico e abeirando-se do oceano, à borda oriental do continente, é de se crer que pelo menos desde o Neógeno venham nele se manifestando climas tropicais úmidos, embora com prováveis oscilações quanto às características absolutas de seus fatores. O relevo atual bem reflete a ação de tais climas, nas suas formas generalizadamente suavizadas, na presença de profundos mantos de alteração, na evolução laterítica de seus solos com concentrações iluviais originando crostas e carapaças limoníticas, bauxíticas ou de outros hidrolisatos. Escasseiam os depósitos torrenciais, que quando presentes, são locais e limitados às faldas dos maiores relevos, ao passo que nos conglomerados, geralmente pouco espessos, que se notam em disposições lineares, em terraços ao longo dos rios, quase que só existem materiais resistentes, de natureza quartzosa. Não somente à configuração topográfica do Estado, como uma série de planaltos que é, mas também ao clima úmido, deve atribuir-se o fato de serem escassas e de modesta extensão as planícies aluviais extralitorâneas, pois que a rede hidrográfica apresenta capacidade para evacuar os detritos de erosão oriundos da profunda decomposição química a que se sujeitam as rochas. São tais planícies constituídas de argilas misturadas com siltes e areias quartzosas finas e escassa matéria orgânica.

Perante tal clima, são as rochas quartzosas as que mais resistem aos processos de erosão, pelo que são quartzíticas e graníticas as principais serras do Planalto Atlântico paulista. Os próprios

derrames basálticos, muito suscetíveis de alteração meteórica, só apresentam destaque topográfico nas frentes das cuestas e nos boqueirões que as entalam, onde os fortes declives favorecem processos mecânicos na evolução das vertentes, retardando as ações químicas da meteorização.

Sem perder de vista a importância dos processos morfoclimáticos na evolução do relevo paulista, no presente trabalho será emprestada maior ênfase à morfologia estrutural, não só por se coadunar melhor com os objetivos desta publicação, como por lhe reconhecermos papel de muito maior importância que de qualquer outro dos fatores do relevo, na elaboração das grandes formas topográficas do Estado. Claro é que no exame de detalhe, em que se atente a formas menores, caberia maior atenção aos processos morfoclimáticos, pois que então a própria estrutura geológica mostra-se, frequentemente, oculta sob os produtos da pedogênese no clima reinante.

Outra série de fatores determinantes da topografia paulista relaciona-se com os sucessivos ciclos de erosão muito avançados que em diversas ocasiões atuaram sobre suas rochas, deixando vestígios nas formas de relevo. Diga-se, desde logo, que tais vestígios só se conservaram claramente sobre as mais resistentes rochas, principalmente nos interflúvios graníticos e quartzíticos, pelo que na área da bacia sedimentar o reconhecimento de indícios dessas superfícies de aplainamento é extremamente difícil e duvidoso. Lembre-se que, com exceção de uma só ocorrência muito limitada, da superfície original trabalhada pelos gelos carboníferos, em nenhum outro local do Estado foram até agora reconhecidos restos de tais superfícies, pois que por toda parte se verifica serem elas rapidamente perecíveis ante a intensidade dos processos da erosão, tão logo sejam exumadas das camadas que as fossilizavam. Observa-se claramente o fenômeno às bordas do planalto devoniano do sul do Estado: à medida que recuam as escarpas areníticas a superfície cristalina basal, notavelmente nivelada, sobre que elas se apoiam, é imediatamente destruída, cedendo lugar a relevo de morros dos quais um ou outro se ergue ao nível da primitiva superfície (Foto 1). Do mesmo modo, restos mais ou menos intatos da superfície granítica esculpida pelos gelos carboníferos só foram encontrados nos poucos metros adjacentes à cobertura de tilito que os ocultavam.

Nunca foram feitos estudos de detalhe, no campo, de qualquer dessas superfícies. Salvo a de Itaguá, que tem formas modeladas pelo gelo car-



FOTO 1 – Relevo típico das regiões meridionais do Estado, onde a drenagem procedente do Planalto Cristalino Ocidental penetra nas áreas de campos da Formação Furnas, que então se mantêm elevadas duas a três centenas de metros, coroando as serras e testemunhos mais ou menos isolados. A fotografia foi tomada à margem esquerda do rio Taquari Guaçu, na região onde confinam os municípios de Ribeirão Branco e Itapeva.

bonífero, as demais só se manifestam no Estado, através de indícios mais ou menos claros, representados por subnívelamento dos cimos dos morros. Nada se conhece, em São Paulo, de coberturas originais das superfícies pós-paleozóicas. Depósitos lateríticos, como os do planalto de Poços de Caldas e dos campos do Ribeirão Fundo, têm idades diversas, acham-se ainda em formação na primeira região e recobrem relevo que não mais é o das superfícies originais. Assim sendo, parece-nos prematuro discutir a origem de tais superfícies, pelo risco de resvalar-se facilmente para o perigoso domínio da fantasia. Assim sendo, não aplicaremos a elas as denominações genéticas de peneplanícies, pediplanícies ou outras, mas as designaremos simplesmente como superfícies de aplainamento, ou de erosão, atribuindo-lhes nomes geográficos.

A mais antiga superfície de erosão do Estado, cujos indícios são claramente reconhecíveis, é a que serve de base ao arenito Furnas, do Devoniano Inferior. É uma superfície de relevo muito regular, senão talhada, pelo menos resculpida pelo mar transgressivo devoniano. Na região a sul de Itapeva mergulha para NNW cerca de 18 m/km, valor que parece aumentar na bacia do rio Itararé. Seus vestígios mais claros encontram-se no nívelamento de serras graníticas e quartzíticas. Propomos denominá-la superfície de aplainamento Itapeva, pois é nesse município, sobretudo nas serras ao sul da cidade, nos interflúvios da bacia do rio Taquari, que ela mais claramente se expressa.

A superfície de erosão esculpida nas estruturas cristalinas pelos gelos que originaram o Grupo Tubarão é a mais característica da orla noroeste do planalto cristalino paulista. Sendo muito evoluída, seus indícios são bem claros, embora unicamente

nas áreas de rochas graníticas e quartzíticas vizinhas à orla dos sedimentos (Fotos 2 e 3), pois que para o interior do maciço cristalino ela só se manifesta através do subnívelamento dos principais divisores, que se mostram truncados em altitudes crescentes, nas suas mais variadas estruturas. Identificou-a em 1940 E. De Martonne (1943, pág. 536), que a denominou superfície pré-permiana, designação que o presente autor (1959, pág. 4) propôs substituir por superfície de erosão Itaguá. Provavelmente não resultou de uma “peneplanização” glacial, mas de reescultura, pelos gelos, de uma superfície de erosão já evoluída, de outra origem.

A superfície Itaguá tem relevo uniforme. Examinando-se seus vestígios nas regiões de Salto, Itaici, Campinas e Jaguariúna, dir-se-ia que seus acidentes não ultrapassam algumas dezenas de metros. J. Setzer (1949, pág. 66), no entanto, atribui-lhe desníveis de até 200 m, enquanto que H. Martin, H. Mau e A. Bjornberg (1959), com base em novas observações de campo, comprovaram a presença de tilito a nordeste de Jundiá, inicialmente apontada por T. Knecht mas negada por F. Almeida (1952, pág. 55). Atribuem tal ocorrência à presença de um vale glacial. A julgar pela declividade da superfície Itaguá nas imediações, teria pelo menos 450 m de profundidade, mas não nos parece de excluir-se como o fizeram, a possibilidade de que tal desnível seja antes devido a um acidente tectônico que a um vale pré-glacial.

A superfície de Itaguá, qualquer seja sua origem, foi certamente esculpida pelos gelos que depositaram o tilito Salto, como ficou bem evidenciado com a descoberta, feita por M. Gutmans em 1946, de uma *roche moutonnée* talhada em grani-



FOTO 2 – A superfície de erosão Itaguá, exumada com a destruição dos sedimentos carboníferos, mostra-se extremamente aplainada, mesmo quando esculpida uma área granítica como a que se vê nesta fotografia, tomada da estrada de Jundiáí a Itu, as faldas da serra de Itaguá. Percebe-se claramente a queda da superfície, com declive de cerca de 26 m/km, para o interior da Depressão Periférica.



FOTO 3 – Belas expressões da superfície Itaguá apresentam-se no vale do rio Grande, nos confins paulistas, de onde se estendem o território mineiro, à região norte de Ibiraci, mostrada na fotografia. Sobre os cimos nivelados, talhados em quartzitos, da superfície de erosão inclinada para leste, veem-se testemunhos tabulares de arenito Aquidauana, que primitivamente a recobria. Ao longe, no centro, já além do rio Grande, vê-se a serra da Babilônia, também quartzítica, que em seu nivelamento cimeiro testemunha uma superfície de erosão mais nova, a de Pratinha.

to, nas vizinhanças da cidade de Salto. Juntamente com os sedimentos que sobre ela repousam, a superfície de erosão Itaguá mergulha para o interior da bacia, de 15 a 25 m/km.

Vários estudiosos do relevo do sul do Brasil já haviam chamado atenção para o nivelamento das cristas das serras residuais de erosão do Planalto Atlântico, niveladas entre 1.050 e 1.300 m de altitude, mas cremos ter sido Moraes Rego (1932, pág. 8) o primeiro a indicar a presença de indícios de uma tal superfície nas serras quartzíticas a norte da capital paulista. Realmente, as maiores serras graníticas situadas entre os rios Tietê e Jundiáí elevam-se sempre a 1.050 - 1.150 m de altitude, a da Cantareira apresentando mesmo, em seus cimos, tratos nivelados a 1.130 m. As serras quartzíticas dessa zona, entre as quais a do Japi é a mais destacada, erguem-se, em média, de 50 a 100 m acima das graníticas. Na serra do Japi há um espigão sub-

nivelado a 1.200 - 1.220 m, orientado em direção quase normal à NE, dos quartzitos, longo de mais de meia légua, claramente testemunhando tal superfície de erosão. Idêntico nivelamento de cristas, sempre em altitudes compreendidas entre 1.050 e 1.300 m, observa-se nos morros mais elevados, por onde correm as divisas com Minas Gerais e a área mais baixa, que perde altura sob o domínio da superfície Itaguá. Deve notar-se que a altitude média das cristas graníticas e gnáissicas independe de seu traçado, por vezes sinuoso, da profundidade dos vales que as cercam, do volume das massas resistentes niveladas ou da distância que se encontram da serra do Mar ou da orla da bacia sedimentar. Evidencia-se claramente a presença de uma antiga superfície de erosão senil, que nivelou as mais complexas e resistentes estruturas pré-cambrianas do Estado. E. De Martonne (1943, Folha I) referiu-a à sua “superfície das cristas médias”, que admi-

tia fosse paleogênica e concordasse com a crista da cuesta de Botucatu. Distinguiu-a da que denominou “superfície dos Campos”, mais elevada e violentamente fraturada na Serra da Mantiqueira, que julgou fosse mais antiga. F. Almeida propôs, em 1958 (pág. 124) a designação peneplanície do Japi para a superfície das cristas médias de De Martonne, designação tomada da serra onde melhor ela se expõe, no Estado.

Embora concordem os geomorfólogos quanto a apontarem tais indícios a existência pretérita de uma vasta superfície de aplainamento estendendo-se às bordas da bacia sedimentar do Paraná, discordam quanto à correlação de seu nível com outros mais elevados que se apresentam nos limites do Estado, bem quanto à sua idade, que Moraes Rego supunha pós-cretácea mas ante-pliocênica, enquanto que Martonne admitia resultasse de um ciclo de erosão paleogênico. Esta última datação tem sido geralmente aceita, mas Freitas em 1951 (págs. 13-14) considerou-a cretácea, relacionada com a sedimentação do Grupo Bauru. Ab’Sáber perfilha a mesma correlação (1954, pág. 19), quando admite simultaneidade entre a sedimentação cretácea da bacia e processos de pediplanação que se teriam realizado às suas bordas, dos quais resultaria a superfície Japi.

Muito dificilmente o problema da datação da superfície de aplainamento Japi poderá ser resolvido em São Paulo, onde dela só subsistem vestígios, sem qualquer cobertura aluvial, separados das cuestas basálticas pela Depressão Periférica. Só se pode ter certeza ser ela anterior à sedimentação, tida como pliocênica, das bacias do Paraíba e de São Paulo. Já no oeste do Estado de Minas Gerais é mais praticável tentar-se estabelecer correlação com os sedimentos cretáceos, da superfície de aplainamento que, em altitudes compreendidas entre 1.100 a 1.300 m, nivela as serras quartzíticas e principais espigões que se avizinham da orla da bacia sedimentar. Ali, julgamos haver identificado (F. Almeida, 1956, págs. 9-11) no divisor de águas dos rios São Francisco e Paraíba, sobretudo nas regiões de Campos Altos e Pratinha, extensos restos dessa superfície, elevados a 1.220 m, protegidos por carapaças de canga. Em muitos locais sobre eles existem camadas de arenito com conglomerado basal, espessas de até 80 m, indicando que a superfície vem sendo desentulhada de antiga cobertura, que seria o Grupo Bauru, sob a qual definitivamente se oculta nos chapadões do Triângulo Mineiro. De tal modo, a superfície estava sendo reesculpida quando foi coberta pela sedi-

mentação senoniana do Grupo Bauru. Parece-nos muito provável que a “superfície de Pratinha” seja a mesma que a da Serra do Japi, mas é prematuro ter como certa esta correlação. Em tal caso a idade de ambas seria neocretácea, o que não exclui tenham continuado a evoluir durante o Terciário, em áreas mais distantes da bacia, nos grandes interflúvios de então.

Importante questão da geomorfologia paulista diz respeito às relações entre a superfície Japi e a mais elevada que se mostra nos confins orientais do Estado, a “superfície dos Campos”, de E. De Martonne. Trata-se de regiões de topografia ondulada, com solos profundos, encontradas nos altos cimos da Mantiqueira e no planalto da Bocaina. Aquele ilustre geógrafo considerou que “ou a superfície esteve, no Cretáceo, em relação com o Grupo de Bauru, sendo a superelevação devida aos movimentos terciários; ou bem ela derivaria da superfície pré-permiana, cujo declive diminuiria para o centro de um abaulamento”. (Martonne, 1943, pág. 544). Admitidas, as superfícies Japi e dos Campos, distintas por Ab’Sáber em diversos de seus trabalhos, foram por Rui Ozório de Freitas (1951) consideradas como sendo uma só superfície, deformada e erguida a vários níveis, conclusão com a qual concordamos (F. Almeida, 1951, pág. 13), devido a uma observação que então fizéramos. O fato é bem claro ao viajante que sobe o vale do rio Jaguari, para nordeste de Bragança Paulista. Diante de Extrema, já em território mineiro, a serra granítica de Anhumas se apresenta com seu topo nivelado em altitudes crescentes para nordeste, erguendo-se gradualmente acima de 1.200 m. Diante de Itapeva já alcançam seus cimos nivelados cerca de 1.500 m e se daí passar da bacia do rio Jaguari para a do Itaim, avistará a bela serra que a NW de Cambui limita o horizonte, com suas escarpas abruptas e seu topo notavelmente nivelado pela superfície dos campos do Ribeirão Fundo, citada por Martonne como um dos exemplos de sua “superfície rios Campos”. Idêntica observação poderá ser feita do alto do pico da Pedra Branca, no divisor dos rios Jaguari e Camanducaia a NE de Bragança Paulista; dali se avistam as cristas a oeste de Socorro, perfeitamente niveladas a cerca de 1.200 m pela superfície Japi que trunca os mais elevados cimos das bacias dos rios do Peixe e Camanducaia, erguerem-se gradativamente para culminarem, a NE, nos altos campos do Ribeirão Fundo, em Minas Gerais. Tais campos se situam no divisor de águas dos rios Tietê, Grande e do Peixe. Visitamo-los em sua borda meridional, onde



FOTO 4 – Os campos do Ribeirão Fundo, a nordeste de Pedra Bela, já em território mineiro, representam o mais belo testemunho da superfície Japi, tectonicamente soerguida na antéclise da Mantiqueira. Mantém-se graças à constituição granítica do planalto e à sua situação na rede hidrográfica, no divisor de águas das bacias dos rios Grande e Tietê.

nasce o ribeirão Fundo (Foto 4). Constituem-se do mesmo granito que, com interrupções, se estende a Bragança Paulista. As altitudes médias dos campos são de 1.600 m, seu relevo, suavemente ondulado, apresentando maiores desníveis que não alcançam uma centena de metros. Têm drenagem de padrão insequente, com cursos d'água que rapidamente se encaixam, às bordas do planalto, para se precipitarem em suas abruptas vertentes voltadas para os vales dos rios Jaguari e Itaim. Sem apresentarem relevo tão movimentado quanto o dos planaltos de Poços de Caldas, de Campos do Jordão ou da Bocaina, lembram muito essas regiões. Não lhes faltam solos turfosos, lateritos ferruginosos ou mesmo concreções de bauxito. Consideramos o relevo atual desse planalto como evoluídos a partir de uma superfície de erosão muito aplainada. Esse testemunho das superfícies antigas que arrasaram as mais resistentes estruturas do escudo brasileiro, possivelmente o mais belo entre quantos possam ser observados no sul de Minas Gerais e regiões vizinhas de São Paulo e Rio de Janeiro, é bem claro vir sendo poupado pela erosão. A observação no terreno dá a perfeita impressão de que a superfície dos campos do Ribeirão Fundo nada mais é que a própria superfície Japi gradualmente erguida, por flexura ou falhamentos escalonados.

A seção 3 reforça tal impressão. Foi traçada projetando-se perfis paralelos, obtidos das folhas topográficas da Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo, das maiores elevações contidas numa faixa de 25 km de largura, limitada a sul pela linha que de Campinas se dirige para 70°NE. Nela se distingue a superfície Itaguá truncando trecho sub-horizontal da superfície Japi. Serra Negra, que se encontra aproximadamente sobre tal linha, acha-se representada mais para leste, por não serem os perfis perpendiculares a essa interseção, mas sim às curvas de nível da flexura da superfície Japi, reconstituídas facilmente na folha de Bragança, graças aos numerosos testemunhos nela indicados. Na figura percebe-se uma superfície monoclinial,

ou talvez um escalonamento de patamares de falha, mediante os quais as altitudes gradualmente se elevam de 1.200 a 1.650 m. No campo, tem-se uma visão dessa faixa, olhando-se para SSE, dos morros quartzíticos logo a leste de Lindoia, ou ainda do pico granítico da Pedra Branca. Observe-se na figura, que o perfil geral do relevo que une as duas superfícies é convexo, e não côncavo, como seria de esperar se ambas fossem independentes, mais antiga a mais elevada. Além disso, a constituição granítica do planalto estende-se à zona baixa do vale do rio Jaguari, atingindo Bragança Paulista, e certamente só a estrutura geológica não explicaria o fato de se manter tão nítido e elevado testemunho de uma superfície antiga quando, às suas faldas, se desenvolvia uma outra superfície de aplainamento, tão extensa e uniforme como Japi, que nivelou as mais resistentes estruturas do Planalto Atlântico.

Moraes Rego (1932), P. James (1933a) e Martonne (1940) já haviam observado, em São Paulo, indícios de ciclos erosivos avançados, anteriores ao atual, porém mais novos que a superfície de aplainamento Japi. Tais indícios são claros nos vales de alguns dos principais rios do Planalto Atlântico, em altitudes compreendidas entre 800 e 1.000 m. A superfície de erosão do Alto Tietê (F. Almeida, 1958) é a que tem sido mais estudada, porém a mais extensa apresenta-se nas bacias dos rios Paraitinga e Paraibuna. Outras existem nos vales dos rios Atibaia, Juqueri, Jundiá, alto Sorocaba, Mogi Guaçu, etc. Têm todas certas características comuns. Delas não há restos, senão vestígios, mais ou menos claros no subnivelamento dos cimos dos morros, pois que se acham entalhadas por ciclos mais novos, até 300 m no alto vale do Paraíba. Desenvolvem-se ao longo dos vales, em larguras que nos maiores alcançam 25 km. Inclina-se lentamente para jusante e para o eixo dos vales, como bem se observa no Planalto Paulistano. Altitudes vizinhas de 1.000 m, só as conhecemos nos confins das bacias dos rios Paraitinga e Paraibuna, próximo às faldas da serra da Bocaina. Nitidamente ganham

desenvolvimento mais regular nas áreas de filitos, micaxistos, gnaisses micáceos e outras rochas menos resistentes que as das soleiras a montante das quais evoluíram. Longe estão de corresponderem a primitivas áreas planas, mas seu relevo suave desenvolveu-se, não por processos de planação lateral, porém pela evolução das vertentes. Mantinham áreas interfluviais mais destacadas, geralmente graníticas. Se tiveram coberturas detríticas locais, eram limitadas em área e delas não se conhecem restos. Não ocupam idênticas altitudes em todos os vales, mas desníveis de quase uma centena de metros podem separar duas contíguas, como as do Alto Tietê e de Ibiúna. Tais desníveis não são devidos a acidentes tectônicos, mas acham-se relacionados com a importância e extensão dos rios que as drenam, a resistência das rochas de suas bacias e das que nelas constituem soleiras.

Fato que cumpre insistir ao se analisar a origem de tais superfícies é não constituírem restos de uma primitiva peneplanície, evoluída em função do nível do mar, de que se acham muito afastadas através de vias fluviais atormentadas de poderosos obstáculos rochosos. Pensamos, antes, que se tenham originado e evoluído a montante de níveis de base locais, estabelecidos em granitos, quartzitos e gnaisses quartzosos, que ainda hoje constituem importantes acidentes da drenagem. Assim pensando, temos-lhes aplicado a designação de “strath terraces”.

Martonne, incluindo tais áreas em sua superfície neógena, parece tê-las atribuído a um mesmo ciclo erosivo. Embora tal seja possível, podem também representar ciclos locais diversos, não necessariamente simultâneos. Sua idade, ou idades, permanece duvidosa. São certamente cenozoicas, pois que posteriores à superfície Japi. A do alto Tietê, julgamos ter provado (F. Almeida, 1958) ser anterior à sedimentação, admitida pliocênica, das “camadas de São Paulo”, que se acumularam em depressão tectônica que afetou essa superfície. É possível que também em outros vales paulistas, movimentação tectônica tenha sido a causa da sedimentação sobre tais superfícies.

Causas diastróficas têm sido reconhecidas como fatores localmente importantes, na origem das grandes feições do relevo paulista. Diante das elevadas e abruptas escarpas das serras da Mantiqueira e do Mar, e do grande vale retilíneo que as separa, ocorre naturalmente a ideia de que somente a erosão diferencial, mesmo atuando sobre sequência heterogênea de camadas inclinadas, não seria hábil para explicá-las. Teria, antes, atua-

do a erosão sobre acidentes tectônicos, falhas ou fortes flexuras, de modo a produzir a topografia que hoje ali se observa. Tal ideia, que ocorreu aos primeiros observadores da geomorfologia paulista, tem sido aceita pela maioria dos estudiosos do assunto, embora sob numerosas variantes. Mesmo a Moraes Rego (1930, pág. 72), que admitia fosse o Vale do Paraíba efeito de simples erosão sobre vasto sinclinal gnáissico (1932, pág. 13) não pareceu improvável que a serra do Mar tivesse sido originada por falhamentos. A confirmação geológica da existência dessas falhas é sempre muito difícil, por motivos vários. Embora situadas tais áreas nas vizinhanças de zonas as mais povoadas do Estado, o abrupto do relevo e as densas florestas que o recobrem muito dificultam a observação direta dos corpos rochosos. Acrescem dificuldades ligadas à profunda alteração meteórica e à movimentação em massa, dos regolitos assim originados, que ocultam as rochas frescas.

A serra do Mar, sobretudo em seu trecho de Santos ao litoral fluminense, e da Mantiqueira e os vales dos rios Paraíba, Paraitinga, Paraíbuna e alto Tietê têm sido os acidentes topográficos mais apontados para tal interpretação. A sedimentação das camadas supostas pliocênicas dos vales do Paraíba e alto Tietê seriam consequência imediata desses acidentes tectônicos. No médio vale do rio Paraíba de há muito foram apontadas inclinações das camadas, que Washburne (1930, pág. 129) referiu apresentarem mergulhos de 2° a 4° para NW, alcançando localmente 10°. Indicariam o basculamento do bloco meridional em direção aos principais falhamentos, que estariam situados ao longo do fronte serrano da Mantiqueira, entre Jacaré e Cachoeira Paulista. A pequena bacia sedimentar de Bonfim a sul de Caçapava, junto às faldas da serra do Jambeiro, também apresenta fatos sugestivos de tal falhamento havido no vale do Paraíba: uma sequência de sedimentos, tidos como pliocênicos, contendo lentes de folhelho betuminoso e de lignito intercaladas em sedimentos elásticos finos, apresenta as camadas acentuadamente inclinadas (A.B. Paes Leme, 1930, pág. 146). Visitando a ocorrência, verificamos o fato interessante de estarem as camadas falhadas longitudinalmente, em direção paralela ao vale do rio Paraíba, mergulhando os estratos para SSE. Entre Taubaté e Lorena veem-se, em cortes da rodovia Presidente Dutra, falhas de grande ângulo, com rejeitos de poucos metros, orientadas diagonalmente ao eixo do vale. Também às faldas da serra da Mantiqueira, junto à fábrica de explosivos de Piquete, existem nos gnaisses,

falhas longitudinais de grande ângulo, com blocos abatidos para o lado do vale do Paraíba. Diques de diabásio preenchem algumas dessas falhas. Os fatos apontados permitem concluir-se que após a sedimentação das camadas tidas como terciárias, do vale do Paraíba, mesmo as da formação mais nova, houve processos de falhamentos relacionados com a orientação ENE do vale.

Ainda menos se conhece de evidência de falhas nas escarpas das serras do Mar e Paranapiacaba. E. De Martonne (1933), comparando a chamada serra do Cubatão, nome local da serra do Mar diante de Santos, com a Espinouse, do Languedoc francês, concluiu ser aquela um conjunto de blocos de falha abatidos em direção à baixada litorânea. Todavia, não indicou qualquer evidência direta de tais falhas. O presente autor teve oportunidade, em 1953, de realizar estudos de campo nessa área, que o convenceram de que ali não existem falhas modernas, responsáveis diretas pelo relevo, que resulta de erosão diferencial atuando numa faixa heterogênea de rochas xistosas intercaladas, provavelmente por falhas antigas, em gnaisses porfíricos e gnaisses quartzosos que sustentam os grandes espigões. Pareceu-lhe que a serras do Mar e Paranapiacaba, tais como hoje se apresentam, são puras feições erosivas, em que os mais destacados relevos são sustentados por rochas mais resistentes, sobretudo graníticas. A proximidade do mar, das formações xistosas do Grupo São Roque, diante da serra de Paranapiacaba, deu ensejo ao recuo das escarpas marítimas de dezenas de quilômetros, para se apoiarem nos flancos do batólito granítico já acima referido. Pensamos que serão baldados os esforços para se encontrarem, no litoral paulista, falhas modernas a que se possam atribuir as feições topográficas ali observadas. Os sítios onde se processaram os fenômenos tectônicos, provavelmente flexuras acompanhadas de falhamentos, acham-se hoje muito distantes das escarpas, com toda probabilidade localizados na área da plataforma continental. A presença, diante do litoral paulista, de ilhas graníticas e gnáissicas, mostra ser desta natureza a plataforma. Note-se e que a plataforma continental diante da serra do Mar, do litoral fluminense a Santa Catarina, é a mais ampla de toda a costa brasileira extra-amazônica, pois alcança cerca de 210 km diante de Santos.

Também J. L. Rich (1953, pág. 75), que fez observações na serra de Paranapiacaba, e L. King (1956, pág. 259), que observou a serra do Mar ao fundo da baía de Guanabara, atribuíram as feições escarpadas atuais da serra a processos de erosão

atuando sobre uma flexura monoclinal tombada para o mar.

C. Washburne (1930, pág. 92) admitiu provável a existência de uma falha à margem direita do rio Tietê, a norte da cidade de São Paulo, mas não procurou correlacioná-la às camadas da bacia de São Paulo. Ab'Sáber em 1951 (pág. 65) atribuiu a gênese de pequenas bacias terciárias fora da Amazônia, antes a irregularidades epirogenéticas que a acidentes climáticos, mas coube a R.O. de Freitas, naquele mesmo ano, procurar explicar a gênese das camadas ditas terciárias, de São Paulo, como resultado de acumulação numa fossa tectônica. Ao presente autor pareceu verossímil tal ideia, pelo que passou a investigar a região situada às faldas da serra da Cantareira, onde localizou dois sistemas de falhas antigas, de grande ângulo, recentemente reativadas, razão pela qual nelas se localizam fontes hidrominerais (F. Almeida, 1956). Numa de tais falhas, a de Tremembé, encontrou espelhos com estrias verticais indicando abatimento do bloco meridional. Tais fatos levaram-no a concluir terem-se efetivamente realizado abatimentos, sobretudo na região vizinha ao rio Tietê, compensados pela sedimentação flúvio-lacustre. Tal falhamento tem claro reflexo no traçado subsequente da drenagem.

A zona montanhosa por onde se desenvolvem os limites de São Paulo e Minas Gerais apresenta indícios de corresponder a uma faixa de tectonismo epirogênico relativamente moderno. Seu relevo ganha altitude para leste, erguendo-se acima do nível médio da superfície Japi. Pertence tal zona a uma faixa, longa de 550 km, atingindo uma centena de quilômetros de largura onde se localizam numerosas fontes hidrominerais (Caldas Novas, Caldas de Piracanjuba, Araxá, Antas, Salitre, rio Grande próximo à foz do rio Canoas, Ibiraci, rio Canoas, Termópolis, Poços de Caldas, Cascata, Pocinhos do Rio Verde, Prata, Platina, Lindoia, Monte Sião, Jacutinga, Itapira, Amparo, Serra Negra, Poá, etc.). Nessa faixa estão situados vários maciços de rochas alcalinas e ultrabásicas de presumida idade mesozoica. O estudo que nela fizemos, entre Bragança Paulista e os campos do Ribeirão Fundo, acima apresentado, mostra que deformações, provavelmente flexura acompanhada de falhamentos, ali atuaram, desnivelando a superfície Japi e respondendo pela elevada altitude das superfícies cimeiras das serras do sudoeste mineiro.

Parece que também à borda ocidental do planalto de Poços de Caldas atuaram desnivelamentos tectônicos afetando a superfície de aplainamento

Japi. Sobre o planalto, os picos mais elevados e as cristas das serras curvilíneas sustentadas por posantes intrusões anelares de tinguaito (R. Ellert, 1959), erguem-se a altitudes compreendidas entre 1.500 e 1.600 m, valores alcançados também pela altitude das serras gnáissicas adjacentes ao planalto, situadas a NW dele, já fora da área de eruptivas alcalinas. Sobre a serra gnáissica do Mirante (Foto 5) existe uma cobertura detrítica, com até cerca de 70 m de espessura, cuja base, onde a conhecemos, está a uns 1.500 m s. n. m. Tal cobertura, constituída de alternância de camadas de arenitos e siltitos argilosos, mais ou menos feldspáticos, com seixos isolados, identifica-se perfeitamente aos estratos basais, não calcários, do Grupo Bauru de sobre a serra de Itaqueri, a norte de São Pedro (F. Almeida e O. Barbosa, 1953). Pareceu-nos, sem que disso tenhamos certeza, que essa cobertura seja mais nova que a superfície cimeira do planalto de Poços de Caldas, que seria Japi, numa situação idêntica à da superfície Pratinha, no oeste de Minas Gerais, que também é recoberta pelo Grupo Bauru e nivela os maciços alcalinos e ultrabásicos de Barreiro (Araxá), Tapira, Serra Negra e a área de tufos e eruptivas da serra da Mata da Corda. A cidade de Águas da Prata, à margem ocidental do planalto, acha-se localizada num bloco de falha, adernado para SW, a presença de águas radioativas sugerindo reativação moderna de antigos falhamentos.

Têm sido apontadas ou sugeridas falhas no contato das rochas cristalinas com as camadas carboníferas da Depressão Periférica. Tais falhas, ainda não devidamente estudadas no campo, explicariam certas irregularidades do contato, como a serra de São Francisco a sudeste de Sorocaba (T.

Knecht, 1946, págs. 118-119) ou entre Indaiatuba e Campinas (J. L. Rich, 1953, pág. 21).

## II – DIVISÃO GEOMORFOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO

Aos primeiros estudiosos da geografia paulista não havia escapado a necessidade de dividir-se regionalmente o Estado, para descrevê-lo e interpretá-lo. Cremos ter sido Moraes Rego, em 1932, o primeiro a propor uma subdivisão do relevo de São Paulo, representando-a num mapa. Já então reconhecera o Planalto Ocidental, limitado a leste pelas escarpas basálticas, bem como a zona de relevo suavemente ondulado, com várias cuestas, formada pelos sedimentos do sistema de Santa Catarina, à qual denominou Depressão Periférica. Na área elevada das rochas pré-devonianas do Estado, Moraes Rego distinguiu o vale do Paraíba, as terras altas da região de São Paulo e as serras a norte e oeste da Capital, que injustificadamente considerou como sendo ramificações da serra de Paranapiacaba. Através de toda a região onde confinam os Estados de São Paulo e Minas Gerais, Moraes Rego assinalou em seu esboço, a presença da serra da Mantiqueira, embora no texto a tenha definido como a serra abaixo da qual corre o rio Paraíba, limitando o planalto sul de Minas na fronteira do Estado. Assinalou também a posição da serra do Mar, “que termina ao norte da barra da Ribeira de Iguape”.

Os trabalhos seguintes, que trouxeram subsídios para a divisão geomorfológica do Estado, são de cunho geográfico, em que o relevo participou como um fator físico, preponderante, de resto, na individualização das maiores divisões. P. Deffontaines em 1935 discutiu o problema da di-



FOTO 5 – Nos confins da Zona Cristalina do Norte, a superfície de aplainamento Japi acha-se tectonicamente soerguida, na região vizinha a Águas da Prata, com o que testemunhos do Grupo Bauru foram elevados a cerca de 1.550 m na serra do Mirante, cujos cimos nivelados se veem no centro da fotografia, tomada das proximidades de São João da Boa Vista. Sua estrutura é gnáissica, mas à direita já se percebe relevo das rochas alcalinas do Planalto de Poços de Caldas.

visão regional do Estado, tendo nele distinguido o Litoral, o Alto da Serra, o Vale do Médio Paraíba, a região de Campos do Jordão, a Mantiqueira e serras graníticas do Norte, a zona cristalina à volta de São Paulo, a Depressão Periférica e a zona dos arenitos e derrames basálticos do centro e oeste do Estado. Coube-lhe propor a divisão da Depressão Periférica. Considerou as serras situadas logo a norte da região paulistana como sendo extensões da Mantiqueira (como já o fazia O. Derby, 1895, pág. 11), serra esta sobre a qual reconheceu indícios de “um alto peneplano entre 1.800 e 2.000 m, de formas senis e solos de turfeiras”. Também considerou prolongar-se a Mantiqueira, de Bragança a Mococa, por uma zona de serras graníticas.

Verifica-se que com os trabalhos pioneiros de Moraes Rego e Deffontaines haviam ficado estabelecidas três grandes províncias geomórficas do Estado: a Costeira, a Depressão Periférica e o Planalto Ocidental. Faltava definir e dividir a área cristalina do planalto de relevo e estrutura complexas. Em 1946 o Conselho Nacional de Geografia organizava uma divisão regional do Brasil e convidado o núcleo paulista da Associação dos Geógrafos Brasileiros para sobre ela se manifestar no que se referia a São Paulo, promoveu este uma série de reuniões, de que tivemos oportunidade de participar, durante as quais foram elaborados um relatório e mapa contendo nova divisão regional do Estado, apresentados à Assembleia Geral de Lorena pelo relator, Prof. Pierre Monbeig (1949). Embora tratando-se de trabalho com cunho geográfico, foi o relevo, e a geologia de que ele depende, levado em grande conta. Adotou aquele grupo de geógrafos as três divisões fisiográficas maiores, anteriormente definidas por Moraes Rego e Deffontaines, e para as terras altas, predominantemente cristalinas, propôs o nome de Planalto Atlântico, como parte paulista de uma região fisiográfica mais ampla, que se estende aos estados vizinhos. Essas quatro maiores unidades, denominadas regiões, foram divididas em sub-regiões e zonas, com base em outros fatores geográficos que o relevo e estrutura. Infortunadamente a divisão regional assim proposta devia obedecer a limites artificiais, as divisas municipais, pelo que não serão aqui adotadas, embora, nas maiores divisões, tais limites não muito se afastem dos naturais. Na região do Planalto Atlântico incluíram extensa área da Serra de Paranapiacaba, drenada para o Ribeira de Iguape. Na sub-região denominada Planície do Paraíba incluíram quase tudo o que, no presente trabalho, compreendemos como Serra da Mantiqueira, nome este que estenderam às divisas com Minas Gerais, de

Bragança a São João da Boa Vista. As sub-regiões e zonas geográficas da divisão regional do grupo de geógrafos paulistas da A.G.B. não puderam ser aqui adotadas, salvo exceções, por terem sido estabelecidas em bases não geomorfológicas, mas geográficas.

Num dos Guias de Excursões do XVIII<sup>o</sup> Congresso Internacional de Geografia, Aziz N. Ab'Sáber e Nilo Bernardes (1958, Fig. 2) delimitaram as zonas geomorfológicas da região de São Paulo e da bacia do rio Paraíba. Suas zonas da serra do Mar, Baixada Santista, serra da Mantiqueira (salvo trecho a norte do vale do rio Jaguari), do vale do Paraíba e dos planaltos de Campos do Jordão e Bocaina coincidem muito proximamente com as aqui adotadas. As zonas que denominaram Bacia de São Paulo e Alto Tietê equivalem ao Planalto Paulistano. Distinguiram, ainda, a Zona Serrana a norte da Capital, e Serras e Maciços Granito-Xistosos a oeste.

Afim de analisarmos o relevo do Estado, dividimo-lo em *províncias geomórficas*, que aproximadamente correspondem às grandes divisões de sua geologia e se estendem aos estados vizinhos. Tais províncias subdividimo-las em *zonas*, tão naturais quanto possível, servindo-nos sobretudo de feições locais do relevo: altitude, amplitude, orientação das formas topográficas, extensão de superfícies de erosão antigas, processos de erosão e sedimentação, etc. Algumas zonas foram ainda divididas em *subzonas*, quando diversidades estruturais ou morfológicas o recomendaram.

Procuramos traçar os limites das zonas nas cartas topográficas a 1:100.000, editadas pelo Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo. Sempre que possível, fizemos tais limites coincidirem com feições topográficas facilmente reconhecíveis, como divisores de água, rios, faldas ou cristas de serras, embora como isso possam afastar-se alguns quilômetros da divisa geomorfológica ideal, mas se tornem facilmente traçáveis em mapas.

As províncias geomórficas coincidem, muito proximamente, com as regiões adotadas pelo grupo paulista dos geógrafos da A.G.B. mas pensamos ser oportuno destacar, como província à parte, a sub-região do Alto Planalto, daquela divisão. Isso pode não ter grande interesse geográfico, mas geomorfológicamente nos parece justificável.

A *Província Costeira* corresponde, *grosso modo*, à região denominada Litoral, por aqueles geógrafos. Dividimo-la em duas zonas: uma, descontínua, é a das *Baixas Litorâneas*; outra, contínua, denominamo-la Serrania Costeira, nesta distinguindo as subzonas da *Serra do Mar* e da *Serra de Paranapiacaba*. Com isso, buscamos sanar in-



conveniente da divisão da A.G.B.: ser a sub-região Baixada do Ribeira, uma área maiormente serrana, do mesmo modo que o são as sub-regiões litorâneas de Santos e São Sebastião.

Dividimos o Planalto Atlântico nas seguintes zonas:

1. Planalto Paulistano
2. Planalto do Paraitinga
3. Planalto da Bocaina
4. Médio Vale do Paraíba
5. Serra da Mantiqueira
6. Planalto de Campos do Jordão
7. Serrania de São Roque
8. Zona Cristalina do Norte
9. Planalto de Poços de Caldas
10. Planalto de Ibiúna
11. Planalto Cristalino Ocidental

Poder-se-á criticar o grande número de divisões desse planalto, duas a mais que as propostas pelos geógrafos paulistas, mas pensamos que elas se justificam ante as variedades de aspectos topográficos, estruturais e genéticos que se apresentam nessa complexa região. A *Zona Cristalina do Norte* corresponde aproximadamente à proposta, sob o mesmo nome, pelo Conselho Nacional de Geografia (v. P. Monbeig, 1949, pág. 22).

A denominação *Mantiqueira* foi estendida à zona limítrofe dos dois estados a norte do Morro do Lopo (município de Joanópolis), por motivos políticos, quando se discutia a demarcação de limites, numa época em que a região era muito pouco conhecida (veja O. Derby, 1895). Cremos, à vista do relevo que ali conhecemos, hoje nada justificar tal proceder, motivo por que empregamos a expressão Serra da Mantiqueira no sentido clássico (primeira metade do século XVIII), ainda hoje aplicado no terreno, referindo-se ao relevo serrano e escarpado através do qual as terras altas do sul de Minas descambam bruscamente para o vale do rio Paraíba do Sul.

A terceira província geomórfica, a *Depressão Periférica*, corresponde à faixa de ocorrência das camadas carboníferas a triássicas do Estado, seus limites tendo já sido indicados em trabalhos de outros pesquisadores. Adotamos a divisão tríplice de P. Deffontaines (1935), por nos parecer que o trecho drenado pelo rio Tietê e seus afluentes, sendo mais profundamente erodido, apresenta aspectos que se não mostram, pelo menos em mesma grandeza, nas duas zonas laterais.

Fomos levados a individualizar as *Cuestas Basálticas* como província, como resultado de levantamentos geológicos e geomorfológicos que

nelas realizamos nos anos de 1954 a 1955, quando mapeamos toda a orla dos derrames basálticos no Estado. Podemos hoje melhor descrever e interpretar esse importante relevo, que tem características ímpares, não encontradas no Planalto Ocidental, *sensu stricto*.

O *Planalto Ocidental*, no sentido restrito aqui adotado, é a menos estudada entre as províncias paulistas, seja por sua aparente simplicidade ou pela distância da Capital. Não nos sentimos habilitados a propor sua subdivisão, que deve aguardar futuros estudos.

### III – PLANALTO ATLÂNTICO

Por sua situação geográfica, estrutura heterogênea da qual resulta grande diversidade de formas topográficas, e relativa nitidez com que nele se conservaram indícios de antigas superfícies de aplainamento, o Planalto Atlântico tem sido objeto da maior parte dos estudos geomorfológicos que se referem ao Estado de São Paulo. Naturalmente, muito variada é a profundidade dos conhecimentos sobre o relevo e estrutura geológica das diversas zonas dessa grande província. Algumas, como o Planalto da Bocaina, a Serra da Mantiqueira e o Planalto Cristalino Ocidental, foram só parcialmente mapeadas e incluem-se entre as menos conhecidas áreas do Estado, ao passo que outras, como a Zona Cristalina do Norte, a Serrania de São Roque e sobretudo o Planalto Paulistano, acham-se relativamente bem conhecidas.

Passaremos, em seguida, a descrever cada uma dessas zonas procurando defini-la geomorficamente, caracterizá-la geologicamente, analisar seu relevo e hidrografia e discutir sua presumível origem.

#### *Planalto Paulistano*

Sob esta designação compreendemos (F. Almeida, 1958, pág. 115) área de cerca de 5.000 km<sup>2</sup>, situada maiormente entre 715 e 900 m de altitude. Mostra-se como um planalto de relevo suavizado, de morros e espigões de modesta altura, que se drenam para o rio Tietê e seus afluentes a montante do sítio onde este rio alcança a serra de Itaquí.

Por sua expressão geográfica, pois que abriga a totalidade da cidade de São Paulo e a maioria de suas cidades e vilas satélites, tem sido o Planalto Paulistano motivo de vários estudos geomorfológicos, destacando-se os de L. F. de Moraes Rêgo e T. D. de Souza Santos (1938), R. O. de Freitas (1951),

A. N. Ab'Sáber (1953, 1957, 1958) e F. Almeida (1958).

O Planalto Paulistano limita-se a sul de modo brusco, nas cumiadas das escarpas das serras do Mar e Paranapiacaba. A oeste confina com o Planalto de Ibiúna, unidade morfoestrutural uma centena de metros mais alta, da qual se separa por degrau erosivo. A oriente encosta no Planalto do Paraitinga e Médio Vale do Paraíba, em trecho onde ambos se acham umas duas centenas de metros abaixo dele. A norte o Planalto Paulistano finda às faldas das serras terminais da Mantiqueira e Serrania de São Roque.

Orientadas na direção geral ENE das estruturas antigas do Planalto Atlântico, dispõem-se faixas de rochas metassedimentares exibindo metamorfismo em geral decrescente da borda atlântica do planalto para seu interior. Realmente, as faixas de biotita-gnaisses e de gnaisses graníticos que suportam os festões da serra do Mar diante do Planalto Paulistano, nele penetram amplamente, onde se alojam as nascentes do rio Tietê e confina o planalto com a zona drenada para o rio Paraíba. Mais internamente, contudo, espalha-se ampla faixa de micaxistos, da área marginal às grandes represas e que alcança os municípios de Suzano e Mogi das Cruzes. Nos micaxistos intercalam-se, localmente, camadas de certa importância, de quartzitos, sendo numerosas, embora pouco volumosas, as intrusões de granito cinzento de granulação fina, mas às vezes porfiróide, e pegmatitos que se lhes associam. Ainda mais afastadas para NW, já às faldas da serra da Cantareira, passam a ter importância no planalto, camadas de filitos, que embora conservando a mesma direção geral dos lineamentos de gnaisses e micaxistos, apresentam-se atravessadas pelo batólito granodiorítico da serra da Cantareira, e pegmatitos que dele se afastam. Associam-se aos xistos, termos psefíticos e psamíticos metamorfizados, e metabasitos. O conjunto filitizado pertence ao Grupo São Roque, à qual provavelmente também deve ser atribuída parte, pelo menos, dos micaxistos e gnaisses do planalto. O batólito suporta serras logo a norte do Planalto Paulistano, mas neste, não sustenta relevos destacados, papel que cabe, antes, aos granitos intrusivos nos micaxistos e gnaisses, que se supõe serem anteriores ao Grupo São Roque.

Abatimentos havidos em zonas de antigos falhamentos reativados, à borda norte do planalto, deram lugar ao acúmulo dos sedimentos fluviais, lacustres e de planícies de inundação, em espessura que originalmente deve ter alcançado umas

três centenas de metros. Tal formação constitui as “camadas de São Paulo” de L. F. de Moraes Rego (1933, págs. 231-267), cuja idade, não confirmada por fósseis, se presume geralmente seja pliocênica.

É certo que a sedimentação das camadas de São Paulo não se limitou à área sujeita a abatimentos, mas estendeu-se pela drenagem de então, penetrando pelo vale do Tietê até muito a montante de Mogi das Cruzes, enquanto que pelo rio Pinheiros alcançou o extremo meridional atual do Planalto Paulistano, pois que seus restos existem próximo à estação de Engenheiro Marsilac, em sítio já drenado diretamente para o mar.

O relevo das áreas cristalinas do planalto acha-se condicionado à natureza local de suas rochas, à existência das superfícies de erosão Japi e do Alto Tietê e aos efeitos do modelamento no clima tropical úmido da região.

Granitos mais ou menos laminados suportam, no interior do planalto, morros que se salientam nos divisores das bacias dos rios Tietê, Tamanduateí e Pinheiros. Tais relevos, com maior ou menor destaque, desde a sul de São Bernardo do Campo, passando por Mauá, vão ter às cercanias de Poá e Mogi das Cruzes e ainda existem a leste de Ribeirão Pires. Todas essas saliências topográficas, suportadas pelas rochas as mais resistentes do planalto, se apresentam sempre com perfis suavizados, em altitudes raramente alcançando 900 m, atingindo máximo de uns 1.050 m no morro do Suidare, 15 km ao sul de Poá. Salientam-se claramente, contudo, do relevo subnivelado dos xistos e sedimentos do Planalto Paulistano.

As áreas do planalto constituídas de xistos pouco ou não feldspatizados mostram-se com relevo de morros baixos com perfis convexos e vertentes ravinadas, de declives acentuadamente inclinados. Dispõem-se em densa trama de pequenos vales. Onde mais evoluído o relevo, e mais reduzidas as amplitudes locais, apresentam-se formas que se assemelham às das colinas terciárias da bacia de São Paulo, que são mais suavizadas e, geralmente, de maior área individual. No outro extremo, onde mais acidentado e alto, o relevo xistoso compõe cristas monoclinais com até uma centena de metros de desnível, tão destacadas que chegam a receber denominações locais, como as que existem na alta bacia do rio Taiassupeba.

O rio Tietê flui à borda norte do planalto, em traçado cuja localização, pelo menos entre Guarulhos e Barueri, parece ter sido influenciada pela zona de abatimentos que aí existe. Embora córregos e menores rios, de desenvolvimento tar-

dio no ciclo erosivo, mostrem-se bem adaptados às direções de lineamento das rochas metamórficas, como bem o ilustram os rios Baquirivu Guaçu, Taiassupeba, Guaió, Pirajussara e outros, chama atenção, no traçado da drenagem do Planalto Paulistano, a independência de direções estruturais da bacia do rio Pinheiros, traçada com orientação NNW, embora compreendendo cerca de um terço da área do planalto. Este fato parece estar relacionado com uma antiguidade relativa apreciável, dessa bacia, que antecede a elaboração da superfície de erosão do Alto Tietê.

A bacia sedimentar de São Paulo, que possui maior espessura conhecida no vale do rio Tietê a norte da cidade, apresenta geralmente relevo de espigões ramificados, que nos principais vales terminam em colinas amplas, de perfis muito suavizados, geralmente não mais elevadas que meia centena de metros sobre sua base. A convexidade desses perfis desce até muito próximo do soalho dos vales. Entre as colinas existem amplos vales, com estreitas mas numerosas planícies aluviais. Os maiores espigões, de traçado pouco sinuoso, não se erguem a mais que 810 m de altitude, salvo no principal deles, divisor de águas dos rios Tietê e Pinheiros, que alcança 831 m no Sumaré. As vertentes desses maiores interflúvios, desfeitas em espigões secundários, podem ser rampas fortes, em que se situam algumas das mais inclinadas ladeiras da cidade. Estruturas limoníticas muito contribuem para a sustentação das principais proeminências, podendo emprestar caráter tabular local ao relevo.

O rio Tietê e alguns de seus maiores afluentes na área da bacia sedimentar desenvolvem importantes planícies aluviais, cuja largura de muito excede a da faixa de meandros, pois a várzea daquele rio alcança quase 4.000 m, a sul de Vila Guilherme. Baixos níveis de terraços fluviais, não mais elevados que uma dezena de metros sobre a várzea alagadiça, foram apontados por Moraes Rego e Souza Santos (1938, págs. 126-128) e outros investigadores do planalto. A. Ab'Sáber (1956, pág. 197) julga existir nível mais alto (740 a 745 m) de terraceamento antigo, presente em quase toda a bacia de São Paulo. Apesar da uniformidade e extensão que atribui a tal nível, nenhum resto de cobertura sedimentar apresentaria.

A origem do relevo do Planalto Paulistano está ligada à destruição da superfície Japi e ao estabelecimento, durante o Terciário, da superfície de erosão do Alto Tietê, que muito evoluiu nas áreas xistosas situadas a montante da soleira granítica de Barueri. Em certa ocasião, possivelmente

durante o Plioceno, a área do Planalto Paulistano foi afetada por falhamentos. Ainda em 1930 C. Washburne suspeitara da existência de falhas a norte da cidade de São Paulo, mas coube a R. O. de Freitas (1951, pág. 64) desenvolver a hipótese de terem as camadas de São Paulo se acumulado numa fossa tectônica. Em 1953 F. Almeida comprovou estar o embasamento sobre que tais camadas repousam, deprimido pelo menos 167 m em relação à soleira granítica que o rio Tietê atravessa a partir de Barueri. Identificou dois sistemas de falhas, orientados a NE e E-W, claramente expostos às faldas da serra da Cantareira, à borda norte da bacia sedimentar, tendo concluído que a sedimentação acompanhou o afundamento tectônico da área, mediante tais falhamentos. V. Leinz e A. M. Vieira de Carvalho (1957, págs. 50-51), analisando a natureza da superfície pré-sedimentar, admitiram que a antiga topografia representava uma bacia fluvial drenada rumo ao atual Paraíba, com isso deixando sem explicação a abertura do Vale do Tietê a jusante da cidade, que só se compreende por um processo de superimposição. Também admitiram a possibilidade de uma origem tectônica para a bacia. Recentes levantamentos gravimétricos realizados por R. Kollert e A. Davino (1963, págs. 81-82) não só reforçam a hipótese da origem tectônica dessa bacia como parece comprovarem a extensão, a seu interior, dos sistemas de falhas da serra da Cantareira.

Ao se processar a sedimentação das camadas de São Paulo, o relevo às bordas da bacia havia alcançado estágio avançado da evolução geomórfica, como o sugeriu J. L. Rich (1953, pág. 60) e confirma o exame da litologia dessa formação. Em 1954 concluímos ser a superfície de erosão do Alto Tietê anterior à sedimentação das camadas de São Paulo, tendo sido deformada pelos falhamentos de que elas decorrem. A. N. Ab'Sáber (1957, págs. 240-246) contestou tal conclusão, supondo-a posterior às referidas camadas. Pretende ter existido na região uma outra superfície de erosão, um "peneplano intermediário, de grande extensão" (pág. 242), em altitudes compreendidas entre 900 e 950 m. Este, sim, se achava em erosão quando "ter-se-ia processado a barragem tectônica complexa do Alto Tietê, com a formação das camadas de São Paulo". Ab'Sáber atribuiu vasta extensão a tal superfície, pois que ela teria alcançado São Miguel Arcanjo e São José do Rio Preto. Confundiu-a com a superfície de erosão do Alto Sorocaba, que evidentemente é de desenvolvimento local, sujeita à soleira granítica da serra de São Francisco. De res-

to, são pouco convincentes suas razões para que se admita a existência de tal “peneplano intermediário” no Planalto Paulistano.

### *Planalto do Paraitinga*

Assim designamos a área, com cerca de 6.000 km<sup>2</sup>, que compreende a região drenada pela bacia do rio Paraíba a montante de Guararema, estendendo-se às faldas do Planalto da Bocaina. Trata-se de um planalto cristalino de estrutura complexa, maturamente dissecado, com relevo de “mar de morros” e longas serras longitudinais. Suas altitudes, que decrescem para WSW, alcançam cerca de 1.300 m com amplitudes locais de relevo que não raro atingem valores de 200 a 300 m. Seus rios são jovens, com numerosas corredeiras a cachoeiras, e extrema adaptação às estruturas.

A área da bacia hidrográfica do alto Paraíba tem sido referida como sendo o reverso continental da serra do Mar. Todavia, ela é realmente um planalto muito dissecado, de que esta serra é apenas o rebordo que deságua no litoral.

Propomos limitar a norte o Planalto do Paraitinga por uma linha que segue o divisor de águas das bacias dos rios Paraitinga e Paraíba, seguindo pelo divisor do alto e médio vales deste último, atravessando o cotovelo de Guararema e continuando até Sabauna, onde alcança o Planalto Paulistano. O limite SE deixa-se muito naturalmente traçar pelo divisor de águas da bacia do Paraíba do Sul com a drenagem que busca diretamente o mar.

Embora situado entre São Paulo e Rio de Janeiro, a estrutura e relevo do Planalto do Paraitinga são dos menos conhecidos do Estado. Sabe-se que nele têm predomínio gnaisses de diversos tipos: uns são facoidais, grandemente granitizados; outros, de estrutura média a fina, são micáceos, bem fitados, e passam a micaxistos, como se observa nas vizinhanças da cidade de Paraibuna, onde até filitos existem. São frequentes os corpos graníticos, muitos apresentando sensível orientação planar devida a esforços tectônicos ou à origem anatexítica. Diques de diabásio existem em diversos lugares, alguns com extensões quilométricas. São geralmente referidos ao magmatismo rético, sem que disso se tenha certeza, enquanto que os corpos graníticos, os gnaisses e micaxistos, têm sido incluídos no Complexo Cristalino Brasileiro, embora seja provável que muitas de tais rochas realmente pertençam ao Grupo São Roque.

Têm amplo predomínio no planalto as direções ENE, das estruturas planares e lineares dos

gnaisses, micaxistos e granitos, assim se alongando os maiores corpos intrusivos e os diques de diabásio. Também as fraturas predominantes apresentam tais direções, porém outras se manifestam normais a elas, e ainda a NNE.

Rochas sedimentares só muito parcamente se mostram no planalto, limitando-se aos soalhos aluviais modernos, a terraços e a pequenas manchas de sedimentos mais antigos, talvez referíveis aos do Médio Vale do Paraíba.

O relevo predominante no planalto é o de espigões com cimos ondulados e traçados sinuosos, com nítida tendência a se orientarem no sentido ENE dos lineamentos estruturais. As abas desses espigões são extremamente lobadas, desfeitas em morros e colinas de perfis suavizados, cujas vertentes “plissadas” denotam ações de antigos ravinaamentos e deslizamentos do espesso manto de alteração. Os altos de tal relevo mostram certo subnívelamento, alcançando 850 a 900 m no município de Paraibuna, valores que crescem gradualmente em direção ENE para atingirem cerca de 1.000 m nas áreas entre os espigões que da serra da Bocaina avançam no planalto, nos municípios de Cunha e Cachoeira Paulista. A apreciável amplitude local do relevo empresta aparência montanhosa a quem o percorre (Foto 6). Nas depressões aloja-se rede de drenagem acentuadamente diversificada, desenvolvida em vales estreitos, sem planícies aluviais outras que pequenos soalhos descontínuos, com baixos terraços marginais, interrompidos em trechos onde os vales se estreitam e os rios se precipitam em rápidos e cachoeiras. Do município de Cunha ao cotovelo de Guararema as águas do Paraitinga, rio que nasce a uns 2.000 m de altitude na Bocaina, e as do rio Paraíba descem pouco mais de 200 m, num trecho que em reta mal atinge 120 km, declividade que é ainda ultrapassada pelo rio Paraibuna. Disso decorre o vigor erosivo desses cursos de clima úmido, explicando o caráter apertado de seus vales e os numerosos acidentes fluviais, como a cachoeira Grande no rio Paraibuna, alta de uns 20 m (R. Ribeiro Filho, 1943, pag. 50), suportada por gnaisses facoidais. Todos os rios principais, o Paraíba, Paraitinga, Paraibuna, Jacuí e numerosos outros menores, da rede hidrográfica do planalto, adotam orientação geral ENE para seus traçados, adaptados como se acham, às faixas de gnaisses menos resistentes, e de micaxistos. Em detalhe, seus traçados refletem a presença de fraturas, que explicam as orientações NNW do rio Paraibuna entre Bairro Alto e Natividade da Serra e as sinuosidades do Paraíba entre Guararema e a



FOTO 6 – Vista do relevo do “mar de morros” do Planalto do Paraitinga, na região onde confluem os rios Paraitinga e Paraibuna.

confluência de seus dois formadores assim como o notável alinhamento, seguido pela rodovia de São José dos Campos a Caraguatatuba, dos rios Lourenço Velho, Paraibuna e pequeno trecho do Paraíba. Essa orientação NNW e outra, a 20°- 30° NE, muito bem se refletem no traçado dos pequenos cursos d’água, que às vezes são corredores diagonais, de uma dezena de quilômetros, abertos no “mar de morros” e proveitosamente utilizados pelas vias de comunicação.

Do relevo descrito, que visto de avião denota uma certa uniformidade, apesar da diversidade de seus detalhes, destacam-se maiores divisores, que das bordas do Planalto da Bocaina avançam para WSW. Tanto quanto temos verificado, são suportados por resistentes gnaisses facoidais, sendo fruto de pura erosão diferencial. Tais as serras do Quebra-Cangalha, do Macuco, da Bandeira, do Jambeiro e o divisor dos rios Paraitinga e Paraibuna, suportado por gnaisses graníticos pelo menos onde o atravessa a rodovia de São Luiz do Paraitinga e Ubatuba. Onde tais rochas resistentes cedem lugar a outras mais brandas, essas serras se interrompem, recuando o divisor em direção ao rio menos vigoroso, fato que bem se observa na alta bacia do Ribeirão Una, à SE de Taubaté, onde se mostra ampla área de micaxistos, permitindo fácil transposição à rodovia que desta cidade procura São Luiz do Paraitinga. Ao se aproximarem da Bocaina, tais serras alcançam alturas que se avizinham de 1.300 m. As fotografias 1 e 2 de trabalho de P. C. Florençano (1950) e 93 e 97 de J. L. Rich (1942) dão perfeita ideia do destaque de tais serras sobre o mosaico do “mar de morros”.

Um certo subnívelamento do teto do relevo do “mar de morros” tem sido apontado (M. Tiomno, 1944, pág. 1371) como indício de um ciclo de erosão que muito progrediu. Tal superfície de aplainamento inclina-se para jusante, acompanhando o

vale do rio Paraitinga, descendo desde uns 1.000 m na região de Cunha a 850-900 m no município de Paraibuna. Consideramo-la como uma superfície de erosão local, desenvolvida na alta bacia do rio Paraíba antes de se processar a sedimentação das camadas superiores da bacia de Taubaté, que penetraram pelos vales atuais dos rios Paraitinga (Moraes Rego, *in* Washburne, 1930, pág. 131) e Paraibuna (F. Almeida, 1946). Se, como tem sido há muito suposto, as águas do Alto Paraíba buscaram outrora o Tietê, sendo depois capturadas para a bacia tectônica de Taubaté, é possível que a superfície de erosão acima referida, do Planalto do Paraitinga, se continuasse pela do Alto Tietê.

São, por ora, problemáticos os indícios de ciclos mais antigos no planalto, anteriores à superfície de erosão acima descrita. F. Ruellan (1944, pág. 1375) julgou ver nos cimos da serra do Quebra-Cangalha, indícios de uma superfície de erosão que “se continuaria pelo rebordo da serra do Mar, cujas altitudes vizinhas são as mesmas”. Também Ab’Saber e Bernardes (1958, pág. 164) julgaram que “os altos retilinizados da serra do Quebra-Cangalha representam a superfície das cristas médias (1.000-1.100 m)”. Pelo conhecimento que temos da região, parecem-nos problemáticos tais indícios.

A interpretação da evolução do relevo do Planalto do Paraitinga está intimamente ligada a uma hipótese que ainda não pôde ser comprovada: a da captura, pelo Paraíba, das águas desse planalto que outrora fluíam para o Tietê. Viria em favor dessa hipótese o fato de não existir uma soleira resistente em função da qual se desenvolvesse o *strath* acima referido. Por outro lado, temos verificado que com o cotovelo de Guararema o rio Paraíba contorna a terminação afilada de uma vasta estrutura anticlinal gnáissica, que daquelas imediações se estende mais de 100 km para ENE, em cujo

núcleo amplamente se expõem granitos e rochas muito granitizadas do chamado “Arqueano inferior”. De tal modo, a faixa de micaxistos e gnaisses fitados mais ou menos micáceos do flanco noroeste da estrutura, expostos à margem da bacia de Taubaté, repete-se na aba sudeste do grande anticlinório, numa faixa que o rio Paraíba acompanha, bem clara na região entre Guararema, Santa Branca e Paraibuna. No cotovelo de Guararema o rio tem seu traçado evidentemente condicionado à direção NW de fraturas cuja importância já salientamos. Assim, parece-nos possível explicar o estranho traçado do rio como resultado de simples adaptação estrutural, por erosão regressiva.

#### *Planalto da Bocaina*

Essa pequena zona é um elevado planalto cristalino montanhoso, com um milhar de quilômetros quadrados, que no extremo oriental do Estado, separa a Serra do Mar, do Médio Vale do Paraíba. Região geológica e geomorfologicamente quase desconhecida, foi visitada em 1946 em excursão promovida pela Associação dos Geógrafos Brasileiros (F. Ruellan e A. de Azevedo, 1949) da qual participou o presente autor. Visitamos, então, a alta bacia do rio Mambucaba e o pico culminante do planalto, o morro Tira Chapéu.

A Bocaina não é uma simples serra divisora das águas tributárias do médio rio Paraíba, das que vertem diretamente para o mar, porém um verdadeiro planalto, elevado mais de 900 m acima do rio Paraíba. Sua maior área possivelmente se acha acima de 1.200 m de altitude, seus principais interflúvios erguendo-se de 1.700 a 2.000 m sobre o mar, para culminarem, no mais alto deles, nos 2.085 m do pico Tira Chapéu.

A Bocaina parece um planalto quase inteiramente gnáissico, com direções estruturais orientadas a NE, exibindo camadas sempre de fortes mergulhos. A sul de São José do Barreiro vimos alternarem-se faixas de gnaisses micáceos, incluindo biotita-xistos, com outras de gnaisses graníticos, de estrutura porfiroblástica. Estas últimas sustentam o pico Tira Chapéu, bem como outros destacados espigões. Localmente identificamos diques de diabásio, orientados na direção NE dos gnaisses.

Os acentuados lineamentos orientados a NE, portanto oblíquos relativamente às bordas do planalto voltadas para o mar e o médio rio Paraíba, e a heterogeneidade litológica, propiciaram à drenagem facilidades para realizarem fundas penetrações no planalto, tendo-o feito sobretudo a vigorosa drenagem tributária direta do oceano, por meio

da bacia do rio Mambucaba, que drena a maior parte da Bocaina. Estabeleceu-se, de tal modo, uma drenagem em treliça, com os coletores subsequentes orientados a NE, buscando o mar ou o rio Paraíba, escoando em vales embutidos no planalto para se lançarem precipitadamente em fundas gargantas às suas bordas serranas, às vezes orientadas por grandes fraturas, como se observam no vale do rio Mambucaba.

O relevo do planalto da Bocaina mostra-se como campos ondulados, muito retalhados pelo ravinamento, com amplitudes locais alcançando duas a três centenas de metros. Separam-nos espigões destacados, dirigidos a NE. É, portanto, um relevo bem movimentado, embora por toda parte suavizado em suas formas. Dada a expansão da bacia do rio Mambucaba pelo interior do planalto, as maiores elevações deste se acham em sua periferia, nos confins daquela bacia.

Às bordas do planalto apresentam-se elevados festões serranos, profusamente recortados pela abundante drenagem que dele verte. Algumas de tais saliências constituem destacadas serras como a que, com denominações variadas, separa, nos confins do Estado, águas do rio do Braço das do Bananal. A serra do Quebra-Cangalha deve ser considerada como o prolongamento ocidental, sustentado por gnaisses graníticos, de outro de tais espigões que do planalto da Bocaina avança pelo divisor de águas dos rios Paraitinga e Paraíba, a sul de Silveiras. Toda a borda ocidental do planalto é um fronte erosivo muito ativo, que vem recuando sob ação da drenagem do rio Paraitinga, que tem seus mais altos mananciais nas proximidades do pico Tira-Chapéu.

Parece-nos improvável que na Bocaina possam ser seguramente reconhecidos indícios de antigas superfícies de aplainamento, que possivelmente existiram, como reconhecíveis sobre a Mantiqueira. O relevo é muito fundamentalmente esculpido, dadas as reduzidas dimensões do planalto, sua grande altitude e situação entre o rio Paraíba e o mar (Foto 7).

O planalto da Bocaina, por sua situação e configuração, lembra um *horst* intensamente erodido, orientado a NE, mas desconhecemos fatos que confirmem tal hipótese. Suas escarpas marginais são fruto de viva erosão fluvial aliada aos processos de evolução das vertentes no clima úmido local, atuando sobre uma sequência heterogênea de rochas cristalinas. Não é improvável, contudo, que as escarpas voltadas para o oceano e o rio Paraíba



FOTO 7 – Aspecto dos campos da Bocaina, nas proximidades do pico da Boa Vista, onde nasce o rio Paraitinga. O planalto da Bocaina, de constituição predominantemente gnáissica, parece testemunhar uma superfície de aplainamento, talvez Japi, soerguida a cerca de 2.000 m, na antéclise da Mantiqueira, ao sul do rio Paraíba. Os indícios de tal superfície, todavia, acham-se quase completamente apagados no acidentado relevo do planalto, como se percebe na fotografia. À direita, ao fundo, o planalto descamba abruptamente para o Vale do Paraíba.

tenham se originado de acidentes tectônicos importantes, por ora desconhecidos, mas presumíveis.

#### *Médio Vale do Paraíba*

O Médio Vale do Paraíba é uma depressão alongada, apresentando relevo de colinas e baixos morros que separam os planaltos do Paraitinga e da Bocaina, das elevadas escarpas da Serra da Mantiqueira. O trecho paulista dessa zona tem cerca de 200 km de extensão, em que se não inclui pequena área dos municípios de Bananal e Barreiro, onde só parte da vertente meridional do vale pertence a território do Estado. Duas subzonas, de estrutura e relevo diversos, deixam-se naturalmente distinguir no vale: a dos *Morros Cristalinos* e a *Bacia de Taubaté*. A primeira compreende um relevo de morros e serras que separa a bacia de Taubaté da borda norte do Planalto do Paraitinga ou ainda constitui soleira no vale, entre as serras da Bocaina e da Mantiqueira. A Bacia de Taubaté é uma área tectonicamente deprimida que recebeu, possivelmente no Plioceno, sedimentação detrítica flúvio-lacustre. As altitudes dos Morros Cristalinos atingem 1.000 m e ainda mais na serra do Quebra-Cangalha, enquanto que o relevo suavizado da Bacia de Taubaté não ultrapassa cerca de 700 m s.n.m.

Adotamos os seguintes limites para a zona, que reconhecemos artificiais. A norte fazemo-los coincidirem com o divisor de águas dos rios Parateí e Jaguari. Após atravessarem este rio, seguem pelas faldas meridionais da serra do Palmital para alcançarem, pela borda da Bacia de Taubaté, os morros cristalinos que se avizinham do rio Paraíba nos municípios de Cachoeira Paulista, Cruzeiro, Lavrinhas e Queluz. À borda sul, seguem pelas faldas setentrionais da serra de Itapeti e após a travessia do rio Paraíba em Guararema, continuam-se pelo divisor deste rio com o Paraitinga, até as faldas do Planalto da Bocaina, por onde se estendem aos lindes do Estado. A oeste limita a zona o interflúvio dos rios

Tietê e Paraíba, enquanto que a leste ela termina nos confins estaduais. A área assim delimitada compreende cerca de 5.850 km<sup>2</sup>, dos quais a Bacia de Taubaté representa pouco mais de metade.

A subzona dos Morros Cristalinos tem estrutura predominantemente gnáissica, mas ocorrem micaxistos em área apreciável a SE de Taubaté, e em menores áreas isoladas. Granitos têm participação efetiva na estrutura da subzona, sobretudo à borda sul da bacia sedimentar, onde sustentam os elevados morros perlongados pela via Presidente Dutra entre Roseira e Guaratinguetá. Destacados morros graníticos também surgem no extremo SW da zona, suportando a serra de Itapeti nos municípios de Mogi das Cruzes e Guararema.

De reduzido significado geomórfico são as ocorrências de mármore dos municípios de Cruzeiro, Lavrinhas, Santa Isabel, Barreiro e Taubaté, assim como algumas de quartzitos. Vários diques verticais de diabásio atravessam os gnaisses, paralelamente às suas direções, mas sem formarem ressaltos topográficos significativos.

Através de toda a área cristalina da zona, é absoluto o predomínio de direções estruturais vizinhas de 50 a 55°NE. Os mergulhos das camadas, da xistosidade bem como o dos gnaisses, são geralmente superiores a 45°, posto que localmente sejam reduzidos, como na citada área de xistos a SE de Taubaté, onde a atravessa a rodovia para São Luiz do Paraitinga.

Entre os gnaisses existem tipos mais intensamente granitizados, como ocorrem no vale do rio Parateí, enquanto que outros, com caráter micáceo ou leptinitico, têm estruturas planares muito acentuadas, sendo menos resistentes à erosão que os primeiros. Julgamos sejam os mais frequentes nos Morros Cristalinos.

Os sedimentos que preenchem a Bacia de Taubaté são quase inteiramente detríticos, dispostos em camadas horizontais ou pouco deformadas por falhamentos, como bem se verifica nos cor-

tes da rodovia Presidente Dutra entre Caçapava e Tremembé. Existem na bacia duas formações. A inferior, cuja espessura excede 240 m em Tremembé, inclui depósitos fluviais e lacustres indicando apreciável represamento da drenagem, que em certo momento transformou a bacia em região de um ou vários grandes lagos. As camadas lacustres contêm folhelhos pirobetuminosos, com diversos fósseis que as datam, não muito seguramente, no Plioceno, embora idade mais moderna tenha sido aventada (R. da S. Santos e H. Travassos, 1955; C. de P. Couto, 1958). As camadas superiores, originadas maiormente em canais fluviais e planícies de inundação, são argilas mais ou menos arenosas, arenitos e menores lentes de conglomerados com seixos de quartzo, iniciando-se com conglomerado basal em que se notam fragmentos de folhelhos da formação inferior (F. Almeida, 1957, pág. 90). A espessura atual da formação superior, na região de Tremembé, alcança 90 m. É de se notar que existem fraturas na formação inferior que não atingem a superior, indicando que a atividade tectônica no vale prosseguiu durante a sedimentação.

A tectônica da bacia é relativamente bem conhecida na área de ocorrência dos folhelhos pirobetuminosos, nos municípios de Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba, graças a numerosas sondagens (J. M. Campos, 1952; Cons. Nac. do Petróleo 1952). Indicam existirem deformações nas camadas, que as inclinam para SSE, a partir da Mantiqueira, com altos estruturais transversais, além de sinclinais oblíquos ao eixo do vale. Falhas de grande ângulo e pequeno rejeito vêm-se nos cortes das rodovias e da ferrovia, nesses municípios.

Os Morros Cristalinos apresentam feições comparáveis às descritas, do Planalto do Paraitinga. Sem serem tão elevados, pois raramente se erguem a mais de 200 m sobre soallo dos vales, também constituem paisagens de “mar de morros”, em que grande quantidade de morros de modesta altura, com perfis muito suavizados, se espalham num labirinto de rios e córregos cujos traçados são muito influenciados pela estrutura. Numerosos de tais morros são “garupas” alongadas em direções NE que refletem a orientação dos gnaisses. Outros, que se destacam por seu porte, são relevos graníticos como o da Boa Vista e do Jaburu a sul de Aparecida, cuja altitude excede 1.000 m, embora situados ambos junto à borda da bacia sedimentar.

Após atravessar a Bacia de Taubaté, o rio Paraíba penetra na subzona dos Morros Cristalinos, investindo na soleira gnáissica de Cachoeira Paulista (ou Valparaíba, como foi originalmente

definida por F. Ruellan e A. de Azevedo, 1949, pág. 39). Ali apresenta longos estirões orientados a ENE, com bruscas deflexões para 45°SE, direção de fraturas dos gnaisses também seguida pela rede dos pequenos afluentes. O relevo, extremamente recortado em morros e garupas alongadas, ergue-se de 700 a 800 m s.n.m., crescendo em altura para as escarpas do Planalto da Bocaina. Mesmo junto ao rio, onde este atravessa angusta garganta nas imediações da estação de Engenheiro Bianor, as estruturas gnáissicas da serra da Fortaleza erguem-se a 900 m de altitude, dominando o rio de mais de 400 m. Entre esse atormentado relevo desenvolve-se, sinuosa, a antiga rodovia de São Paulo ao Rio de Janeiro, para alcançar Areias.

A Bacia de Taubaté apresenta relevo de baixas chapadas e amplas colinas de perfis pouco inclinados, suavemente convexos, num conjunto topográfico geralmente harmonioso, o que se deve ao caráter pouco consistente dos sedimentos. A montante de Tremembé é maior a amplitude local do relevo, que pode alcançar quase uma centena de metros. Ali ocorrem chapadas, sendo a mais notável a que de São José dos Campos (onde tem 600 m de altitude) se estende para SE, levando-se gradualmente, provavelmente em consequência do pendor das camadas, a 695 m, junto à borda cristalina da bacia. Para jusante de Tremembé o relevo dos sedimentos, desfeito em colinas, torna-se cada vez mais baixo e recortado, assim terminando, de modo brusco, junto à soleira cristalina de Cachoeira Paulista.

A drenagem da Bacia de Taubaté tem predominantemente caráter insequente, nada parecendo refletir das deformações das camadas, o que é atribuível à natureza pouco consistente destas.

Os rios, de perfis maduros, alojam-se em vales mais ou menos amplos, com pequenos soalhos aluviais. Provenientes das áreas cristalinas marginais, onde são muito adaptados às estruturas, efetuam bruscos cotovelos ao penetrarem na bacia. O rio Paraíba atravessa-a em curso extremamente sinuoso, desenvolvido em ampla e continua várzea cuja largura excede de muito a de sua faixa de meandros. A sedimentação quaternária antiga do vale deixou indícios em vários terraços, cujos níveis principais, segundo R. O. de Freitas (1956, pág. 281), se compreendem entre 10 a 15 m e 20 a 25 m sobre as várzeas atuais. Tais terraços se mostram entalhados nas colinas terciárias, tendo cobertura areno-argilosa vermelha com pequena espessura, e seixos rolados de quartzo em sua base. Ab'Saber (1956, pág. 290) chamou atenção para o papel

que representam como sítios das cidades do vale. Indicou, também, a presença de depressões periféricas no contato dos sedimentos com a borda sul da bacia, fato realmente claro na região atravessada pela rodovia de São José dos Campos e Paraibuna, mas obscuro na região a sul de Taubaté, onde as camadas terciárias penetram pelo vale do rio Una até bem dentro da morraria cristalina.

Diante dos imponentes relevos representados pelas serras da Mantiqueira e Bocaina, em contraste com a longa depressão ocupada pela Bacia de Taubaté, geólogos e geógrafos têm sido levados a admitir para o Vale do Paraíba uma origem tectônica, embora Moraes Rego (1932, pág. 12) acreditasse ter sido ele aberto por erosão diferencial atuando em faixa de rochas menos resistentes contidas em vasta dobra sinclinal. Anteriormente Otto Maull (1930) já havia sugerido uma tectônica de falhas para explicar a origem do vale, que ocuparia grande *graben*. Washburne (1930, pág. 116) sugeriu tratar-se de uma bacia de ângulo de falha, produzida pelo adernamento de um peneplano em direção à Mantiqueira, juntamente com atividades de falhas situadas próximo à serra. O falhamento teria ocorrido no Terciário superior, após a deposição dos folhelhos betuminosos, continuando-se provavelmente até o Pleistoceno (pág. 92).

O Médio Vale do Paraíba ainda não foi submetido a estudos geológicos de suficiente detalhe para que se possa descrever a real participação de deformações diastróficas em sua gênese. Há fatos conhecidos que permitem concluir-se não ser a erosão o único, ou principal fator de sua origem. As deformações de suas camadas, comprovadas por sondagens e pelo exame de exposições artificiais, são suficientemente indicativas do papel desempenhado pela tectônica na configuração geral do vale. É também significativo o fato de penetrar o rio Paraíba na soleira de Cachoeira Paulista em altitude de 513 m, enquanto que na planície de Tremembé, onde o rio está a 530 m, os sedimentos já foram perfurados em 240 m sem que se atingisse sua base, fato que os leva a mais de 200 m sob o nível do rio na soleira gnáissica. É de se supor que movimentos relativos havidos entre a soleira e o fundo da bacia tenham provocado o represamento desta, do que resultou a sedimentação, tal como na bacia de São Paulo. A maneira como os sedimentos da bacia ocupam parte dos vales dos rios Paraitinga, Paraibuna e Una indica que por ocasião da acumulação das derradeiras camadas da Bacia de Taubaté já o Planalto do Paraitinga apresentava relevo que não muito diferia do atual.

### *Serra da Mantiqueira*

No sentido adotado neste trabalho, a Serra da Mantiqueira em São Paulo é a zona do Planalto Atlântico que corresponde ao conjunto de elevadas escarpas, e morros mais ou menos isolados, em que o planalto sul-mineiro termina diante do vale do rio Paraíba. Suas maiores elevações em São Paulo erguem-se gradualmente, desde cerca de 2.000 m próximo ao extremo SW da zona, aos 2.580 m do pico da Serra Fina, ponto culminante de São Paulo, situado próximo à tríplice divisa estadual. Os desníveis, compreendidos de 1.500 a 2.000 m, entre a crista da Mantiqueira e as planícies do vale do Paraíba, tornam este relevo o mais abrupto do Estado e um dos mais destacados de toda a banda oriental do continente.

As divisas de São Paulo e Minas Gerais desenvolvem-se aproximadamente pelas cristas da serra da Mantiqueira, salvo na região de Campos do Jordão a São Bento do Sapucaí, onde adentram o planalto. A oeste, a zona da serra da Mantiqueira finda numa linha que da Pedra da Extrema, no município de Joanópolis, se dirige para sul, seguindo uma sequência de serras (Itaberaba, Pedra Branca, Juncal, etc.) cujas altitudes indicam que a superfície do Japi já não mais alcança as grandes elevações da antéclise do Paraíba, mas está se abaixando para o nível médio dos 1.200 m em que se mostra na Serrania de São Roque e no Planalto Paulistano.

A geologia da Serra da Mantiqueira, sobretudo no trecho paulista, é muito pouco conhecida em seus detalhes, fato lamentável, que deixa sem explicação muitas das características de seu atormentado relevo e propicia interpretações artificiais de sua origem. Sabe-se que nela predominam rochas de natureza gnáissica, em sua maioria de origem metassedimentar, pois que incluem quartzitos, mármore e mesmo metaconglomerados. Todavia, é muito variada a natureza mineralógica e estrutural desses chamados gnaisses. Parece predominarem, nas várias seções que temos percorrido, biotita-gnaisses, rochas acentuadamente listradas, provavelmente oriundas de sedimentos pelíticos. Passam, localmente, a biotita-xistos, posto que raros nesta zona. Com o aumento da quantidade de quartzo, apresentam-se variedades de gnaisses quartzosos, em transição para verdadeiros quartzitos e itacolomitos, rochas estas que desempenham destacado papel na sustentação das proeminências topográficas da Mantiqueira paulista. Outros gnaisses se distinguem macroscopicamente de granitos, na orientação planar pouco acentuada que

apresentam nos afloramentos. São, provavelmente, granitos laminados, pois que muito uniformes em sua massa. Temos visto, também, gnaisses anfíbolíticos e verdadeiro anfíbolitos, de provável origem eruptiva. É frequente, nos gnaisses da serra da Mantiqueira, a presença de venulações de material granítico em escalas variadas, emprestando-lhes caráter de migmatitos. Não parecem abundantes os gnaisses facoidais nessa zona. Diques de eruptivas básicas, sobretudo frequentes em disposições paralelas aos lineamentos regionais, temo-los visto em todas as seções examinadas. No extremo norte-oriental da zona os gnaisses acham-se penetrados de grande corpo de nefelina sienitos, constituindo o maciço de Passa Quatro.

Ao longo de toda a zona têm absoluto domínio as direções vizinhas de 55°NE, dos principais lineamentos, sejam resultantes de orientação das camadas ou de estruturas impostas pelo metamorfismo dinâmico. As estruturas planares inclinam-se quase sempre para o vale do Paraíba, com ângulos superiores a 45°. Disso resulta manifesta assimetria nos perfis das serras e morros testemunhos de erosão, e mesmo de certos detalhes da morfologia das principais escarpas, mostrando-se geralmente mais acentuados os declives que fazem face à grande serra que os voltados para o vale.

Direções de fratura, sejam diáclases ou falhas, orientadas sobretudo a NNE, ENE e NNW, manifestam-se localmente no traçado da drenagem.

Muito variam essas rochas quanto à resistência que oferecem à erosão. Biotita-gnaisses e mica-xistos são as menos resistentes, pelo que preferidas para abertura dos vales longitudinais. Constituem as primeiras a maior parte do relevo de baixos morros que, nas faldas da serra, limitam a Bacia de Taubaté. Aos gnaisses graníticos, facoidais ou quartzíticos, bem como aos quartzitos, cabe o principal papel na sustentação, seja das mais elevadas cristas e picos da serra, como o de Itapeva a SE de Campos do Jordão, Focinho de Cão a oeste de Piquete ou os altos picos situados a oeste da garganta da ferrovia, seja de destacadas serras e morros testemunhos mais ou menos isolados, que o recuo erosivo das grandes escarpas vem abandonando, como as serras do Palmital e do Buquira a norte de São José dos Campos, o Alto da Rapadura e noroeste de Pindamonhangaba ou algumas das elevadas serras da extremidade ocidental da zona (Itaberaba, Mato Mole, Bananal, etc.). Localmente cabe aos granitos papel de certa importância na proteção do relevo. Assim é que neles se estabeleceu o divisor de águas das bacias dos rios Sapucaí-

Mirim e Buquira, a norte de São José dos Campos. Também graníticos são diversos morros dos municípios de Santa Izabel, Igaratá e Joanópolis, na subzona ocidental. Às eruptivas alcalinas cabe a responsabilidade de suportarem o alto maciço ele Passa Quatro, de que se destaca a maior elevação do Estado, o pico da Serra Fina.

No estudo do relevo da Serra da Mantiqueira convém distinguir-se duas subzonas. A oriental compreende a área situada a leste do município de Monteiro Lobato. Essa subzona é essencialmente a borda escarpada, de origem tectônica, muito erodida, do Planalto de Campos do Jordão e de sua continuação ao Itatiaia. A ocidental, que se estende daquele município aos confins da zona, tem origem mais complexa, pois que além de corresponder ao fronte erodido do bloco de falha, também inclui grande área cujo relevo resulta da profunda escultura do planalto sul-mineiro, não só pelos rios da bacia do Paraíba como da do Tietê. De tal modo, têm os dois trechos aspectos topográficos inteiramente diversos. O oriental é uma escarpa complexa, muito festonada, sulcada por profundas gargantas em que se alojam rios que descem precipitadamente das bordas do planalto. Às faldas das escarpas principais situam-se morros mais ou menos isolados, em disposição alongada a ENE, direção predominante em todo o relevo da Mantiqueira. Em sua maior parte, os rios que descem as escarpas têm traçados que independem dos lineamentos estruturais, porém a estes se adaptam seus menores afluentes ou suas cabeceiras, como é particularmente o caso do alto curso do rio Piracuama, a sul de Campos do Jordão. Todavia, fato interessante, que muito bem se observa no exame da Folha de Pindamonhangaba, da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, é a brusca deflexão para leste apresentada pelos rios que descem das escarpas, ao se avizinharem da Bacia de Taubaté, em todo o trecho compreendido entre os municípios de Taubaté e Piquete. Trata-se, provavelmente, de notáveis casos de captura, pois que em seguimento ao trecho do rio a montante do brusco cotovelo, sempre existe o de outro rio que vai direto ao Paraíba.

Os cimos da serra, neste trecho, ou correspondem à simples borda do planalto, como nas nascentes dos rios Guaratinguetá e Piaguí, ou são realmente cristas suportadas por camadas muito resistentes de gnaisses graníticos, como em parte do trecho diante de Cruzeiro, onde se acham alguns dos mais altos picos do Estado. Entretanto, o pico da Serra Fina acha-se numa grande intrusão de ro-

chas eruptivas alcalinas que constitui o maciço de Passa Quatro (F. Penalva, 1963), vizinho ao maciço, igualmente alcalino, do Itatiaia.

Na subzona ocidental da Mantiqueira paulista, o frontão serrano recuou profundamente de seu alinhamento, pela expansão da bacia do Paraíba através da erosão realizada pelos seus afluentes, os rios Jaguari e Buquira. A oeste do vale do rio Sapucaí-Mirim, e próximo dele, ainda subsiste o Planalto de Campos do Jordão, embora já muito entalhado, mas à medida que desse vale nos afastamos, depara-se-nos uma região cada vez mais montanhosa, agora dominada pela erosão realizada através das altas bacias dos rios Atibaia, Jaguari e Camanducaia. Os cimos da serra do Juncal, elevando-se a cerca de 2.070 m no pico de São Domingos, e ainda o pico do Selado na serra dos Poncianos, testemunham a extensão pretérita da superfície de erosão cimeira do Planalto de Campos do Jordão, mas este, como feição topográfica, já não mais se reconhece, fundamente entalhado como se mostra, pela drenagem daqueles rios. Geomorfologicamente definimos a região como de montanhas complexas, maturamente dissecadas, antes peneplanada em nível que hoje está a cerca de 2.000 m, altitude que cai gradualmente para o limite ocidental aqui estabelecido para a zona, onde alcança cerca de 1.400 m. A Serra da Mantiqueira, como escarpa de linha de falha lindeira de um planalto deixa de existir, sendo o nome genérico aplicado a um conjunto de serras alinhadas no divisor de águas da bacia do rio Jaguari, confluyente do Atibaia, com as deste e do Jaguari afluyente do rio Paraíba.

Em toda a subzona ocidental da Mantiqueira, faz notar-se a perfeita adaptação da drenagem às direções das estruturas gnáissicas regionais. Rios há, como o Buquira, que têm trechos de traçado essencialmente retilíneo segundo essa direção, que se manifesta de maneira mais ou menos acentuada em toda a drenagem principal da zona. Verdade é que o rio das Cabras e trecho do rio do Peixe (ambos da bacia do Paraíba), manifestam claramente orientação NNE, que corresponde a uma direção de fraturas importantes em toda a região cristalina do Planalto Atlântico em São Paulo. A adaptação às direções ENE é ainda mais notável quando se compara a drenagem das duas subzonas, pois que na oriental as influências estruturais no traçado dos cursos d'água são bem mais limitadas. Uma conclusão que se impõe, do jugo dos coletores mestres da Mantiqueira ocidental às direções estruturais, é que toda essa drenagem se estabeleceu por erosão remontante, após o soerguimento da superfície Japi

na região, não subsistindo vestígios da drenagem primitiva, tais como o rio Sapucaí-Mirim. Note-se que a oeste da Serra da Mantiqueira, na zona Cristalina do Norte, a principal drenagem independente da estrutura, tendo sido a ela imposta, com toda probabilidade, a partir da cobertura paleozoica. Os próprios rios Jaguari, Atibaia e Camanducaia, que se mostram tão submissos às imposições estruturais na zona da Mantiqueira, libertam-se inteiramente de tal jugo, ao passarem à zona Cristalina do Norte. Já a principal drenagem da subzona oriental parece haver resultado do próprio conjunto de deformações que criaram a serra, pelo que menos adaptada se mostra à estrutura.

A origem da subzona oriental tem sido admitida, e vários fatos parecem confirmá-la, como sendo o fronte escarpado, intensamente erodido, de um bloco falhado. Em seu recuo, parece já estar grandemente apoiado em camadas muito resistentes à erosão, tais como os quartzitos em que se encontra o pico de Itapeva, a faixa de gnaisses porfíricos a leste da garganta do Embaú ou as eruptivas alcalinas do maciço de Passa Quatro. Desconhece-se a posição das falhas, que tanto podem se achar na área atualmente exposta, das rochas cristalinas, como recobertas pelos sedimentos da bacia de Taubaté. Tais falhamentos certamente se estenderam à subzona ocidental, mas as escarpas que lhes corresponderiam, talvez devido à menor resistência oposta à erosão pelas rochas regionais, recuaram de tal modo ante a drenagem das bacias dos rios Buquira e Jaguari que perdendo continuidade, desfizeram-se em morros e cristas mais ou menos isolados. O fato foi certamente agravado pela penetração, na área do primitivo planalto, da drenagem subsequente da bacia do Tietê, que conduziu à total destruição do planalto cristalino a oeste do vale do rio Sapucaí-Mirim.

Qualquer tenha sido a origem primeira do desnivelamento manifestado pela Mantiqueira, é necessário reconhecer-se que a topografia ali hoje exposta é fruto exclusivamente de fenômenos erosivos. As escarpas principais, recuadas alguns quilômetros de suas posições originais, acham-se apoiadas em rochas resistentes. Assim, em quase todo o trecho situado entre os vales dos rios Piquete e Piracuama, extenso de 50 km e dos mais notáveis da Mantiqueira pela regularidade de seus cimos, a testa das escarpas é suportada por poderosas estruturas quartzíticas, que contrastam com a resistência bem menor dos biotita-gnaisses de suas faldas. Procurar ver nessas escarpas um produto direto de falhamento, como tem sido feito, é menosprezar a

influência litológica e o poder da erosão diferencial. Os elevados picos existentes entre a garganta do Embaú e a atravessada pela ferrovia para Passa-Quatro são suportados por gnaisses graníticos. O recuo do fronte serrano na subzona ocidental possivelmente reflete a falta de proteção por litologias resistentes, pelo que, ao menos no trecho onde a rodovia para Campos do Jordão galga a serra, as escarpas recuaram em área de biotita-gnaisses para se apoiarem numa faixa de granitos que amplamente se estende em território mineiro.

De tal modo, apresenta a Serra da Mantiqueira analogias evidentes com a Serrania Costeira. A subzona oriental equivale à Serra do Mar, em que houve menor recuo das escarpas, por logo encontrarem apoio em rochas resistentes. Mesmo feições de detalhe são comparáveis. Assim, o rio Piracuama, logrando vencer a resistência oposta pelo espesso pacote de quartzitos do Serrote, expandiu seu vale para ENE, em traçado subsequente, que acompanha o contato desses quartzitos com biotita-gnaisses, enquanto que em seu afluente pela margem direita fez coisa idêntica para WSW, diante do pico Agudo, de tal modo criando-se ali perfeita réplica, em menor escala, da feição de “pinças de caranguejo” da serra do Mar diante de Santos.

Por outro lado, a Mantiqueira ocidental, onde drenada para o Paraíba, equivale à subzona da Serra de Paranapiacaba, como uma escarpa de origem tectônica recuada muitos quilômetros de seus acidentes originários, tendo diante de si uma topografia de morros que vivamente manifesta as orientações estruturais, e vales subsequentes que se vêm expandindo por erosão remontante.

#### *Planalto de Campos do Jordão*

É esta zona um planalto tectonicamente elevado, de estrutura cristalina complexa, maturamente dissecado a partir de uma superfície de aplainamento que nivela seus cimos a cerca de 2.000 m de altitude. As amplitudes totais de seu movimentado relevo atingem poucas centenas de metros. Não procuraremos delimitá-la, pois que dela só reduzida fração pertence a território paulista. Consideraremos particularmente o trecho do planalto compreendido entre o vale do rio Sapucaí-Mirim a oeste, e o do Sapucaí a montante de Itajubá e seu afluente, o rio das Bicas, a leste.

O planalto limita a sul em escarpa de origem tectônica, a serra da Mantiqueira. A norte, no trecho considerado, finda em alinhamento de morros que, vindo da serra da Água Limpa a leste de Itajubá, segue pela do Pouso Frio ao morro dos Dias (1.870

m), a sul de Brasópolis, e daí ao do Machado (1.697 m) a SW de Paraisópolis. Julgamos provável que também este seja um limite tectônico, pois que acompanha de perto importante alinhamento que, no sul de Minas Gerais, dirigido a cerca de 55°NE, separa a área gnáissica da Mantiqueira e vale do Paraíba, onde predominam estas mesmas direções tectônicas, da região a norte, onde os lineamentos, em áreas grandemente constituídas de xistos, dirigem-se predominantemente de 25° a 35°NE. Enquanto que no planalto os interflúvios com frequência erguem-se acima de 1.800 m de altitude, a norte do citado alinhamento o relevo é sensivelmente mais baixo, só excepcionalmente atingindo 1.700 m. Parece-nos admissível a hipótese de corresponder tal linha tectônica a uma zona de falhamentos antigos, modernamente reativados com o soerguimento do planalto acima do testemunho importante da superfície de aplainamento dos Campos do Ribeirão Fundo. Assim, seria o planalto um *horst*, como suposto por R. O. de Freitas em 1951.

No trecho ora considerado o Planalto de Campos do Jordão, e em particular sua área pertencente a São Paulo, apresenta constituição geológica idêntica a de seu rebordo, a serra da Mantiqueira. As rochas nele predominantes são termos mesometamórficos de uma espessa sequência de sedimentos detríticos, com rochas carbonatadas subsidiárias. Os termos psamíticos acham-se representados por quartzitos e itacolomitos, que em pacotes espessos de dezenas a centenas de metros, possivelmente repetidos por tectônica adequada, suportam alguns dos mais proeminentes espigões da zona. Nos quartzitos que sustentam a borda sudeste do planalto, onde se ergue o pico do Itapeva, reconhecemos intercalações de metaconglomerados com seixos muito deformados de granito, gnaiss e quartzo, não sendo improvável que representem sequência basal de um grupo de sedimentos.

As camadas originalmente pelíticas acham-se metamorfizadas em rochas que variam de biotita-gnaisses mais ou menos micáceos, geralmente bem listrados, a gnaisses quartzosos em transição para quartzitos, ou ainda verdadeiros micaxistos, termos estes que são escassos no planalto. Nas escarpas da vertente meridional do rio do Baú verifica-se claramente o fato de quartzitos algo micáceos, em espessuras de metros a dezenas de metros, intercalarem-se nos biotita gnaisses. Também nestas rochas se incluem mármores dolomíticos de

ocorrência restrita na zona, limitada ao vale do rio dos Marmelos, a norte de Capivari.

Gnaisses graníticos, provavelmente representantes de eruptivas tectonicamente laminadas, ocorrem localmente, como entre Santo Antônio do Pinhal e a estação de Eugênio Lefèvre, ou ainda no vale do rio Sapucaí-Mirim pouco a sul de São Bento do Sapucaí. Muito frequentemente as rochas metamórficas do planalto mostram-se injetadas de veios de material granítico.

As rochas descritas apresentam estruturas planares notavelmente orientadas entre 50° e 55°NE. Seus mergulhos, quando não verticais, são geralmente muito fortes, fazendo-se para SSE mais frequentemente que em sentido oposto, de modo a sugerirem repetição de camadas por dobramento cerrado.

O quadro geológico apresentado, embora incompleto, permite compreender-se alguns fatos da morfologia da zona.

Apresenta o Planalto de Campos do Jordão um relevo de longos espigões orientados a ENE, muito recortado por intenso ravinamento, desfeito em morros de variadas dimensões, que sempre guardam acentuada suavização de seus perfis convexos. Os mais altos espigões são sempre sustentados pelas rochas mais resistentes, sejam quartzitos, gnaisses quartzosos ou gnaisses graníticos. É todo ele um relevo muito acidentado, pois que não raro os desníveis locais entre os altos dos espigões e o fundo dos vales próximos excedem valores de 300 m. As proeminências topográficas erguem-se a cerca de 2.000 m, altitudes particularmente frequentes à borda sudeste do planalto, nos campos quartzíticos onde se situa o divisor de águas das bacias dos rios Grande e Paraíba do Sul. Tal nivelamento das

proeminências topográficas, independentemente da distância às bordas do planalto ou à posição relativa à rede de drenagem, é indício seguro de uma antiga superfície de aplainamento que o afetou, a “superfície dos Campos” ali identificada por E. de Martonne (1943, pág. 537). O nivelamento da crista quartzítica da Mantiqueira no trecho paulista do planalto, a leste do rio Piracuama, dá bem ideia da uniformidade original de tal superfície. Para o interior seus indícios são menos claros, pois que mais profundamente entalhados os vales e menos resistentes os gnaisses que o constituem. Por isso, não é sem surpresa que se observa o relevo movimentado do planalto (Foto 8) após examinar-se ao longe, de Taubaté ou Pindamonhangaba, o surpreendente nivelamento dos cimos da Mantiqueira. O fato fala claramente em favor de se ter originado o relevo do planalto, de uma forte retomada de erosão a partir dessa primitiva superfície.

No trecho ora considerado, o Planalto de Campos do Jordão é fartamente irrigado através de densa rede de drenagem perfeitamente hierarquizada, tributária do rio Grande através da alta bacia do rio Sapucaí. Os maiores coletores têm traçados quase normais às estruturas, pois que fluem de sul para norte. O mais notável entre eles é o Sapucaí-Mirim, cujos mananciais se encontram numa depressão da serra da Mantiqueira, a 1.130 m de altitude nas nascentes do rio Preto Pequeno. Seu vale, próximo a Paraisópolis, acha-se a cerca de 850 m, de altitude, portanto a um milhar de metros abaixo da superfície cimeira do planalto. É, por isso, ladeado de altas serras, que nada mais são que espigões gnáissicos que para ele avançam, seguindo a direção ENE das estruturas. Do mesmo modo, em notável alinhamento NNW, normal, portanto



FOTO 8 – Também o Planalto de Campos do Jordão testemunha uma antiga superfície de erosão, soerguida a cerca de 2.000 m de altitude, na antéclise da Mantiqueira. Manifesta-se tal superfície no subnivelamento dos altos topográficos, como se percebe nesta fotografia, tornada nos confins da bacia do rio Sapucaí-Guaçu, a SE de Campos do Jordão.

às direções estruturais da região, desenvolve-se o vale do rio Sapucaí a montante de Itajubá e seu prolongamento, rio das Bicas, mas ao contrário do Sapucaí-Mirim, amplo e evoluído abrigando rio que se desenvolve tortuoso em planície aluvial, são aqueles dois, vales profundos, apertados entre morros. O rio das Bicas, nos 17 km em reta, de seu curso, desce cerca de 900 m, fato que bem ilustra a profundidade de entalhamento do relevo da zona.

Trechos extensos, normais às estruturas, são encontrados em diversos rios do planalto, como o Vargem Grande, mas a drenagem menor da zona é essencialmente subsequente, dirigida a ENE, perfeitamente adaptada aos lineamentos estruturais. Acha-se abrigada em vales mais ou menos profundos, com vertentes suavizadas, desfeitas em colinas arredondadas que tão bem ornaram a paisagem dos arredores da cidade de Campos do Jordão.

O trecho paulista do Planalto de Campos do Jordão estende-se através da parte superior das bacias dos rios Sapucaí-Mirim, Sapucaí-Guaçu e do ribeirão da Vargem Grande. Nos arredores de Campos do Jordão apresentam-se alguns dos mais típicos aspectos do planalto, como o vale subsequente do rio Capivari, em cujas vertentes colinosas se disseminam as edificações da cidade, e os espigões quartzíticos, testemunhando em seus cumos a alta superfície de aplainamento, nos quais se

encontram os picos do Itapeva (2.050 m), do Imbiri (1.950 m) e a Pedra do Baú (1.900 m), ilustrada na foto 9. Como vale subsequente, entalhado profundamente no planalto, o trecho paulista da zona possui o do rio do Baú. Embutido entre elevadas serras quartzíticas, fundo de quase 800 m diante da Pedra do Baú, é ele próprio escavado em biotita-gnaisses. Ilustra bem a maneira como a drenagem vigorosa dos rios transversais, o Bicas e o Sapucaí-Mirim, avança no Planalto de Campos do Jordão, progredindo, por erosão remontante ao longo das faixas de rochas menos resistentes.

A origem das feições observadas no Planalto de Campos do Jordão parece que deve ser buscada no soerguimento e uma superfície de erosão muito evoluída, possivelmente uma peneplanície, que julgamos seja Japi. Ao se elevar, como parte de grande antéclise em cujo eixo se abateu o graben do Paraíba fluía sobre ela a drenagem para norte. Assim rejuvenescido, embutiu-se profundamente o vale do rio Sapucaí-Mirim, antes ainda de serem ativos os falhamentos que originaram as escarpas da serra da Mantiqueira. Realmente parece não poder explicar-se por simples erosão remontante a garganta naquela serra, onde tem origem esse rio, baixa de 900 m em relação à superfície de aplainamento que a nivela, cujos testemunhos existem também a oeste, nos altos nivelados da serra dos



FOTO 9 – O Planalto de Campos do Jordão acha-se entalhado centenas de metros, pela rede de drenagem da alta bacia do rio Sapucaí. Restam testemunhos da antiga superfície de erosão, elevados a quase 2.000 m e mantidos por quartzitos ou gnaisses quartzosos, como a aresta vertical que aí se vê, constituindo a denominada pedra do Baú, por onde passam os limites de São Paulo e Minas Gerais.

Poncianos e morros do divisor de águas dos rios Camanducaia e das Três Orelhas. Assim nos parece justificável classificar como antecedente o vale do Sapucaí-Mirim, que teria sido decapitado pelos falhamentos da Mantiqueira. É de se indagar se não é esta a explicação da origem das outras grandes gargantas na serra, como a do Embaú e a que dá acesso à ferrovia, a norte de Cruzeiro.

Com o embutimento da drenagem dos primitivos vales transversais, e a partir deles por erosão remontante, ganhou desenvolvimento a drenagem subsequente, com o que a superfície cimeira de aplainamento foi inteiramente destruída, pois que dela só reconhecemos indícios e não restos, poupados justamente onde se poderia esperar encontrá-los, isto é, no mais remoto interflúvio das duas grandes bacias, preservados nos cimos das mais resistentes estruturas. Assim se repete no Planalto de Campos do Jordão o mesmo fato que observamos nos campos do Ribeirão Fundo, onde os indícios da superfície Japi se acham belamente preservados sobre um batólito granítico.

O relevo do planalto acha-se perfeitamente adaptado à rede hidrográfica subsequente, portanto mais jovem que a superfície de aplainamento. Em função de níveis de base locais ligados a essa rede, e em altitudes sensivelmente mais baixas que as daquela superfície, vem evoluído o relevo de “mar de morros”, tão característico das regiões cristalinas superúmidas do Brasil tropical, em altas e baixas altitudes, onde a ação das enxurradas, tão bem analisada por F. Ruellan (1952), aliada à profunda decomposição química dos gnaisses, é importante fator do fracionamento das formas topográficas e empresta às vertentes acentuada regularização em função de níveis de base locais. Disso resulta o aspecto de maturidade do relevo do planalto, que outra coisa não herdou da superfície cimeira de aplainamento que o nivelamento de seus mais resistentes espigões.

A drenagem da bacia do rio Grande, por sua própria origem, penetra fundamente no planalto, mas a tributária do Paraíba, no trecho ora em questão pouco progresso fez em tal sentido, a despeito do vigor que lhe concedem o clima úmido local e o baixo nível de base. O fato parece não resultar somente da idade relativamente moderna dessa drenagem, como de vir o fronte erosivo recuando num conjunto de rochas muito resistentes, dispostas quase verticalmente, e sem as facilidades de acesso que os vales transversais antecedentes propiciam à drenagem do rio Grande. Onde vencidas essas estruturas, expande-se longitudinalmente a drena-

gem do rebordo do planalto, dele separando espigões paralelos às escarpas da Mantiqueira, criando feições análogas às da Serra do Mar, como já acima comentamos.

### *Serrania de São Roque*

Consideramos a Serrania de São Roque o mais típico entre os planaltos cristalinos paulistas, não só pela diversidade de suas estruturas e formas de seu acidentado relevo como pela clara participação que em sua origem tiveram as superfícies de aplainamento Itaguá e Japi. Além disso, não reconhecemos nessa zona a ação de movimentos tectônicos modernos que possam ter desempenhado papel saliente em sua configuração.

A Serrania de São Roque é um planalto cristalino montanhoso, maturamente dissecado, cobrindo área triangular com cerca de 3.300 km<sup>2</sup>. Suas maiores elevações alcançam cerca de 1.250 m de altitude, enquanto que os soalhos de seus vales se acham geralmente entre 600 e 750 m.

O limite sul da zona desenvolve-se às faldas meridionais das elevadas serras que o separam dos planaltos Paulistano e de Ibiúna. A leste, confina com área mais elevada e acidentada, onde termina a Mantiqueira. Também a norte a Serrania de São Roque é orlada de um cordão montanhoso, em que se destaca seu principal acidente, a serra do Japi. É ao mesmo tempo um limite topográfico e estrutural como é o seu limite norte-ocidental, que fazemos coincidir com a orla das camadas paleozoicas, linha que assinala o fronte de recuo da cobertura detrítica que originalmente ocultava grande parte da zona.

Excetuadas poucas e reduzidas áreas de sedimentação cenozoica, a zona em questão é quase inteiramente constituída de rochas do Grupo São Roque e granitos que nelas penetraram. Sua parte central é atravessada, no sentido ENE, por ampla faixa, atingindo o rio Jundiáí, de filitos que passam localmente a micaxistos, rochas a que se associam corpos mais ou menos volumosos de quartzitos, mármore e metabasitos. Poderosas intrusões graníticas e menores corpos de anfibolito penetram nessas rochas. A estrutura é muito complexa, a Folha Geológica de Jundiáí, recentemente publicada pelo Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo, dando ideia dessa complexidade na região centro-oriental da zona. Nela se verifica que as camadas, variadamente inclinadas mas sempre com grandes mergulhos, têm orientação geral para ENE. Moraes Rego (1932, pág. 29) interpretou a tectônica da área como sucessão de

dobras frequentemente isoclinais, com falhamentos de empurrão produzindo estruturas imbricadas, assim como falhamentos das camadas de quartzito e mármore responsáveis por sua descontinuidade. Corpos graníticos intrromperam-se nos núcleos das dobras. Numa seção geológica do pico do Jaraguá aos confins setentrionais da zona, na serra dos Cristais, Moraes Rego ilustrou esse tipo de tectônica, devida à intensa compressão que sofreram as camadas do ortogeossinclíneo.

À borda meridional da Serrania de São Roque apresenta-se a parte terminal de vasto batólito granítico concordante, aflorando em faixa contínua entre que se intercalam, como “roof pendants”, numerosas mas pequenas inclusões de rochas xistosas. Tais rochas, a que se associa significativa faixa de quartzitos da serra de Pirucaia ganham importância à borda sul da faixa granítica já nos confins da zona com o Planalto Paulistano, à margem direita do rio Tietê. L. F. de Moraes Rego e T. D. de Souza Santos (1938) mapearam e descreveram a estrutura granítica da serra da Cantareira, assim como os filitos à sua margem sul. F. Almeida (1953) ali identificou importante zona de falhamentos antigos, cuja reativação moderna estaria relacionada com o tectonismo originário da Bacia de São Paulo. Por sua vez, J. M. Coutinho (1953) estudou as relações do batólito granítico com as rochas xistosas e calcários, da região de São Roque.

No canto norte da zona o recuo erosivo da borda da cobertura paleozoica vem descobrindo área de granito não porfirítico, rosado, muito quartzoso, que se estende continuamente do vale do rio Tietê ao do Jundiá, além deste ter alcançado o do rio Capivari.

Através da maior parte dessa zona geomórfica é muito acentuada a adaptação topográfica às estruturas acima descritas. À faixa do batólito

granítico corresponde a um suceder quase contínuo de destacadas serras: do Bananal a norte de São Miguel Paulista; da Cantareira e Itaqui, diante da cidade de São Paulo; de Taxaquara ou São João do Inhaíba e São Francisco, no divisor dos rios Tietê e Sorocaba, etc. Além delas, numerosos morros graníticos destacam-se nos interflúvios: Votorantim, Catanumi e Botucavaru, entre outros. Todo esse relevo granítico é muito acidentado, com vertentes abruptas e desníveis totais de algumas centenas de metros. A serra da Pirucaia é o único acidente topográfico de monta, de constituição quartzítica, próximo à orla sul da zona.

Alguns estudiosos têm procurado ver nessa sequência montanhosa da borda sul da Serrania de São Roque uma continuação da Serra da Mantiqueira. Não nos parece justificável tal interpretação, por se tratar de regiões de estrutura e origem inteiramente diversas: uma origina-se da exumação de granitos e metassedimentos da série São Roque com o entalhe da superfície Japi, enquanto que outra é um elevado degrau de origem tectônica e estrutura predominantemente gnáissica do Complexo Brasileiro.

A faixa xistosa do interior e norte da serra mostra relevo heterogêneo, muito recortado, em que se destacam corpos graníticos, como os morros do Juqueri e Tico-Tico, e quartzíticos. Estes alcançam altitudes de 1.200 a 1.250 m, observadas no tradicional morro do Jaraguá e na crista monoclinial quartzítica do Buturuna (Foto 10), a sul de Pirapora do Bom Jesus. O mais importante relevo quartzítico da zona é, contudo, a serra do Japi, com os morros que em torno dela se agrupam, no divisor dos rios Jundiuvira e Tietê, e à margem esquerda deste, a serra de Guaxatuba. É todo esse relevo extremamente escabroso, muito se salientando na topografia por se rodear de vales amplos e baixos,



FOTO 10 – O Morro do Buturuna, diante da cidade de Pirapora do Bom Jesus, que se vê na fotografia, é um dos muitos relevos quartzíticos que movimentam a topografia da Serrania de São Roque.

traçados na região xistosa atravessada pelos rios Tietê, Jundiuvira, Guapeva e Jundiáí. É flagrante o contraste entre os abruptos da serra do Japi e seus cumos nivelados em altitudes compreendidas entre 1.200 e 1.250 m.

As áreas de filitos e calcários, estas por serem diminutas, desempenham papel discreto na configuração montanhosa da zona. Sustentam morros de perfis suavizados, embora às vezes bem inclinados, e baixas colinas em que não raro se podem inferir testemunhos de superfícies de erosão evoluída e de baixa altura, que favorecem a penetração das vias de comunicação e o povoamento. Tal é o vale do rio Juqueri nos municípios de Franco da Rocha e Mairiporã e toda a região a SE de Sorocaba, estudada por E. O. Santos (1952).

Nos confins das bacias dos rios Juqueri e Jundiáí, pela simples razão de sua situação geográfica, num interflúvio importante, a faixa de filitos e micaxistos suporta relevo montanhoso bem destacado, que recebeu as denominações de serras dos Cristais e do Botujuru. As altitudes ali alcançam 1.000 m, e mesmo 1.075 m no morro do Mursa, na primeira delas.

Fato digno de nota, já antes por outros observado, é a maneira como na faixa noroeste da Serrania de São Roque todo o relevo perde gradualmente altura até se ocultarem as rochas pré-cambrianas sob a cobertura carbonífera. Vê-se isso claramente quando se atravessam áreas graníticas existentes entre os vales dos rios Tietê e Capivari e ainda no ângulo ocidental da zona, nas serras de São Francisco e Inhaíba, a oeste de São Roque. A serra de Itaguá, à margem direita do rio Tietê, a leste de Itu, com justa razão empresta seu nome à “superfície pré-permiana” de Martone, por se tratar do melhor exemplo que conhecemos, de testemunho dessa antiga superfície de aplainamento. A rodovia que liga Jundiáí a Itu, após atravessar a região de xistos e gnaisses a norte da serra do Japi, passa a se elevar rapidamente, desde 750 m a quase 1.000 m de altitude, galgando o relevo granítico da serra de Itaguá, recoberto de caos de blocos originados da decomposição esferoidal da rocha. Atingindo seus altos, desce para o rio Tietê, por entre os testemunhos nivelados dessa superfície de erosão, que ali mergulha de 25 m/km para NW, para se ocultar sob a cobertura do Grupo Tubarão entre Itu e Itaiçi. Observações essencialmente semelhantes podem ser feitas entre São Roque e Sorocaba, ao longo da ferrovia (v. E. O. Santos, 1952).

Tem sido sugerida a existência de falhas para explicar certos detalhes do contato das ro-

chas cristalinas com as carboníferas. Da Depressão Periférica, nos confins da Serrania de São Roque. Assim, J. L. Rich (1953, págs. 21-23) julgou possível a existência de falhamento pós-glacial na referida zona de contato, entre Indaiatuba e Campinas, que seria responsável pelo desnível de uma centena de metros existente entre o relevo cristalino aplainado e a zona sedimentar, mais baixa. Pareceu-lhe excluída a possibilidade de tal desnível representar topografia de erosão normal, mas pensamos que seja esta a explicação mais adequada. Também T. Knecht (1946, págs. 116-118) indicou a possibilidade de existir uma falha na serra de São Francisco, onde testemunho de sedimentos do Grupo Tubarão, a 830 m de altitude, foi por ele encontrado próximo a Ventania, nas imediações da escarpa da serra, ali elevada a 950 m de altitude. O granito que sustenta a serra estaria em contato por falha, com os filitos à sua borda norte. E. O. Santos (1952, págs. 6-7), partindo de tal observação, interpretou a abrupta vertente da serra como uma escarpa exumada de linha de falha.

A hidrografia da Serrania de São Roque também mostra grande subordinação à estrutura geológica. Na área de rochas xistosas do interior da zona o extenso vale longitudinal do rio Juqueri, sobretudo a montante de Franco da Rocha, está adaptado a faixa de xistos entre granitos que sustentam o morro do Juqueri, a serra do Ajuá e o morro Votorantim. Também o vale do rio Jundiuvira se acha delicadamente adaptado a uma faixa de filitos situados entre as poderosas estruturas quartzíticas à borda sul da morraria do Japi. Direções de fratura orientadas a NNE e NW respondem pelo traçado dos ribeirões e córregos da área xistosa, bem como pelo curioso traçado em ziguezague do rio Tietê entre Santana do Parnaíba e Cabreúva. Os soalhos desses vales apresentam estreitas planícies aluviais descontínuas onde tem sido garimpado ouro e lavradas argila, areia e cascalho.

A faixa granítica a sul da zona é uma poderosa barreira hidrográfica que só o Tietê e o Sorocaba lograram vencer (Foto 11). Ao penetrarem na zona dominada pela superfície Itaguá, ambos esses rios, e o Jundiáí, têm seus gradientes muito aumentados, passando a percorrer verdadeiros cânions encravados nas rochas graníticas que ali se apresentam. O rio Sorocaba precipita-se da serra de São Francisco em profunda garganta, descendo 200 m em cerca de uma légua. O Tietê, por sua vez, desce uns 100 m entre Porto do Japi e Salto, em trecho, em reta, que mal alcança 4 léguas, e em que atravessa a serra de Itaguá. Bela visão aérea do boqueirão que abriu



FOTO 11 – O rio Tietê, avistado ao longe, atravessa a região granítica e quartzítica da Serrania de São Roque em profundo vale, apertado entre morros como os que se veem na fotografia, tomada da rodovia de Jundiá a Itu, próximo ao local onde, em sentido contrário, foi tomada a fotografia 2.

nessa serra é representada em fotografia publicada por P. C. Florençano (1950, Foto 6). Também o rio Juqueri desce cerca de 120 m em pouco mais de 5 léguas que separam a cidade de Jundiá da estação de Itaiçi, onde entra em contato com os sedimentos paleozoicos.

A origem das grandes formas de relevo e da rede de drenagem da Serrania de São Roque enquadra-se perfeitamente no que tem sido admitido para o Planalto Atlântico paulista em geral. A superfície de aplainamento Japi, não sensivelmente deformada, estabelece um teto para o relevo, a 1.200 - 1.250 m de altitude, só atingido nas mais poderosas estruturas da área, as serras do Japi e da Cantareira. A morraria granítica geralmente ergue-se a uma centena de metros abaixo desse teto, por ser menos resistente a rocha que o quartzito. As áreas em xistos, as rochas mais brandas, constituem relevos ainda menos salientes, que só se avizinham de 1.100 m na serra dos Cristais devido a uma situação topográfica favorável; é nelas que se desenvolve a maior parte da drenagem secundária, em cursos subsequentes. A faixa noroeste da zona, que numa largura média de 20 a 30 km se estende ao domínio da superfície Itaguá, tem seu relevo progressivamente deprimido para NW, acompanhando o declive dessa superfície, da ordem de 25 m/km, no trecho entre as seções São Roque-Pirapitingui e Jundiá-Itaiçi. O soerguimento em massa, do Planalto Atlântico, permitiu ao rio Tietê superimpor seu vale, a partir da superfície Japi, às estruturas cristalinas da serra. Os rios Sorocaba e Jundiá, formados após o entalhe desta superfície, e que têm seus altos cursos adaptados às estruturas

antigas, lograram vencê-las por superimposição consequente, a partir da cobertura sedimentar paleozoica, na área em que a superfície Itaguá vem sendo erodida.

#### *Zona Cristalina do Norte*

Adotando para essa zona a designação empregada pelo Conselho Nacional de Geografia em 1946, definimo-la como a faixa de rochas pré-cambrianas, extensa de 200 km, cuja área de cerca de 11.200 km<sup>2</sup> constitui transição entre as terras altas do sudoeste mineiro e a região sedimentar mais baixa, da Depressão Periférica. Trata-se de uma zona de estrutura complexa, cujo relevo montanhoso tem seus cimos condicionados, a oeste, pela superfície de aplainamento Itaguá, motivo pelo qual não se erguem a mais de 1.200 m sobre o mar, porém a leste ultrapassam tal valor, podendo mesmo alcançar cerca de 1.600 m de altitude, pois se estendem à área de influência da superfície Japi, deformada por falhas e flexuras nos confins com Minas Gerais.

Os limites ocidentais da zona deixam-se muito naturalmente traçar pela orla dos sedimentos carboníferos, por motivo já antes justificados. A sul fazemo-la terminar no vale do rio Jundiá, limite estrutural e topográfico, pois que ali finda a área de rochas predominantemente gnáissicas e graníticas, para ceder lugar aos xistos da Serrania de São Roque. A norte e oriente os limites da zona são muito artificiais, por seguirem os lindes do Estado, que em maior parte não se traçam por acidentes topográficos. Entre os vales dos rios Jundiá

e Atibaia os limites orientais da zona acompanham aproximadamente a região onde a superfície Japi passa a se erguer para formar a alta zona tectônica da Mantiqueira e do Planalto de Campos do Jordão. O limite estadual atravessa o Planalto de Poços de Caldas, que só em muito pequena parte é território paulista.

A constituição geológica dessa zona ainda é mal conhecida. Sabe-se que nela predominam gnaisses, com intercalações subsidiárias de micaxistos e quartzitos, mas são numerosas as *bossas e stocks* graníticos, como ocorrem a SE de Atibaia, na região a NE de Bragança Paulista, a norte e leste de Campinas, vizinhanças de Pinhal e de São José do Rio Pardo, etc. Muito localmente se mostram intrusões de anfíbolitos e diques de diabásio. Predominam, através da maior parte da zona, lineamentos dirigidos de 20° a 40°NE, particularmente nítidos do vale do rio Mogi Guaçu para sul. No setor norte da zona, todavia, ganham importância lineamentos para NW ou ENE.

Nos vales dos rios Jundiá, Atibaia, Jaguari e alguns outros, existem pequenas bacias sedimentares cuja acumulação precedeu o ciclo atual. São camadas de areia mais ou menos argilosa, argila e cascalho, em espessuras provavelmente não maiores que 30 m. A sedimentação moderna é insignificante, limitada a planícies terraceadas, cuja maior largura pouco excede a da faixa de meandros dos rios que as drenam.

A natureza litológica, a situação relativa das superfícies Itaguá e Japi e as deformações que estas sofreram, ditam a configuração geral da topografia da zona, a altitude a que se elevam os morros e a amplitude local do relevo. Como sempre, são granitos e gnaisses quartzosos as rochas que sustentam as maiores saliências topográficas, embora localmente, como a SW de Socorro ou a norte de Lindoia, tal papel caiba a quartzitos. Áreas de micaxistos, gnaisses micáceos, anfíbolitos e outras rochas menos resistentes, foram escavadas em vales subsequentes ou relevo colinoso em que se situam as cidades de Jundiá, Atibaia, Itapira, etc. As camadas supostas pliocênicas, limitadas aos vales, acham-se desfeitas em baixas colinas, visíveis em trechos dos rios Atibaia a montante de onde o atravessa a rodovia de Itatiba e Amparo; do Jundiá nas proximidades da cidade homônima, no médio vale do rio Jundiá-Mirim, etc.

Do rio Jaguari Mirim (águas do Mogi Guaçu) para sul distinguem-se claramente, na altitude em que se erguem os principais morros e serras, as áreas de domínio das superfícies Itaguá e Japi,

esta tectonicamente soerguida a leste da zona. A primeira apresenta-se, na região compreendida entre os vales dos rios Mogi Guaçu e Jundiá, com declividade para WNW, da ordem de 18 a 26 m/km, como o mostram as seções da figura 1. De tal modo, numa faixa disposta junto à orla dos sedimentos paleozoicos, com largura de ordem de 25 a 30 km, os altos dos mais destacados relevos erguem-se uniformemente para leste, onde alcançam altitudes de 1.100 a 1.200 m, nas serras de Cocais e das Cabras a leste de Campinas, na das Águas Claras a norte de Serra Negra ou nas serras da Boa Vista e Bebedouro, a leste de Pinhal. As maiores áreas graníticas guardam claramente indícios do prévio nivelamento imposto pela superfície Itaguá. Assim é na região atravessada pelos rios Jaguari, Camanducaia e Atibaia a leste e nor-nordeste de Campinas, onde as áreas divisoras são colinas e garupas cujos cimos se erguem gradualmente para leste. O fenômeno, particularmente claro logo a leste de Jaguariuna, também é observável na região granítica atravessada pela rodovia de Mogi Guaçu e Pinhal, ao se aproximar desta cidade.

A maior distância da orla dos sedimentos paleozoicos passa a impor-se o domínio da superfície Japi não deformada, presente nas altitudes entre 1.100 a 1.250 m existentes, por exemplo, na região maiormente gnáissica dos arredores de Bragança Paulista ou nas cristas monoclinais quartzíticas niveladas, existentes entre Socorro e Serra Negra, que separam vales subsequentes, afluentes do rio do Peixe.

No extremo SE da zona, nos municípios de Socorro, Bragança Paulista, Atibaia e Piracaia, altas serras gnáissicas e graníticas elevam-se cada vez mais para leste, entre 1.200 e 1.600 m sobre o mar, em evidente transição para a proeminente serrania da Mantiqueira. Analisamos, linhas acima, as relações desse alto relevo com as deformações sofridas pela superfície Japi, erguida a cerca de 1.600 m nos Campos do Ribeirão Fundo, em Minas Gerais, e a 2.000 m, na Mantiqueira. Ali existem grandes saliências topográficas, como a serra granítica de Itapetinga, a SE de Atibaia, que domina a várzea do rio Atibaia com altura de quase 600 m.

O setor norte da zona, além do rio Jaguari Mirim, mostra relevo mais complexo. Nas vizinhanças da orla sedimentar é ainda a superfície Itaguá que determina o teto local a que se elevam os morros graníticos próximos à estação de Itobi (E. F. Mogiana), ou ainda a acidentada morraria, igualmente granítica, atravessada pelo rio Pardo na região de São José do Rio Pardo. Mesmo na área

gnáissica do extremo norte da zona, entre Mococa e Tapiratinga, julgamos haver reconhecido indícios da superfície Itaguá, que dali penetra em Minas Gerais, para nivelar as montanhas graníticas e quartzíticas existentes entre São Sebastião do Paraíba e Jacuí, numa das quais, a chamada serra da Fortaleza, determinamos valor de 22 m/km pra declive da citada superfície em direção a oeste.

Já na região vizinha ao Planalto de Poços de Caldas, o relevo da Zona Cristalina do Norte manifesta perturbações tectônicas que levaram a superfície Japi a se erguer a cerca de 1.550 m, não só no maciço alcalino que sustenta aquele planalto como na região gnáissica vizinha, a noroeste dele, nas serras da Fartura (ou do Mirante), do Boqueirão e da Forquilha, nos municípios de São Sebastião da Gramma, Vargem Grande do Sul e Divinolândia (Foto 5). Embora a verdadeira natureza dessa tectônica não possa ser descrita com minúcias, por insuficiência de trabalhos de campo, parece-nos que falhamentos ali atuaram mesmo após a sedimentação do Grupo Bauru, elevando à altitude da 1.550 m o testemunho arenítico cretáceo da serra do Mirante. Tais perturbações, que em parte certamente acompanharam as intrusões do maciço alcalino, afetaram os sedimentos do Grupo Tubarão em Águas da Prata, cidade que se acha sobre um bloco de falha adernado para SW, em que o embasamento gnáissico é recoberto diretamente por uma sequência de sedimentos típicos do Grupo Tubarão, como o indicaram F. Almeida e O. Barbosa em 1953. Sobre tais sedimentos, a base da Formação Botucatu acha-se a cerca de 900 m de altitude, enquanto que a do Grupo Bauru no testemunho horizontal da serra do Mirante, está 600 m mais elevada, valor só explicado por desnivelamento tectônico. Também a essa deformação deve atribuir-se o fato de existir tão elevado testemunho como o da serra do Mirante, distante menos de 20 km da orla dos sedimentos paleozoicos.

A drenagem da Zona Cristalina do Norte manifesta em seu traçado, as características fundamentais comuns a todo o Planalto Atlântico paulista. Tanto nas áreas de domínio da superfície Itaguá quanto na da Japi não deformada, todos os principais coletores são transversais às estruturas orientadas a NE - NNE, pelo que seus vales apresentam trechos angustos, onde rompem camadas mais resistentes, que servem de níveis de base locais, condicionando a evolução dos vales nos trechos intermediários. Nestes podem apresentar-se amplas calhas entre montanhas, com relevo colinoso onde às vezes se percebem indícios de

“strath terraces”. Assim, o do vale do rio Jaguari desenvolve-se a montante de resistente soleira granítica estabelecida no prolongamento das estruturas que suportam a serra das Cabras no município de Campinas. Vestígios dessa superfície de erosão antiga estendem-se às partes baixas da região de Bragança Paulista, para morrerem às faldas do morro da Guaripoca. A cidade muito a ela deve seu sitio favorável. Superfícies idênticas podem ser percebidas no vale do rio Atibaia a montante da soleira granítica do morro Agudo do Franco, onde se acha a usina hidroelétrica de Salto Grande. No vale do rio Jundiá extensa área gnáissica de tal modo evoluiu a montante da soleira granítica de Itupeva, criando condições favoráveis de relevo que foram proveitosamente utilizadas no traçado da via Anhanguera para atingir Campinas, e da rodovia de Jundiá a Itu, no trecho que antecede a região de Caxambu. A maior parte dos formadores do rio Capivari, outros que os provenientes das serras do Jardim e Cocais, surge entre os testemunhos dessa mesma superfície, que se estende à alta bacia do rio Capivari onde, no contato com os sedimentos paleozoicos, faz o pequeno mas claro ressaltado que J. L. Rich (1953, págs. 21-22) supôs ser devido a falhamento.

Embora adaptações às direções estruturais sejam notadas no traçado dos principais rios superimpostos, como observáveis no Jundiá, Atibaia, Jaguari, Camanducaia, do Peixe e Pardo, pois que são rios com perfis de modo geral pouco evoluídos, é na rede dos seus menores afluentes que mais fazem sentir-se as direções dos lineamentos estruturais. Já ao adentrarem as regiões onde a superfície Japi se encontra deformada, os rios principais passam a se traçar de modo subsequente, fato que bem se percebe nos vales dos rios Jaguari e Atibaia, e no do Peixe através do traçado do rio Cachoeirinha.

Os fatos apontados indicam que a origem das maiores formas topográficas e da rede de drenagem na Zona Cristalina do Norte deve ser sobretudo procurada em três fatos: as deformações pós-cretáceas, a superimposição de uma drenagem pretérita a partir da cobertura paleozoica da superfície Itaguá e da que possa ter existido sobre Japi, e o entalhe, por erosão diferencial, das estruturas pré-cambrianas expostas nessas duas superfícies. O fato significativo da adaptação do traçado da drenagem dos maiores coletores, às direções estruturais dos gnaisses na área da superfície Japi deformada, rios que a jusante dessa região são contidos em vales epigênicos, parece confirmar ser a deformação posterior à elaboração da superfície Japi.

Durante a evolução, provavelmente policíclica, que se seguiu ao entalhe da superfície de aplainamento Japi, foram postas em relevo as estruturas mais resistentes, do mesmo modo que o descobrimento da superfície Itaguá com o recuo da orla dos sedimentos paleozoicos, vem dando origem a formas topográficas salientes nos locais onde se expõem granitos e gnaisses quartzosos. A montante de soleiras suportadas pelas rochas mais resistentes evoluíram superfícies de erosão locais, cuja simultaneidade não pode ser confirmada. Tais soleiras parece terem desempenhado papel importante na acumulação de camadas, pliocênicas ou mais novas, existentes nos principais vales, da mesma maneira que ainda hoje condicionam a presença de menores planícies aluviais de nível de base.

#### *Planalto de Poços de Caldas*

É essa zona uma pequena unidade morfoestrutural representada por um planalto montanhoso, de configuração circular, destacado 300 a 500 m sobre a maior parte do relevo cristalino que o rodeia. Acha-se estritamente estabelecido numa chaminé de rochas eruptivas alcalinas, à resistência das quais deve sua proeminência e configuração. Embora sua área alcance 800 km<sup>2</sup>, só insignificante parte dela, não mais que uns 100 km<sup>2</sup>, pertence ao território paulista, pelo que a compreensão de seu relevo exige apreciação de toda a área do planalto. Tal parte compreende o vale do córrego do Quartel, serra do Quartel e seu prosseguimento meridional, a do Paiol, e a extensão daí ao pico do Gavião (1.600 m de altitude). A divisa interestadual também em parte se desenvolve sobre uma das elevadas serras do planalto, a de Poços de Caldas.

A estrutura geológica do Planalto de Poços de Caldas, recentemente mapeada e descrita por R. Ellert (1959), corresponde a vasta chaminé de intrusões alcalinas, com seção circular medindo cerca de 33 km de diâmetro. Na área paulista apresentam-se rochas piroclásticas, com intercalações de aglomerados e lavas ankaratríticas expostas sobretudo no vale do córrego do Quartel, onde se lhes associam sedimentos dos Grupos São Bento e Tubarão, em camadas perturbadas pelas intrusões alcalinas. Estas são principalmente foiaitos e tinguaitos, rochas resistentes, que suportam serras e maiores elevações. Os tinguaitos participam de grande dique anelar quase contínuo, que circunda o planalto. Intrusivas fonolíticas são de há muito conhecidas à margem oriental do vale do córrego do Quartel. Nas vizinhanças da cidade de Águas da Prata, e em áreas isoladas do interior do planalto,

ocorre arenito Botucatu afetado pelas intrusões alcalinas. Naquela cidade também existem camadas típicas do Grupo Tubarão, pois que até tilito com seixos facetados e estriados pode ser visto na subida da estrada para a fazenda Retiro, a leste da cidade, a despeito do que A. Bjornberg (1959) rejeitou a hipótese de Derby (1887) de serem carboníferas certas camadas do córrego do Quartel, optando por sua idade triássica.

O relevo do planalto vem evoluindo a partir de uma superfície de erosão que nivela seus mais altos cimos em altitudes compreendidas entre 1.550 a 1.600 m. Tal superfície não se limitou à área eruptiva, estendendo-se à região gnáissica a noroeste dela, em São Paulo, nivelando as serras do Mirante, da Forquilha e do Boqueirão, sobre as quais perde altura para oeste. Julgamos tratar-se da superfície de aplainamento Japi, elevada do mesmo modo como o foi na região dos Campos do Ribeirão Fundo, como acima descrevemos. Nas áreas de rochas gnáissicas a superfície foi destruída, achando-se o relevo de 300 a 400 m mais baixo que ela, mas seus indícios sobexistem onde tais rochas foram fenitizadas pelo contato com as eruptivas, como na serra de Caldas. Sobre a chaminé alcalina, a maior resistência das rochas eruptivas permite ao relevo manter-se elevado, nas altas bacias dos rios das Antas e Verde. A poderosa armadura constituída pelos espessos diques anelares de tinguaito que circundam cerca de três quartas partes da periferia do planalto representa, em toda a área drenada para o rio das Antas, uma resistente barreira, destacada com alinhamento contínuo de altas serras que se elevam ao nível da superfície aqui tida como Japi (Foto 12). Só o vale do ribeirão do Quartel logrou penetrar tal barreira, tendo podido fazê-lo onde a espessura do dique anelar se reduz a poucos metros e, sobretudo, onde uma faixa de rochas piroclásticas e de sedimentos se aproxima da borda do planalto. O profundo vale, de caráter subsequente a montante de Águas da Prata, estende-se angusto, até vizinhanças de Cascata, alcançando o planalto em sítio onde, provavelmente, capturou águas do rio das Antas, o que explicaria o cotovelo de Cascata, no traçado deste ribeirão.

Toda a bacia do rio das Antas, no planalto, apresenta-se com relevo de extrema suavização, embora acidentado mas com amplitudes locais que raramente ultrapassam 150 m. Esse é o relevo que penetra em território paulista, atingindo a região de Cascata, para morrer às faldas da serra do Quartel. Ele vem claramente evoluindo em função de nível de base local, representado pelos quartzitos

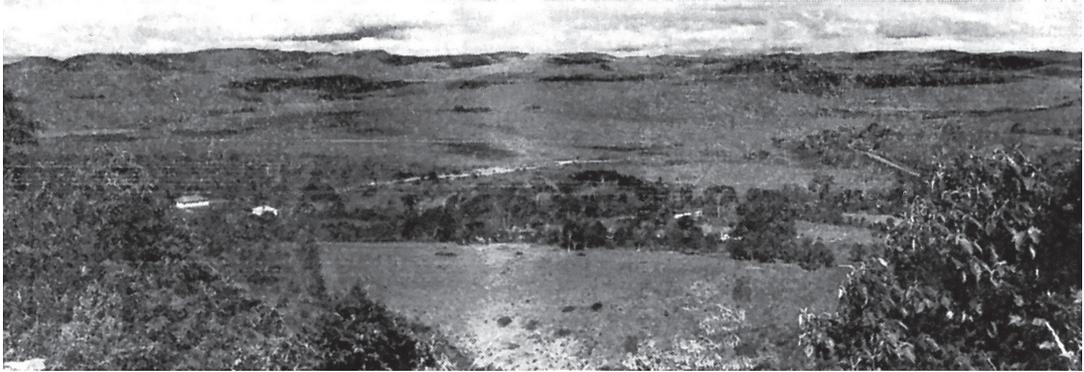


FOTO 12 – O Planalto de Poços de Caldas é outro testemunho de uma superfície de aplainamento, tectonicamente erguida a cerca de 1.600 m de altitude. Dela, porém, nada mais resta que indícios, representados pela altitude média a que se erguem seus mais altos relevos. Os campos do planalto desenvolvem-se numa superfície mais nova, que vem evoluindo na alta bacia do rio das Antas, em função de níveis de base locais estabelecidos em quartzitos e nos grandes diques anelares que circundam o planalto.

Botucatu da cachoeira do Ozório e sobretudo pela poderosa estrutura tinguaitica do dique anelar, saliente na serra de Poços, que o rio atravessa em agosto boqueirão, vencendo desnível de quase 200 m em pouco mais de 3 km de curso. Já à borda SE do planalto, em território mineiro, inexistente o dique anelar, pelo que a drenagem da alta bacia do rio Verde penetrou amplamente no planalto, entalhando-o em relevo muito mais movimentado que o da bacia do rio das Antas.

Parece provável que o Planalto de Poços de Caldas se limite por falhas a sul, como supôs Ellert, mas a oeste tais falhas acham-se claramente manifestadas, em direções submeridianas, na região das rochas sedimentares de Águas da Prata. São falhas antigas, que provavelmente acompanharam o processo magmático, mas que devem ter sido reativadas por ocasião do soerguimento da superfície de erosão cimeira do planalto durante o Terciário. Também L. King (1956, pág. 208) julgou ver indícios de falhas antigas nas escarpas e vales ocidentais do planalto.

#### *Planalto de Ibiúna*

A pequena unidade do relevo paulista, pois que não tem mais que 1.200 km<sup>2</sup>, a que chamamos Planalto de Ibiúna, é perfeitamente individualizada, no interior do Planalto Atlântico. Dominada quase inteiramente pela superfície Japi não deformada, apresenta-se como um planalto cristalino maturamente dissecado, suas mais altas serras, todas graníticas mal alcançando 1.100 m de altitude, enquanto que seus vales estão entre 850 e 900 m de altitude. Afetado por uma superfície de erosão mais moderna, que se estende através da alta bacia do

rio Sorocaba o interior do Planalto de Ibiúna apresenta relevo suave, de morros que mal ultrapassam uma centena de metros de altura, entre os quais se espalham relevos mais salientes, testemunhos da superfície mais antiga.

O limite meridional do Planalto de Ibiúna é uma sequência contínua de serras, que para seu interior, se elevam até uma centena de metros, porém caem 200 m ou mais para o vale do rio Juquiá, constituindo feições locais da serra de Paranapiacaba. Seu limite norte, fazemo-lo coincidir com as faldas de outra serra, a de Taxaquara ou São João. A leste o planalto descamba em nítido degrau, com uma centena de metros de desnível, para o Planalto Paulistano, limite que foi detalhadamente estudado pelo autor em 1958. A divisa ocidental do Planalto de Ibiúna estende-se da serra de São Francisco para sul, acompanhando o divisor de águas das bacias dos rios Sorocaba e Pirapora até atingir a crista da serra de Paranapiacaba.

Na estrutura do Planalto de Ibiúna apresentam-se sobretudo rochas graníticas e ortognais-ses, mas nele penetram micaxistos de ampla faixa atravessada pelo ramal Mairinque-Santos, da E.F. Sorocabana, além da estação de Caucaia do Alto. Os granitos da borda norte pertencem ao batólito de Pirituba (serra da Cantareira), mas os da zona sul, assim como os micaxistos, têm sido atribuídos ao Complexo Cristalino, sendo os mesmos granitos cinzentos, geralmente não porfíricos, dos arredores de Itapecerica, Mauá e do vale do rio São Lourenço. Nas áreas deprimidas do relevo, no vale do rio Sorocá-Mirim onde o atravessa a rodovia de Cotia a Ibiúna, identificamos sedimentos de mesmo caráter litológico que as camadas de São Paulo, do vale do Tietê. Preencheram depressões de um

relevo de morros, talhadas na superfície de erosão do Alto Sorocaba. Devem alcançar uns 30 m de espessura.

Os mais destacados relevos do planalto situam-se em seu setor meridional, nas serras graníticas que, com nomes de Itatuba, de São Sebastião, do Abreu e do Chiqueiro, representam as cumiadas da serra de Paranapiacaba. No interior do planalto, nas águas dos rios Sorocá-Buçú, Sorocá-Mirim e do ribeirão da Graça, granitos mantêm destacado relevo, que na serra da Caucaia quase atinge 1.100 m de altitude. Fora dessas áreas graníticas de relevo mais saliente, espalham-se pelos vales e seus divisores, morros e baixas colinas de perfis convexos suavizados, geralmente compreendidos entre 900 e 1.000 m de altitude. Nas proximidades dos rios Sorocá-Mirim e Sorocá-Buçú as colinas são talhadas na cobertura sedimentar areno-argilosa acima referida. Todo esse relevo harmonioso e suavizado termina bruscamente às faldas da serra granítica de Taxaquara, cujas escarpas o dominam quase 200 m.

A drenagem do Planalto de Ibiúna dirige-se quase toda para o rio Sorocaba, que dele se precipita na serra de São Francisco, encaixado em profunda garganta. A zona oriental do planalto, contudo, vem sendo invadida pela drenagem do rio Tietê, através da alta bacia dos rios Cotia e Embu Mirim, em processo que analisamos em trabalho anterior. Como consequência, a borda oriental do planalto é extremamente festonada, recortada por vales que se aprofundam rapidamente, entre espigões que em geral não se elevam acima do nível médio de 950 m da superfície de erosão do Alto Sorocaba. Cotia (850 m) e Itapeçerica da Serra (905 m) acham-se a meia altura entre os dois planaltos que ali confinam, na zona de conflito da drenagem das bacias dos rios Sorocaba e Tietê, onde esta vem tendo nítida vantagem, por motivos óbvios.

Devido à natureza geológica predominantemente granítica, não são acentuadas as influências estruturais no traçado da rede de drenagem, que se fazem sentir sobretudo na área de micaxistos orientados a NE, assim como nos entalhes orientais do planalto, onde nele penetra a drenagem do Tietê seguindo direções NE a NNE.

Parece clara a origem do Planalto de Ibiúna. Seu relevo originou-se do entalhe da superfície Japi, cujos indícios hoje nele se encontram a uns 1.100 m de altitude. Sua área norte-ocidental possivelmente sofreu influência da superfície Itaguá, pelo que a serra de São Francisco não alcança a altitude da serra de Taxaquara. Quando já muito adiantada se achava a destruição da superfície Japi

e traçados os vales atuais, ao longo deles, provavelmente durante o Terciário superior, o ciclo erosivo atingiu estágio muito avançado, desenvolvendo-se nas áreas de rochas mais brandas, um *strath* condicionado o nível de base local oferecido ao rio Sorocaba pelos granitos da serra de São Francisco. Nos posteriores entalhes dessa superfície de erosão local vieram a se acumular as camadas areno-argilosas de possível idade pliocênica. Desconhecemos as causas da deposição, que podem estar ligadas a deformações do solo havidas na zona da serra de São Francisco.

#### *Planalto Cristalino Ocidental*

Assim propomos denominar-se estreita e elevada faixa montanhosa, longa de 220 km e com cerca de 5.200 km<sup>2</sup>, que encima a serra de Paranapiacaba, separando a Província Costeira da Depressão Periférica a oeste do Planalto de Ibiúna. Limita-o a sul o divisor de sua drenagem com as águas que se despejam na serra de Paranapiacaba. A norte termina na orla dos sedimentos paleozóicos, clara fronteira estrutural e geomorfológica.

As rochas metamórficas mais abundantes no Planalto Cristalino Ocidental são os filitos do Grupo São Roque, mas se lhes associam calcários, quartzitos, metabasitos e outras, que assumem importância local. São, contudo, extremamente abundantes granitos porfíricos, intrusivos em tais rochas, cabendo-lhes papel de destaque no suporte dos principais divisores de água e de longos trechos da crista da serra de Paranapiacaba. Diques verticais de diabásio, alguns com dezenas de metros de espessura e quilômetros de extensão, dirigidos em maioria a noroeste, são frequentes na área ocidental do planalto, onde podem sustentar menores saliências topográficas. As camadas, e principais lineamentos, orientam-se a ENE, que também é a direção dos batólitos graníticos. Os mergulhos das camadas são geralmente muito acentuados, do que decorre tendência para se apresentarem em cristas monoclinais.

As maiores formas do relevo acham-se condicionadas à natureza e disposição dos corpos rochosos do planalto e à situação em relação às superfícies de aplainamento que nivelaram suas estruturas. Na região de Itapeva, a superfície homônima inclina-se de uns 18 m/km para NNW, e possivelmente um pouco mais, na bacia do rio Itararé. Sua área de influência não alcança mais que uns 25 quilômetros a sul da orla do arenito Furnas, nela seus indícios fazendo sentir-se nos altos nivelados

das serras graníticas e quartzíticas, como a chamada Serrinha, a sul de Itapeva.

A superfície de Itaguá determina o teto da maior área do planalto por ser este muito estreito, cabendo quase todo na sua zona de influência. São seus indícios belamente visíveis nas grandes áreas graníticas, cujos cimos subnivelados caem gradualmente em direção à Depressão Periférica, em declive geralmente compreendido entre 17 a 20 m/km. Exemplifica o fato a serra granítica a SW de Piedade, a chamada serra da Bateia, atravessada pela rodovia para Juquiá. São igualmente claros os indícios dessa superfície logo a sul de Capão Bonito, em área granítica que vem sendo descoberta do capeamento carbonífero. A SE de São Miguel Arcaño, onde o Planalto Cristalino Ocidental mal alcança 15 km de largura, e sendo a crista da serra de Paranapiacaba ali constituída de filitos, o relevo quase nada se realça em relação ao da Depressão Periférica, pois mal atinge 900 m de altitude. Esta observação tem levado alguns investigadores a considerarem inadequado o qualificativo de Depressão Periférica aplicado à faixa sedimentar paleozoica, mas trata-se de fato local, que não nos parece invalidar aquela designação. Realmente, logo a leste desse trecho o divisor de águas dos rios Turvo e Sarapuí é um elevado espigão granítico belamente nivelado pela superfície Itaguá, que se ergue a cerca de 1.050 m na crista da serra de Paranapiacaba.

A superfície Japi apresenta reduzida mas significativa área de influência, limitada aos municípios de Apiaí e Ribeirão Branco. Nivelam importantes espigões graníticos, entre os rios São José do Guapiara, Apiaí-Guaçu e Taquari Guaçu, que atingem altitudes muito regulares, de 1.050 a 1.150 m, em ampla área que vai desde as mais altas cristas da serra de Paranapiacaba (Foto 13), na orla sul da zona, até onde passam a se deprimir

as serras sob influência das superfícies Itaguá ou Itapeva. A chamada serra do Capote, de constituição quartzítica, situada a NE de Ribeirão Branco, é o mais expressivo testemunho dessa superfície em todo o planalto, pois alcança altitudes de 1.250 m. Também a serra quartzítica de Itapirapuã parece um importante testemunho da superfície Japi, representada no nivelamento de seu topo a 1.200 m, nível que aparentemente é o mesmo da crista da cuesta devoniana, nos chamados Campos de São Pedro, a sul de Itararé.

Irriga o Planalto Cristalino Ocidental uma farta rede de drenagem, cujos coletores principais têm mananciais à sua borda sul, nos cimos da serra de Paranapiacaba, e sistematicamente se dirigem para N ou NNW, em busca da Depressão Periférica. São, de tal modo, aproximadamente normais às direções estruturais do planalto. Salvo pequena área nos arredores de Piedade, toda a drenagem é tributária do rio Paranapanema. Seus rios apresentam fortes gradientes, em cursos perturbados por numerosos acidentes rochosos que originam rápidos e cachoeiras. Seus vales, apertados entre morros que se podem elevar a 200 m ou mais, são às vezes profundas gargantas, quando encaixados nas áreas graníticas e quartzíticas. Entre elas merece menção a do rio Apiaí-Guaçu na serra do Capote, que sobre as águas ergue seus cimos de 300 a 400 m.

Quase todos os principais rios do planalto, ao se avizinharem da orla dos sedimentos paleozóicos, apresentam rápidos ou cachoeiras de certa importância, como as têm os rios Sarapuí, Sorocaba, Paranapanema, Apiaí-Guaçu, Taquari Mirim, etc. É a extensão da "fall line", que já chamara atenção de Preston James (1942, pág. 473), tratada em detalhe por Ab'Sáber (1953). Tais acidentes são particularmente notáveis quando a rocha descoberta pelos sedimentos é granítica, como é o caso dos

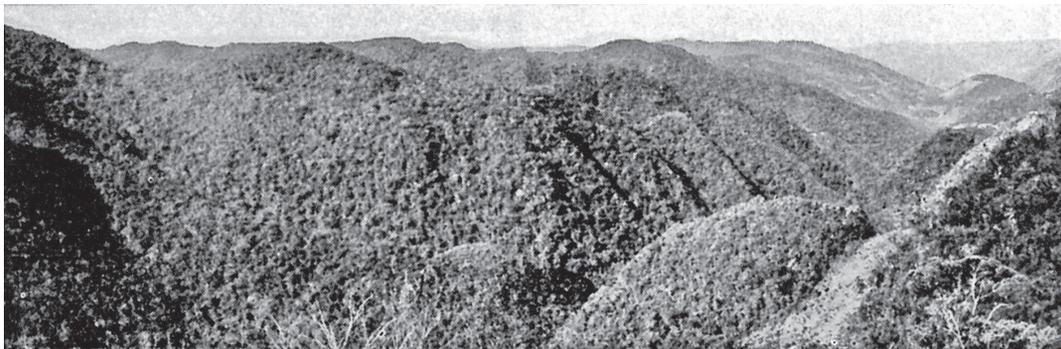


FOTO 13 – A fotografia mostra a serra de Paranapiacaba, localmente chamada da Boa Vista, com seus cimos nivelados a quase 1.200 m pela superfície Japi, profundamente entalhada pela alta bacia do rio Betari, tributário do Ribeira. Rochas calcárias respondem localmente pela escabrosidade deste relevo.

rios Sorocaba, Turvo (afluente do Itapetininga), Sarapuí, Pirapora e Claro.

A origem do relevo e da rede de drenagem dessa zona parece-nos clara e perfeitamente enquadrável no esquema genético que de há muito se admite para a rede hidrográfica paulista. Por estender-se em maior parte à área de domínio da superfície Itaguá, a drenagem se superimpõe às estruturas nela expostas, a partir da cobertura carbonífera, à medida que esta vem recuando por erosão. Quando massas importantes de granitos e quartzitos são aí expostas, surgem serras e morros isolados cuja altitude diminui de acordo com o declive dessa superfície. A linha de quedas d'água é uma consequência natural da diversidade de resistência das rochas ali em contato. Na limitada área de influência da superfície de aplainamento Japi, a superimposição dos vales fez-se a partir dela, como o comprova o boqueirão do rio Apiaí-Guaçu na serra do Capote, que também atesta a antiguidade do sentido da drenagem, do planalto cristalino para o interior da bacia sedimentar do Paraná.

Naturalmente toda a drenagem do planalto vem tendo seus mananciais absorvidos pelo recuo das escarpas da serra de Paranapiacaba. Sendo aquela drenagem quase normal ao traçado geral das cristas desta serra, poucos devem ser os exemplos de captura (Foto 13).

#### IV – PROVÍNCIA COSTEIRA

Como Província Costeira compreendemos a área do Estado drenada diretamente para o mar, constituindo o rebordo do Planalto Atlântico. É, em maior parte, uma região serrana contínua, que a beira-mar cede lugar a uma sequência de planícies de variadas origens. A área da província não representa mais que 9% da área total do Estado.

A Província Costeira deixa-se naturalmente dividir em duas zonas a *Serrania Costeira* e as *Baixadas Litorâneas*. Diversidades de estrutura e relevo justificam ainda reconhecer-se na primeira, as subzonadas *serras do Mar e Paranapiacaba*, enquanto que as *Baixadas Litorâneas* compreendem áreas restritas, de planícies mais ou menos isoladas.

Anexam-se à Província Costeira, umas poucas ilhas situadas ao largo da costa, dependentes da plataforma continental, entre as quais as mais importantes são a do Cardoso, de Santo Amaro e São Sebastião.

#### *Serrania Costeira*

Já indicamos, linhas acima, ser a região costeira paulista constituída sobretudo de rochas gnáissicas, que para o interior, na bacia do rio Ribeira, cedem lugar a xistos, quartzitos mármores, metaconglomerados, metabasitos e outras rochas da série São Roque. São numerosos os corpos de granitos e granodioritos, uns tectonizados, outros não. Localmente o complexo metassedimentar mostra-se atravessado de diques de diabásio e andesito, existentes na subzona da Serra do Mar e na Ilha de São Sebastião.

A subzona da Serra do Mar é uma escarpa erosiva, alta de um milhar de metros, descambando quase junto às praias, das quais se afasta umas duas léguas, na planície de Bertioga, e um pouco mais na Baixada Santista. Embora ainda não se possa bem julgar o papel da estrutura geológica na sustentação e configuração dessas escarpas, é certo que a constituição granito-gnáissica deve todo esse frontão serrano os aspectos que bem o distinguem do restante da zona, sobretudo no trecho entre as serras de Juqueriquerê e Parati, onde as escarpas mais se avizinham do mar. Apresentam-se, ali, como escarpas jovens, com perfis mais ou menos retilíneos e de grandes declives, sendo sulcadas por numerosas ravinas e torrentes que as dividem em espigões que avançam nas baixadas, à medida que perdem altura e se suavizam. Vários de tais espigões adentram o mar, em alcantilados promontórios. Entre a serra de Juqueriquerê e a região de Bertioga, o recuo das escarpas foi mais acentuado, sendo o litoral mais regularizado e extensa a baixada.

Na região santista, ainda mais recuaram as escarpas, o que em grande parte deve ser atribuído a condições litológicas, como veremos. O frontão serrano desfez-se em cristas paralelas à linha-de-costa, uma das quais chega ao mar em Mongaguá. Rochas graníticas mais resistentes sustentam as proeminências da frente serrana, que se aproxima do canal de Bertioga, assim como relevos mais ou menos isolados na planície, como os morros de São Vicente e da ilha de Santo Amaro. A ilha de São Sebastião deve seu alto relevo à proteção que empresta ao edifício gnáissico a presença de possantes intrusões de eruptivas alcalinas e diques de andesito.

Por toda parte, nessas escarpas, fazem sentir-se os efeitos de movimentos rochosos em massa, do espesso manto de decomposição, seja como ras-tejo ou deslizamentos aos quais se devem formas

topográficas de detalhe, como observáveis na via Anchieta (J. C. Rodrigues e J. S. Nogami, 1951).

A subzona da Serra de Paranapiacaba tem relevo muito mais complexo, devido à maior diversidade estrutural. As escarpas limítrofes da província recuaram até a uma centena de quilômetros da orla litorânea, abrindo-se amplo fronte erosivo de aspecto montanhoso, onde os cursos d'água se expandem longitudinalmente, nos traçados paralelos à linha-de-costa, dos rios Ribeira, Juquiá, São Lourenço, Jacupiranga e outros menores. Em consequência, entre os cimos nivelados da serra de Paranapiacaba, altos de 1.200 a 1.300 m sobre o mar, e as Baixadas Litorâneas, estende-se, em ampla faixa, um dos mais atormentados relevos do país, em que as amplitudes locais não raro alcançam várias centenas de metros.

Por toda parte na subzona da Serra de Paranapiacaba, se manifesta a participação da estrutura geológica na configuração da rede de drenagem e das formas topográficas. As principais serras, nos maiores divisores de água, são suportadas por granitos ou gnaisses graníticos. Tais são, por exemplo, as do Bananal, da Prainha e Itatins, esta alcançando cerca de 1.300 m de altitude. Granítico, em grande parte, é o divisor de águas dos rios Juqueri Guaçu e São Lourenço, a montante de Miracatu, bem como diversas das elevadas serras que se erguem na alta bacia do rio Jucupiranga. A maior parte do frontão escarpado da serra de Paranapiacaba é de constituição granítica. Quartzíticas são algumas cristas salientes na subzona (O. Barbosa, 1943, pág. 23), onde também calcários sustentam relevos altos, nos municípios de Apiaí, Ribeira e Iporanga. Naturalmente, cabe às áreas de filitos e xistos configurarem relevos baixos e abrigarem os principais rios subsequentes. Direções já acima referidas, de fraturas diversas, influem no traçado dos menores coletores.

Como no Planalto Atlântico, também os principais vales da Serrania Costeira apresentam trechos de adiantada evolução geomórfica situados entre outros em que tais vales se tornam angostos e os rios, encachoeirados, possuem acentuada declividade. Já J. L. Rich (1900, págs. 26-27) havia observado tal fenômeno no baixo vale do rio Açungui, ao descer de Piedade para Juquiá. Também o observamos na bacia do rio Juquiá, a montante da cachoeira da Fumaça, e na de seu afluente, o rio São Lourenço, onde se manifesta relevo suavizado, colinoso, alto, de uma centena de metros, elevado entre 700 e 730 m de altitude e talhado em rochas gnáissicas e xistos, com pegma-

titos e granitos locais. Da referida cachoeira para jusante, o rio Juquiá precipita-se serra abaixo, através de atormentado curso, em que vence cerca de 600 m de desnível em 175 km em reta, em busca das planícies litorâneas, que alcança já próximo à sua foz.

Buscando interpretar-se a origem das feições maiores da Serrania Costeira dentro do emaranhado de fatos ainda não bem conhecidos que ela tem manifestado, parece que se deve considerar como ponto de partida a possibilidade de o Planalto Atlântico paulista ter se estendido outrora muito para sudeste, alcançando área hoje ocupada pela plataforma continental. Falam em favor dessa ideia a natureza granítico-gnáissica da plataforma, que se manifesta nas várias ilhas que dela emergem, assim como os testemunhos de antigas superfícies de aplainamento que nivelam os cimos das serras do Mar e Paranapiacaba. O primitivo divisor das águas da bacia do Paraná com as que buscavam o oceano também deve ter alcançado área correspondente à atual plataforma continental.

Ainda no Cretáceo superior, ou já no Terciário, acidentes tectônicos paralelos à costa, flexuras monoclinais, falhamentos ou ambos, deram origem à primitiva Serra do Mar, que desde então vem recuando sob ação da erosão.

Infelizmente a maioria dos autores que têm procurado interpretar o relevo da Serra do Mar em São Paulo, sobretudo os geógrafos, têm desprezado as influências litológicas que tão claramente nela se manifestam, para atentarem quase tão-somente à sua morfologia. Sem discutirmos aqui os argumentos pró ou contra a existência de uma tectônica de falhas modelando as atuais escarpas, insistimos unicamente num fato, que já apontáramos em 1953, que se torna cada vez mais claro à medida que crescem os conhecimentos sobre a geologia da faixa costeira paulista: as principais escarpas das serras do Mar e Paranapiacaba acham-se em maioria estabelecidas em rochas resistentes, sejam granitos ou gnaisses graníticos, enquanto que os vales subsequentes se vêm abrindo por erosão remontante, nas faixas de rochas menos resistentes à erosão. Assim, no trecho entre Caraguatatuba e a serra do Parati, nas divisas com o Rio de Janeiro, as escarpas da serra do Mar são sustentadas sobretudo por granitos laminados e poderosos diques de diabásio dispostos paralelamente ao fronte serrano. A ilha de São Sebastião, que injustificadamente tem sido apontada como um bloco de falha, existe unicamente devido à resistência das volumosas intrusões de eruptivas alcalinas e dos diques de an-

desito que reforçam sua estrutura gnáissica e ainda hoje suportam suas proeminências. Por isso a ilha, e a saliência costeira que é a serra do Juqueriquerê, frente a ela, restaram como testemunho vanguarda no fronte de erosão remontante da serra do Mar, para posteriormente se isolar a área da ilha, com a escavação de dois vales subsequentes hoje inundados para formarem o canal de São Sebastião.

Na região de Bertioga e da alta bacia do rio Itapanhaú são ainda granitos e rochas intensamente granitizadas que desempenham papel de relevo na sustentação das grandes escarpas da serra do Mar. No trecho santista, na chamada serra do Cubatão, o fronte erosivo recuou até uma faixa de gnaisses facoidais e gnaisses quartzíticos que sustenta as serras do Mourão e Mãe Maria e seu prolongamento, a serra do Mongaguá. Por trás dessa faixa existe outra, de filitos, micaxistos, quartzitos e mármore do Grupo São Roque. Vencida a resistência da primeira, o fronte erosivo invadiu a faixa xistosa não granitizada, que vem sendo escavada pela drenagem dos rios subsequentes, o Cubatão e o Mogi. A testa da serra, à margem norte de ambos os rios, é sustentada por migmatitos xistosos que ainda protegem o Planalto Paulistano contra a invasão do fronte erosivo costeiro. A não atenção a tais aspectos morfoestruturais do problema conduziu Martonne (1933) a admitir uma tectônica de falhas, inteiramente artificial, para explicar a origem desse relevo.

Da região santista para SW, ainda mais se diversificam os aspectos da serra do Mar, sempre em consequência de imposições litológicas aos processos erosivos. A faixa de gnaisses porfiroblásticos do impropriamente chamado “Arqueano inferior” (L. F. de Moraes Rego, 1933, pág. 7), com granitos associados, continua-se, estreita, até o rio Ribeira, por trás dela dispendo-se faixas importantes de rochas xistosas pouco ou não feldspatizadas, do Grupo São Roque. Em tais condições, por simples erosão diferencial a partir do rio Ribeira, estabeleceu-se importante drenagem subsequente, tributária do rio Juquiá. Restou a faixa gnáissica como longo espigão, que da borda do Planalto Paulistano se dirige para Itariri, perdendo altura e emitindo ramificações que chegam ao mar em Mongaguá e Peruíbe. A serra do Itatins e suas extensões para oeste, as serras do Bananal, Pouso Alto e das Onças, mantêm-se elevadas devido à constituição quase inteiramente gnáissica, com granitos locais, rodeados como o são, a norte e oeste, por áreas de xistos menos resistentes, da série São Roque. O fato destas áreas se estenderem

ao litoral, entre o rio Ribeira e as divisas com o Estado do Paraná, é a razão estrutural de a serra do Mar *sensu stricto* apresentar uma descontinuidade no sul do Estado, permitindo à drenagem do rio Ribeira expandir-se até muito ao interior do país, alcançando o Estado do Paraná. A vertente norte da bacia do Ribeira recuou na área de xistos do Grupo São Roque, para apoiar-se no batólito granítico da serra de Paranapiacaba, que de tal modo constitui o rebordo do Planalto Atlântico voltado para o oceano, unicamente em tal sentido cabendo-lhe a designação “serra do Mar”. No entanto, sob o ponto de vista puramente morfoestrutural, deve reconhecer-se uma interrupção nessa serra, estendendo-se desde “ao norte da barra da Ribeira de Iguape” (L. F. de Moraes Rego, 1932, pág. 26) às divisas com o Paraná, onde ressurgem como um frontão granito-gnáissico voltado para o oceano (Foto 14).

Compreende-se que por ser a linha-de-costa traçada na direção geral ENE das estruturas antigas, o frontão serrano, em seu recuo, vem-se mantendo paralelo, *grossa modo*, a essa direção, desfazendo-se localmente em espigões longitudinais, como as “pinças de caranguejo” da serra do Cubatão, que representam feição tão significativa, mas de nenhum modo exclusiva do trecho paulista da serra do Mar.

#### *Baixadas Litorâneas*

A zona das Baixadas Litorâneas, compreendendo cerca de 1/5 da área total da Província Costeira, apresenta-se como terrenos não mais elevados que uns 70 m sobre o mar dispostos em áreas descontínuas à beira-mar. Seus aspectos são mais diversificados e maiores suas extensões nos trechos compreendidos entre Santos e os limites ocidentais da província, que no impropriamente chamado “litoral norte”. Naquele trecho distinguem-se as baixadas de Santos, Itanhaém e da Ribeira de Iguape, esta a mais ampla. Separam-nas os espigões que da Serrania Costeira avançam até o mar, em Mongaguá e Peruíbe.

As Baixadas Litorâneas constituem-se de sedimentos detríticos provavelmente não anteriores ao Pleistoceno. Os mais antigos, que propomos designar como *Formação Jacupiranga*, já haviam sido observados por J. D. da Silveira (1950, págs. 123-124). Apresentam-se no baixo vale do rio Ribeira, nos municípios de Jacupiranga, Pariquera Açu, Registro, Juquiá e Sete Barras. São lentes e camadas de argila, areia, arenitos argilosos mais ou menos seixosos e conglomerados de grandes seixos mal rolados de quartzo. Exibem cores variegadas



FOTO 14 – A serra do Mar interrompe-se, no sul do Estado, para dar passagem ao rio Ribeira de Iguape, que então se desenvolve em vasta planície litorânea. Ao fundo, muito além da cidade de Iguape, que se vê na fotografia, avistam-se as elevações da Ilha do Cardoso e da serra de Itapanhapima, enquanto que à esquerda, além do “mar Pequeno”, vê-se a ilha Comprida.

das de alteração e lembram as camadas das bacias de São Paulo e Taubaté e as do litoral paranaense (J. J. Bigarella *et al.*, 1959). Erguem-se até a uns 25 m acima das várzeas atuais, sendo desconhecida sua espessura total. Parece corresponderem a primitivas planícies, formadas quando o nível do mar se achava bem acima do atual.

Os sedimentos costeiros mais novos têm sido muito pouco estudados. São areias de praias e dunas, argilas e lamas orgânicas dos mangues, e sedimentos detríticos geralmente finos, mas também psefíticos, que a rede de drenagem arrasta das serras vizinhas para o litoral, onde se acumulam em planícies aluviais, canais fluviais, restingas, praias, lagunas, etc. São rochas geralmente friáveis mas localmente podem se apresentar firmemente consolidadas por cimentação ferruginosa. A níveis de terraços marinhos parece corresponderem, no interior, terraços fluviais rochosos, parcialmente recobertos por aluviões com seixos de quartzo. Alguns depósitos holocenos elevados uns cinco metros acima por mar indicariam antigo nível eustático, representando praias e restingas soerguidas. Na planície de Caraguatatuba têm sido encontrados esqueletos quase completos de baleia, em distância de 4,5 km da praia (W. Besnard, 1950, págs, 14 e

15), o que parece indicar que ali o mar, em certa ocasião, já chegou ao pé da serra.

A Baixada da Ribeira de Iguape tem sido mais estudada em seus aspectos geomórficos que as outras, do litoral paulista, sobretudo com as observações que nela realizou J. Dias da Silveira (1950). Compreendendo pouco mais de 3.000 km<sup>2</sup>, estende-se da orla praiana entre Cananéia e a serra da Juréia, às vizinhanças da foz do rio Juquiá, penetrando pelo baixo vale dos rios que nessa área vêm ter. Seus variados aspectos relacionam-se com a diversidade de sedimentação marinha, fluvial e eólica, moderna e antiga, que nela se apresenta. Junto ao mar, as feições predominantes são as extensas praias e as planícies de restingas em vias de construção, que para o interior mostram-se uns poucos metros elevadas (J. D. da Silveira, 1950. pág. 128; A. Ab’Sáber, 1955, págs. 23-24). Tais planícies acham-se recortadas por numerosos canais que as dividem em ilhas, das quais as maiores são a Comprida e a de Cananéia. As margens desses canais e “mares”, como são chamados os maiores, existem brejos parálidos, cobertos de mangais. Pequenas dunas recobrem localmente a planície de restingas elevadas e a parte interna das praias atuais. Além da faixa de terrenos diretamente

te influenciada pelas marés, faixa que geralmente não se estende a mais de 2 léguas para trás da orla praiana, dispõem-se vastas planícies aluviais, inundáveis pelas águas dos rios que as drenam, pelas margens dos quais penetram até às bordas da Serrania Costeira. Dessas planícies erguem-se áreas enxutas, representadas por diversos morros, que podem alcançar 300 a 400 m de altura, constituídos de gnaisses, xistos ou granitos. Além de baixos terraços fluviais, também se elevam colinas em sedimentos da Formação Jacupiranga, dispostas nas zonas mais internas da baixada, de onde penetram pelos vales dos rios Ribeira, Pariquera Açu, Jacupiranga e outros menores.

Níveis de terraços fluviais foram reconhecidos por J. Dias da Silveira em 1950, e posteriormente confirmados por outros investigadores da Baixada da Ribeira de Iguape. Os mais baixos são terraços, altos até de uns 5 m sobre as várzeas, que devem estar em relação com nível antigo do mar, atestado pelas restingas sobrelevadas (R. O. Freitas, 1951a, pág. 36). Outro nível existe entre 25 a 30 m acima das várzeas atuais, originalmente identificado na região por J. D. da Silveira (1950, pág. 131). Parece-nos corresponder ao nível da planície representada pelo topo da Formação Jacupiranga. Equivale a terraços marinhos elevados de 25 a 30 m s.n.m. (J. D. da Silveira, 1950, pág. 137).

Nos confins internos da baixada os vales apresentam terraços de abrasão, com coberturas locais de conglomerados de seixos rolados de quartzo, em cotas variáveis de 55 a 60 m acima do soalho aluvial moderno. Também foram originalmente descritos por J. Dias da Silveira (1950, pág. 131), e segundo R. O. de Freitas (1951, pág. 35) e J. L. Rich (1953, págs. 30-31) correspondem às depressões de uma peneplanície local hoje dissecada, entulhadas por depósitos fluviais.

As baixadas de Itanhaém e Santista apresentam aspectos comparáveis aos da Ribeira de Iguape, não lhes faltando as planícies de restingas elevadas, as dunas, que têm apreciável desenvolvimento nas praias Grande e de Peruíbe, e as grandes extensões de brejos parálisos com mangais, sobretudo desenvolvidas na Baixada Santista. Esta é atravessada por numerosos canais que a dividem em ilhas, em parte rochosas, sendo as maiores as de Santo Amaro e São Vicente, que chegam ao mar.

No trecho litorâneo que se estende da Baixada Santista aos confins orientais da Província Costeira existem numerosas mas pequenas planícies, que das praias formadas ao fundo das baías e enseadas avançam para o interior, acompanhando

os pequenos vales fluviais. Representam assoreamento, que ainda hoje se vem processando, das reentrâncias da linha-de-costa, abrigadas entre promontórios que da Serrania Costeira adentram o mar. As maiores dessas planícies acham-se entre os canais de Bertioega e São Sebastião, sendo drenadas pelos rios Itapanhaú, Itaguaré, Guaratuba e Una. As feições costeiras e litorâneas desse trecho foram estudadas sobretudo por R. O. de Freitas (1947), no que se refere ao canal e à Ilha de São Sebastião, enquanto que Ab'Sáber (1955) tem feito interessantes observações sobre a região santista. Ambos apontam terraços marinhos e níveis antigos de erosão fluvial, nesse trecho da costa. O mais elevado de tais níveis, alto de 200 a 300 m sobre o mar, foi indicado por Almeida (1953) e Ab'Sáber (1955, págs. 15-17) na região santista. A completa falta de levantamento altimétrico dessas feições morfológicas litorâneas, bem como de reconhecimento no terreno, de sua litologia e origem, recomendam prudência em aceitá-los como testemunhos de antigos níveis de erosão, marinha ou subaérea, antes que estudos mais detalhados sejam realizados. Em tal sentido, lembramos que Martonne (1943, Fig. 5) tomou como constituindo um terraço marinho o que realmente são dois grandes diques de andesito, expostos no litoral da ilha de São Sebastião junto à Ilha Bela, enquanto que A. N. Ab'Sáber (1955, pág. 10, Foto 4) indica como sendo níveis intermediários de erosão, altamente dissecados, as "costelas" de quartzitos e mármores, entre xistos, existentes da vertente esquerda do fundo do vale do rio Cubatão.

Faltam documentos paleontológicos que permitam datar os eventos que deram origem às Baixadas Litorâneas. Iniciados possivelmente ainda no Cretáceo superior, no Pleistoceno conduziram a feições costeiras não fundamentalmente diversas das atuais. As oscilações glácio-eustáticas do nível do mar deixaram seus efeitos assinalados nos terraços marinhos e nos dos maiores vales fluviais. A deposição da Formação Jacupiranga deve ter sido um dos aspectos ligados a tais oscilações, quando se constituiu uma primitiva planície litorânea, não muito afastada da atual, porém umas duas dezenas de metros mais elevada. Justo é supor que num dos últimos estádios glaciais a plataforma continental ficou descoberta em largo trecho, o baixo nível de base assim estabelecido tendo estimulado intensa escavação dos vales longitudinais, como o dos rios Ribeira, Juqueri, Jacupiranga e outros. Os vales dos rios Cubatão e Mogi ter-se-iam aberto após esse fenômeno, mas os vales em que hoje se alojam

os canais de Bertioga e São Sebastião devem ter sido escavados nessa oportunidade. Certamente as áreas das planícies litorâneas atuais, abrigadas em reentrâncias da costa, constituíram baías em certa época interglacial, como já o supunha R. Krone (1914, págs. 23-24), ocasião em que o mar banhava o sopé das escarpas da Serrania Costeira. Tais baías foram entulhadas por depósitos marinhos e fluviais, de certo modo proporcionais ao volume dos rios que a elas vêm ter. Isso explica o motivo de ser a maior entre elas, a Baixada da Ribeira de Iguape, e de modo geral, serem tais planícies mais desenvolvidas no setor de Santos a Cananéia que no chamado litoral norte, onde as abruptas escarpas da serra descem quase diretamente ao mar, praticamente não existindo drenagem longitudinal, sendo muito reduzido o progresso que os cursos d'água realizaram no ataque às poderosas estruturas do Planalto do Paraitinga, dada a natureza predominantemente granítica da serra do Mar. Como consequência, os vales inundados são baías, quando não verdadeiras *rias*, como as do vizinho litoral fluminense, na região de Parati.

#### V – DEPRESSÃO PERIFÉRICA

A área dos sedimentos paleozoicos em São Paulo não é unicamente uma feição geológica do Estado, mas uma de suas mais características unidades geomorfológicas e geográficas, e como tal já havia atraído a atenção dos pioneiros dos estudos da geomorfologia paulista. Posto que assim seja, trata-se ainda hoje, de uma das regiões menos estudadas do relevo paulista, só descrita generalizadamente, em trabalhos visando outros objetivos que propriamente o estudo de sua topografia. O qualificativo de Depressão Periférica que lhe aplicou L. F. de Moraes Rego (1932, pág. 21), é plenamente justificável, por se tratar de área sensivelmente rebaixada pela erosão, entre as terras altas do Planalto Atlântico e as cristas, igualmente elevadas, das cuevas basálticas. Não invalida esta asserção o fato, há muito conhecido e já acima referido, de em pequenas extensões, não existirem desníveis apreciáveis entre a topografia da Depressão Periférica e da Zona Cristalina Ocidental.

Adotamos divisão tríplex dessa província, proposta por Deffontaines (1935, págs. 148-156) que também geomorfológicamente se justifica, pois que a área drenada para o rio Tietê mostra relevo muito mais diversificado, pois que mais fundamentalmente erodido que o das zonas vizinhas, tendo suas estruturas resistentes postas em claros res-

saltos topográficos. Para facilidade de indicação cartográfica, propomos delimitar a Zona do Médio Tietê segundo os divisores de águas da bacia deste rio com as dos rios Mogi Guaçu e Paranapanema, delimitação que se aproxima da proposta por Deffontaines.

#### *Zona do Médio Tietê*

Esta zona compreende cerca de 15.200 km<sup>2</sup>, portanto uns 2/5 da área total da província. Posto que em maior parte constituída de sedimentos, apresenta áreas importantes de derrames e intrusões de rochas basálticas, que desempenham papel saliente em sua topografia. Mergulham as camadas em direção a noroeste, com inclinações que crescem de uns 20 m/km nas mais antigas do Grupo Tubarão, a uns 3 m/km somente, nos arenitos triássicos sobre que repousam os derrames basálticos. Devido à presença de tal mergulho para noroeste, as litologias mais resistentes à erosão mostram-se salientes na topografia, constituindo cuevas que já haviam chamado atenção de P. Denis (1927) e outros pioneiros do estudo do relevo paulista. Além do mergulho regional, as camadas paleozoicas exibem, localmente, algumas perturbações devidas a falhamentos, das quais a mais importante relaciona-se com a intrusão de eruptivas alcalinas nas camadas carboníferas de Ipanema, fenômeno que bem se manifesta no relevo.

De modo geral, a topografia da zona é pouco acidentada, com desníveis locais que só excepcionalmente ultrapassam 200 m. Por toda parte predominam colinas baixas, de formas suavizadas, separadas por vales jovens, sem planícies aluviais importantes, determinados pela interseção dos perfis convexos das vertentes. É toda a zona coberta por rede de drenagem bem organizada, em cuja hierarquia se salientam três rios: o Tietê e seus dois afluentes, os rios Piracicaba e Sorocaba, todos procedentes das terras elevadas do planalto cristalino. Nessa rede hidrográfica, de caráter geral dendrítico, fazem sentir-se localmente, claras injunções litológicas, que serão analisadas.

O rio Tietê penetra na Depressão Periférica ao se lançar na cachoeira de Salto, logo a norte de Itu, após receber pela margem direita as águas do rio Jundiá. Seu vale passa a desenvolver-se entre baixas colinas arredondadas, fazendo notar-se em seu traçado frequentes adaptações aos sistemas de diáclases que atravessam os sedimentos e as intrusões diabásicas. Numerosas corredeiras e baixas cachoeiras assinalam a intimidade do contato de suas águas com as estruturas subjacentes.

Abundam particularmente entre Salto e Porto Feliz, onde praticamente cessa a navegação, tais os percalços que se apresentam. Esses acidentes são devidos, sobretudo, às intrusões de diabásio nos arenitos da Formação Itu. Salvo menores planícies aluviais, *scrolls*, desenvolve-se o rio de uma para outra colina, solapando-as e perturbando os perfis de suas vertentes. Em diversos lugares, v. g. nos arredores de Anhembi e Laranjal e a norte de Tietê, terraços antigos do rio são visíveis, elevados de 50 a 60 m acima de seu leito atual e assinalados por depósitos de grossos cascalhos.

Oferece o rio Piracicaba aspectos mais variados de seu curso que os apresentados pelo rio Tietê ao atravessar a Depressão Periférica. São claras, por exemplo, as diversidades de características de seu vale a jusante e montante da foz do rio Araquá. Na cidade de Piracicaba tem o rio seu principal acidente, ao se precipitar de *sill* de diabásio que se expõe em seu leito. A montante desse salto o vale é estreito, com escarpas de solapamento às margens, onde se apresentam arenitos da Série Tubarão. Pouco divaga, empenhado a fundo na escavação vertical, processo que também vem se realizando intensamente nos dois rios que lhe dão origem, já na Depressão Periférica, o Jaguari e o Atibaia. São claras as adaptações de seus traçados às diaclases orientadas a 50°NW e 50°NE. Diversos acidentes apresentam-se nesses cursos a montante de Piracicaba: corredeiras, rápidos e pequenas cachoeiras, principalmente estabelecidas em intrusões de diabásio nas camadas inferiores do Grupo Tubarão. Depósitos de cascalhos e areias assinalam terraços antigos do rio, na cidade de Piracicaba e logo a montante dela, elevados até a cerca de 70 m sobre o leito atual. São raras as planícies aluviais em todo esse trecho, não mais largas que umas duas centenas de metros. Entre o salto de Piracicaba e Artemis o rio apresenta nítidos meandros encaixados nos sedimentos da Formação Corumbatá.

Após receber as águas do rio Araquá, o Piracicaba penetra na área dos sedimentos arenosos do Grupo São Bento, com o que mudam inteiramente os aspectos de seu curso. Alcança o perfil de equilíbrio em relação ao nível de base que lhe oferece o Tietê. Perde frequentemente o contato com o subsolo firme para desenvolver seu curso tortuoso (coeficiente de tortuosidade de 2,52 nesse trecho, em contraste com 1,55, do trecho a montante) sobre as aluviões areno-argilosas das planícies alagáveis, nas quais exerce intensa divagação. A zona mais baixa do vale torna-se muito ampla, a faixa de meandros divagantes e lagoas em crescen-

te alcançando de 3 a 4 km de largura média, aproximadamente a mesma da planície aluvial. Esse aspecto de maturidade avançada, devido à natureza pouco consistente do arenito Botucatu e ao volume de areias que aí lhe trazem seus afluentes, mantém-se até cerca de 15 km em reta, da foz do rio, trecho este em que a vizinhança das escarpas da cuesta basáltica, com suas irregularidades, faz ressurgirem acidentes de certa importância, no curso do rio.

O rio Sorocaba na Depressão Periférica é igualmente um rio jovem, suas águas escoando quase sempre em contato com os sedimentos detríticos do Grupo Tubarão. Seu curso acha-se a princípio como que balizado entre as estruturas resistentes ligadas à grande intrusão da serra de Araçoiaba e os 40 m de espessura do *sill* de diabásio existente no divisor de suas águas com as do Tietê, a SW de Porto Feliz. Libertando-se dessas estruturas, volta-se bruscamente para norte ao receber o Tatuí, quando seu leito passa frequentemente a perder contato com o substrato rochoso para se desenvolver em planícies aluviais mais extensas, entre baixas colinas. Todavia, outras influências litológicas vão se fazer sentir no final de seu curso. De resto, a brusca inflexão de seu traçado para norte já é clara consequência das proximidades das estruturas da Série Passa Dois e da Formação Itapetininga, como se verá. Intrusões de diabásio, de Cerquillo para jusante perturbam seu derradeiro trecho, tornando-se o vale estreito e acidentado, com maiores relevos em que se destaca a elevação de Jumirim.

Temos referido a presença de terraços com coberturas de cascalho e areia nos vales de vários dos maiores rios da zona. Elevam-se até a pouco mais de meia centena de metros, sendo descontínuos, seus depósitos movidos pelo *creep*. Não tendo sido feitos estudos especiais de nivelamento e correlação desses terraços, seria prematuro buscar conclusões quanto à sua origem. Certo é que níveis bem mais baixos de terraços existem, nos vales dos rios da zona, atribuíveis a causas locais, sobretudo soleiras de rochas resistentes condicionando a evolução do vale a montante.

A observação das áreas interfluviais, particularmente nos principais divisores, fornece significativas informações sobre a evolução do relevo da zona. Assim, nota-se que o divisor entre os rios Tietê e Sorocaba é, em sua maior extensão, simples forma de erosão e não estrutural. Muito estreito, é uma linha sinuosa de campos ondulados, que se desenvolve bem mais afastada do rio Tietê que do Sorocaba, do qual dista em média 10 km, chegando a se aproximar a 3 km, a norte de Sorocaba.

Suas maiores elevações mantêm-se notavelmente niveladas entre 620 e 650 m de altitude, desde sua raiz nos terrenos cristalinos até proximidades da estação de Boituva. Daí passa o divisor a ocupar posição mais simétrica em relação aos dois rios, tornando-se cada vez mais baixo para acabar se desfazendo nas colinas amplas e baixas da região de Cerquilha.

Na estação de Jumirim faz-se claramente sentir influência estrutural na sustentação do divisor, manifestada na presença do tilito do alto da Formação Tietê. A presença dessa rocha resistente também vem retardando a erosão do divisor no trecho entre Jumirim e vizinhanças da estação Anísio de Moraes.

O divisor de águas entre os rios Tietê e Capivari mantêm-se nivelados nos altos, entre 620 e 650 m, apesar de sua litologia muito variada. Só alcança vizinhanças de 690 m de altitude a sul de Rafard, onde sustentado por possante *sill* de diabásio.

Também no divisor dos rios Tietê e Piracicaba são bem heterogêneas as estruturas. Em seu trecho oriental, onde separa águas dos rios Atibaia e Capivari, e depois entre este e o Piracicaba, constitui-se de sedimentos predominantemente arenosos da Formação Itu, com frequentes intrusões de diabásio. Apesar disso, é manifesto o nivelamento dos campos mais altos desse divisor, entre 620 e 650 m de altitude, feição notada até proximidades de Rio das Pedras, onde a presença de possante intrusão de diabásio eleva o divisor a cerca de 730 m de altitude.

É certo que perturbações locais das camadas influem, às vezes, na preservação das maiores elevações nas áreas interfluviais. Isso é particularmente destacado numa linha de fraturas,

orientada para noroeste, pela qual vazou o magma basáltico formador dos derrames das fazendas Vai-Vem e Milhã e dos Morros do Serrote, Pico Alto, São Pedro, Fortaleza e outros menores. Neste último as culminâncias basálticas alcançam cerca de 800 m de altitude.

O divisor entre as bacias dos rios Piracicaba e Mogi Guaçu, onde estabelecido em sedimentos do Grupo Tubarão, também apresenta seus campos cimeiros nivelados entre 620 e 650 m de altitude. A noroeste de Limeira, onde estabelecido na superfície de grande lacólito de diabásio, alcança o divisor 780 m de altitude, a oeste da estação de Remanso. A maior elevação desse lacólito, o Morro Azul, acha-se no interior da bacia do rio Piracicaba.

Diversas outras áreas interfluviais niveladas nas proximidades de 620 a 650 m de altitude poderiam ser citadas (Foto 15). Os ribeirões do Lambari, da Mombuca e São Luiz, a norte de Capivari, trazem suas águas de campos notavelmente planos, às bordas dos quais se precipitam em fundas depressões. Apesar de nivelados em cerca de 650 m de altitude, a estrutura da área é heterogênea, pois dela participam as Formações Itapetininga e Tietê, com perturbações locais que levaram as camadas a apresentarem mergulhos de até 70° para oeste. Outra área assim nivelada, a despeito da heterogeneidade litológica, é a do planalto de Tanquinho, a nordeste de Piracicaba.

Também nas áreas em que se expõem os sedimentos da Série Passa Dois, que configuram nítida cuesta, esse nivelamento dos principais divisores de água em altitudes pouco superiores a 600 m pode ser observado, como adiante será descrito.

Conclusão importante decorre da análise acima feita, das áreas interfluviais: o nivelamento que apresentam em altitudes vizinhas de 620 a 650 m

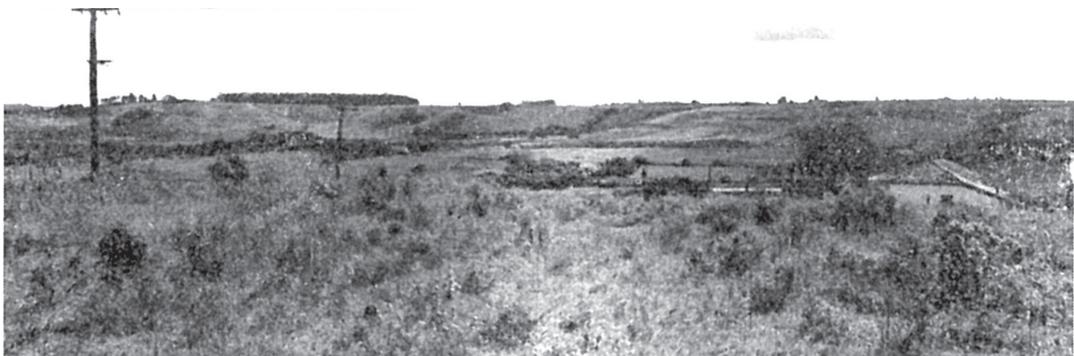


FOTO 15 – A superfície de erosão do Médio Tietê nivela os espigões da Depressão Periférica na bacia do rio Tietê, em altitudes geralmente compreendidas entre 620 e 650 m, quando em sedimentos. A fotografia, tomada nos arredores da estação de Anísio de Moraes, entre Cerquilha e Boituva, mostra um espigão nivelado por essa superfície, ali entalhada uns 50 m pela drenagem atual.

independe grandemente da estrutura e atitude das camadas, e em particular, do mergulho regional que elas apresentam. Independe igualmente da situação das áreas que afeta, relativamente aos rios para os quais se drenam, assim como da densidade da rede de drenagem. Deve-se concluir que a bacia do rio Tietê na Depressão Periférica se sujeitou, em certo momento, a um ciclo erosivo que muito evoluiu, arrasando seu relevo, só permitindo pequeno destaque às áreas de maiores corpos basálticos. Temos procurado inutilmente restos de cobertura sedimentar sobre os testemunhos de tal superfície de aplainamento, que se existiram, foram destruídos ou se confundem com os produtos de decomposição dos sedimentos paleozoicos. Chamá-la-emos “superfície de erosão do Médio Tietê”.

O nivelamento dos cimos dos principais espigões da Depressão Periférica na bacia do rio Tietê não havia escapado à atenção de alguns observadores. E. O. Santos (1952, pág. 13) notou-o na região vizinha à cidade de Sorocaba. J. L. Rich (1953, pág. 23 e Fig. 13) refere-se a um nível geral entre 700 e 800 m de altitude na região a sul e sudoeste de Campinas e entre Rio Claro e a serra de Itaqueri, nível que seria “uma peneplanície mais ou menos completa”, mas que não identificamos com a superfície de erosão do Médio Tietê, pois estaria sensivelmente mais elevado. De resto, não encontramos confirmação no terreno, dessa peneplanície, que estaria entre o nível das colinas areníticas da zona e os cimos das cuestas basálticas. Ab’Sáber (1954, pág. 37) refere-se a sinais de “uma peneplanização parcial, de idade recente, que nivelou trechos das estruturas cristalinas em relação ao topo das principais plataformas interfluviais esculpidas nos terrenos carboníferos”, nas regiões de Campinas e Sorocaba. “Talvez se trate de um nível pliocênico ou de uma superfície de erosão parcial correspondente ao próprio limite plio-pleistocênico (*sic*) na região”. Não precisa a altitude de tal superfície, que poderia corresponder à do Médio Tietê, embora junto à área cristalina da região de Campinas haja um desnível de uma centena de metros entre a região mais ou menos aplainada de rochas pré-devonianas e as colinas da Depressão Periférica, fato que J. L. Rich (1953, pág. 21) procurou explicar admitindo falhamento pós-glacial.

A presença, na bacia do Médio Tietê, de sucessão de camadas em que litologias pouco resistentes à erosão se alternam com outras, capazes de se manterem em destaque topográfico, imprime à zona feições distintas, relevos assimétricos e típicas cuestas, já apontadas pelos pioneiros dos es-

tudos geomorfológicos do Estado mas nunca analisadas em seus detalhes.

Na área do Grupo Tubarão as camadas mais resistentes são as de tilitos e *drifts*, pelo que frequentemente sustentam os altos topográficos. O melhor exemplo é a elevação em que se encontra a estação de Jumirim, de E. F. Sorocabana, que graças à resistência de camada tilítica com 20 m de espessura, destaca-se cerca de 130 m acima do rio Tietê. Fenômeno comparável observa-se em outros locais da zona, como no alto vale do ribeirão da Mombuca a noroeste de Capivari, nas elevações de Elias Fausto, nas de entre Tietê e Capela do Alto, etc. O baixo vale do rio Corumbataí, onde entalhado na estrutura de Pitanga, tem suas vertentes orientais localmente sustentadas por verdadeiro patamar de *drifts* do membro Tupi, fato que se repete no baixo vale do rio Sorocaba próximo à foz do Tatuí, e na região logo a oeste da estação de Tupi.

A Formação Irati é constituída de meia centena de metros de espessura, de folhelhos e, subordinadamente, calcários e siltitos, sedimentos que se mostram apreciavelmente silicificados, fenômeno que não se observa no delgado membro basal da formação, os folhelhos Taquaral. Mergulham as camadas cerca de 5 a 6 m/km para NW, com variações locais, por vezes acentuadas. Tal disposição e litologia permitem à Formação Irati apresentar-se na zona, como degrau assimétrico, que à margem esquerda do rio Tietê assume caráter de cuesta. O rio nela penetra a uma dezena de quilômetros em reta, a jusante da foz do Sorocaba. A partir daí erguem-se para sul colinas baixas, capeadas pelos folhelhos da Formação Irati. Representam os derradeiros testemunhos da cuesta de Laranjal, na *percée* consequente onde a atravessa o rio Tietê. Dali para sul, mantendo rumo constante, dirige-se essa cuesta para vizinhanças de Morro Azul, estação da E. F. Sorocabana entre Tatuí e Itapetininga, onde a cuesta, mudando de rumo e se descaracterizando, passa à zona do Paranapanema. Em Morro Alto as camadas Irati apresentam seu maior avanço para SE no Estado, e mercê da ascensão regional em tal sentido, também alcançam sua maior altitude, cerca de 700 m.

A cuesta de Laranjal é geralmente muito disfarçada. A Formação Irati atua como um todo, no suporte do relevo, que nela tem talhados perfis muito suavizados (Foto 16). Os campos do reverso da cuesta mostram ampla convexidade de concordância com os perfis do frente, por sua vez tornados côncavos no sopé do relevo, onde se apresentam os folhelhos Taquaral. Sempre faltam escarpas ou ta-



FOTO 16 – Cuesta de Laranjal, suportada pelas camadas da Formação Irati. Devido à diversidade litológica, é manifesta a diferença no aspecto desta cuesta de Pereiras, vista na foto 18.

ludes íngremes. A cuesta somente tem um rebordo claramente discernível de Cesário Lange para norte, pois que na região logo a norte e oeste da cidade de Tatuí, nas rodovias para Itapetininga, Quadra e Cesário Lange, as Formações Irati e Itapetininga acham-se niveladas a 620 m, sem qualquer ressaltado no contato. Em planta tem o fronte dessa cuesta desenho muito lobado, com reentrâncias em que se abrigam ribeirões obsequentes, como o Turvinho, Garapó, da Onça, Bicamente, etc. Seu reverso mostra-se como campos de relevo extremamente uniforme, de que dá bem ideia a região vizinha à estação de Maristela, situada a 610 m de altitude, a oeste de Laranjal Paulista. Esta cidade abriga-se às faldas da cuesta, a 530 m de altitude, num sítio urbano que lembra o das cidades da parte oriental da bacia de Paris. Já Cesário Lange, a sudoeste, acha-se em entalhe profundo do fronte da cuesta.

Idêntico papel topográfico desempenham as estruturas silicificadas das partes média e superior da Formação Corumbataí. Ali existem bancos de marga parcialmente silicificada, com até 3 m de espessura, bem como camadas alternadas de sílex que individualmente atingem 2 m de espessura (Foto 17). São estruturas tão competentes que assumem decisiva responsabilidade no suporte de altos topográficos, que adquirem caráter de cuestas por serem as camadas inclinadas de até uns 5 m/km. Provido da zona do Paranapanema, onde é muito nítida no divisor dos rios Guareí e Itapetininga, a cuesta da Formação Corumbataí penetra na zona do Médio Tietê pelo divisor de águas dos rios Guareí e Tatuí, quando se volta bruscamente para NNE dirigindo-se para Conchas, à medida que perde altura, ao se aproximar do rio Tietê. Desenvolve-se paralelamente às estruturas da Formação Itapetininga, de que dista 15 a 20 km. A designação “cuesta de Pereiras” parece-nos adequada para este relevo, que diante desta cidade tem uma de suas melhores expressões (Foto 18), numa posição homóloga

a cuesta Irati ante Laranjal Paulista. Mais a norte, em Conchas, ela já se mostra muito festonada, por um desses festões galgando-a a ferrovia e a rodovia que da cidade buscam Botucatu. Os rios Tatuí, Garapó, Pederneiras e outros, abrigam-se entre tais festões.

Sendo relativamente delgadas as estruturas silicificadas da Formação Corumbataí, e resistindo muito mais à erosão que os folhelhos e siltitos subjacentes, a cuesta de Pereiras frequentemente apresenta escarpa em seus altos, tendo seu fronte perfis sub-retilíneos, bem diversos dos apresentados pela cuesta de Laranjal. Nele podem existir pequenos degraus estruturais correspondentes a outras tantas camadas de sílex ou margas silicificadas. Suas faldas, unicamente em folhelhos, têm relevo muito suave que se continua com os chapadões do reverso da cuesta de Laranjal. Sua crista eleva-se de 50 a 70 m acima das planícies do rio das Conchas (Foto 16) ou sobre os campos suavemente ondulados, recobertos de areias provenientes da desagregação do arenito Botucatu. Tomam nomes locais: espigão de Areia Branca a nordeste de Guareí; espigão do Fogaça, a leste de Porongaba; alto do Padilha, a sudoeste de Conchas, etc. Mostram altitudes que desde cerca de 750 m nas nascentes do rio Tatuí diminuem para norte, não atingindo 600 m na região de Conchas.

Não poderia deixar de ser decisiva a influência dessas estruturas resistentes no traçado da rede de drenagem. Expostas faixas de menor resistência, passaram a condicionar a expansão das principais bacias, em traçado subsequente. Assim, o rio das Conchas traçou-se maioritariamente em folhelhos da parte inferior da Formação Corumbataí, entre as duas cuestas. O rio do Peixe tem a maior parte de sua bacia desenvolvida entre o relevo abrupto dos testemunhos que flanqueiam a serra de Botucatu, a oeste, e as colinas mais suaves do reverso da cuesta de Pereiras, a leste, num traçado nitidamente



FOTO 17 – A fotografia mostra as camadas de calcedonito, intercaladas em folhelhos do alto da Formação Corumbataí, que suportam a cuesta de Pereiras



FOTO 18 – Fronte da cuesta de Pereiras, como se apresenta diante da cidade homônima. Perlonga-o o rio Conchas, com traçado subsequente.

subsequente. O rio Sorocaba, que até às alturas de Tatuí manifesta nítido traçado cataclinal, com brusca deflexão para norte procura posição mais vizinha da longitudinal, passando a perlustrar a cuesta de Laranjal até sua terminação nas proximidades do rio Tietê.

Os fenômenos descritos deram origem, na área da Série Passa Dois à margem esquerda do rio Tietê, a relevo pouco comum na Depressão Periférica. Sem embargo, lembra muito dos aspectos do alto vale do rio Corumbataí, com sua densa rede de drenagem, grande número de pequenos córregos entre divisores de perfis convexos suaves, com saliências estruturais e cobertura de areias. Completam o quadro comparativo os grandes testemunhos do Grupo São Bento, mesas e piões que mais para oeste, já às faldas da serra de Botucatu,

constituem perfeito contraquadro dos que existem no alto vale do Corumbataí.

Feições bem diversas manifestam-se na área de terrenos permianos e carboníferos à margem direita do rio Tietê, graças sobretudo à abundância de *sills* de diabásio, que sustentam os principais altos topográficos. Os termos da Série Passa Dois acham-se expostos na rodovia de Tietê a Piracicaba. O povoado de Sítio Novo, assim como São Bento, mais a oeste, encontra-se sobre a região arenosa do membro Tatuí, mas a seus arredores vêm ter os lobos de um degrau suavizado do relevo da Formação Irati. Dirigindo-se da rodovia para o povoado de Mombuca, à margem do ribeirão homônimo, vê-se distintamente o degrau Irati, que sempre muito lobado se destaca nos espigões que separam os afluentes do rio Capivari que procedem

dos planaltos de Monte Carmelo e Saltinho. Tal degrau não alcança o vale do ribeirão da Mombuca, onde grande intrusão de diabásio mascara a exposição da Série Passa Dois. Também as estruturas silicificadas das partes média e alta da Formação Corumbataí fazem sentir-se no relevo dessa faixa, constituindo verdadeira cuesta que se estende desde quase o vale da Mombuca até pelo menos o ribeirão Pederneiras, afluente do Tietê. O planalto de Saltinho é o reverso dessa cuesta, cuja crista perde altura rapidamente para oeste e que nas nascentes do ribeirão da Dna. Teodora, afluente do rio Capivari, a sul de Saltinho, tem 650 m de altitude.

Outro fator que a norte do rio Tietê perturba o desenvolvimento de cuestas, além das grandes intrusões de diabásio, consiste nas deformações por falhamentos e dobramentos (F. Almeida e O. Barbosa, 1953; O. Barbosa e F. de A. Gomes, 1958), que nessa área adquirem importância.

O rio Corumbataí, a partir das vizinhanças da foz do rio Passa Cinco, percorre estrutura de grande dobra, cuja aba ocidental mantém-se alta no relevo, graças à proteção que lhe emprestam as estruturas silicificadas na Formação Corumbataí, que diante da estação de Recreio constituem uma cuesta com cimos a 560 m de altitude. Tal forma topográfica pode ser acompanhada até vizinhanças da foz do rio Corumbataí, onde se desfaz num conjunto de movimentadas colinas que alcançam o rio Piracicaba logo abaixo da foz daquele rio.

De Rio das Pedras para leste e norte as estruturas resistentes da Série Passa Dois deixam de se fazer sentir no relevo. A Formação Corumbataí tem sua espessura muito reduzida no alto ribeirão Grande, chegando mesmo a se interromperem seus afloramentos no alto vale do Mombuca, oculta por possantes intrusões de diabásio, que naturalmente tomam a si o papel de sustentar o relevo.

A origem e evolução do relevo e drenagem da Zona do Médio Tietê tem sido generalizadamente interpretadas por vários autores, após a obra de Moraes Rego (1932). Admitem ter sido a área da Depressão Periférica nivelada no Cretáceo superior ou Terciário inferior por uma superfície de aplainamento, que seria Japi, em que a drenagem já buscava, no primitivo rio Paraná, o eixo da bacia sedimentar. Com o entalhe da drenagem, resultante do soerguimento da região, superimpuseram-se os vales principais às estruturas que ressurgiam à superfície. O rio Tietê teve, desde logo, seu curso fixado por poderosas estruturas: a *percée* de Barra Bonita na cuesta basáltica, as gargantas nos granitos das serras de Itaguá e Itapeti e nos quartzí-

tos das serras de Boturuna e Japi. As estruturas da Série Passa Dois vêm sendo vencidas com extrema facilidade, nada havendo, no traçado do rio, que denuncie sua presença. Já bem diverso foi o comportamento de seus primitivos tributários relativamente a tais estruturas, pois que lhes foi fatal a facilidade com que se estabeleceu, e evoluiu, a drenagem longitudinal.

A drenagem procedente da Mantiqueira e da elevada área meridional da Zona Cristalina do Norte formou o rio Piracicaba, que originalmente é possível que tenha alcançado o planalto basáltico através do sítio do atual planalto de Campo Alegre, drenado pelo rio Jacaré-Pepira, graças a condições estruturais favoráveis ali existentes, como veremos abaixo. Impôs-se epigênicamente o rio Piracicaba às intrusões diabásicas logo a montante da cidade de Piracicaba, fazendo-o a partir da cobertura detritica do Grupo São Bento. O rio Corumbataí surgiu tardiamente no cenário da evolução geomórfica da região. Sob certo aspecto, este rio é único na Depressão Periférica paulista: seu curso, com quase 100 km de desenvolvimento, dirige-se quase inteiramente de norte para sul. A análise do mapa geológico mostra ter ele surgido como curso subsequente, que perlonga o fronte da cuesta basáltica desde quase suas nascentes à foz do rio Claro, mas dali para montante é um rio epigênicamente imposto à estrutura elevada de Pitanga-Paraíso-Ipojuca, possivelmente tendo-o feito a partir de primitiva cobertura de arenito Botucatu em que tais estruturas não se manifestavam.

Também a drenagem da bacia do rio Capivari, dirigida para noroeste no Planalto Atlântico, ao atingir a Depressão Periférica volta-se para oeste, num traçado de direção muito constante buscando o Tietê, alcançando-o justo no local em que este rio penetra nas estruturas da Série Passa Dois. Seu vale, a princípio balizado a norte pelas elevações do tilito Elias Fausto da região de Monte Mor, encaixa-se em seguida no conjunto de intrusões diabásicas dos arredores da cidade de Capivari. Desde ali passa a percorrer a depressão subsequente a que faz face o degrau suportado pela Série Passa Dois, num traçado muito bem adaptado à estrutura, que claramente trai a presença dessa série.

O rio Jundiá teve evolução algo diversa dos anteriores. Enquanto que no Planalto Atlântico desenvolve curso autônomo das estruturas que se lhe oferecem, fato que denuncia seu caráter epigênico e com isso, sua antiguidade, ao penetrar na Depressão Periférica adapta-se a uma condição

estrutural relativamente frágil, o contato dos sedimentos com a superfície de erosão Itaguá.

A sul do rio Tietê a evolução da rede de drenagem da zona processou-se segundo idênticas diretrizes. O rio Sorocaba, que também apresenta grande autonomia em relação às estruturas no Planalto Atlântico, atravessa as formações inferiores do Grupo Tubarão mantendo traçado cataclinal, mas ao se avizinhar das cuestas da Série Passa Dois volta-se bruscamente para norte, passando a prolongá-la desde a cidade de Tatuí. Como o Capivari, também alcança o Tietê quando este se dispõe a vencer as estruturas da Série Passa Dois. O fato evidentemente é outra prova do tributo pago pela primitiva drenagem consequente às estruturas resurgidas com a escavação da Depressão Periférica.

Os fatos apontados mostram que na evolução da drenagem da Depressão Periférica formou-se uma rede hidrográfica de tipo particular, na qual os cursos consequentes primitivos são desviados para um deles, que passa a desempenhar papel de nervura principal numa rede de traçado pinulado. Os rios tornam-se paralelos ao traço das superfícies estruturais com a topográfica. Aquelas mergulham de poucos graus para NW, enquanto que esta se inclina a um e outro lado para o eixo do coletor mestre. As camadas mais resistentes afloram em trechos sub-retilíneos formando ângulo no rio principal, tanto maior quanto o for a inclinação dos estratos. O fenômeno tem como consequência importante acarretar grande concentração da drenagem diante dos boqueirões do rio consequente mestre. Para o estabelecimento de tal tipo de drenagem parece indispensável a existência, entre os coletores primitivos que se superimpuseram às cuestas, de um que tenha bem maior vigor erosivo que os demais, capaz de provocar, através de seus afluentes subsequentes desenvolvidos durante o decorrer do ciclo, o desvio dos outros consequente primitivos. Também é necessário que seja reduzido o ângulo entre a superfície topográfica e as estruturas, tornando possível a existência de grandes entalhes de forma afunilada, ao longo do coletor axial do sistema. São óbvias as vantagens que tal tipo de drenagem acarretou para os sítios onde se erguem as grandes barragens hidroelétricas de Barra Bonita, Piraju e Salto Grande.

Não cabe dúvida que durante o desenvolvimento da superfície de erosão do Médio Tietê as estruturas resistentes da Série Passa Dois foram truncadas em bisel e praticamente nivelada a cuesta de Laranjal com a Formação Itapetininga. Essa superfície de erosão local, verdadeiro *strath*

*terrace*, parece estar ligada a um momentâneo período de repouso durante o qual os rios alcançaram o *grade*, os vales alargaram-se muito e os divisores tornaram-se baixos e suavizados onde esculpidos em rochas menos resistentes, atenuando-se as manifestações da estrutura no relevo. Esta superfície parece ter-se limitado à bacia do Tietê, encontrando-se seus restos sobretudo nas camadas do Grupo Tubarão e Série Passa Dois e, localmente, mesmo onde existem intrusões concordantes de diabásio. Provavelmente a importante soleira constituída pelos derrames que o rio passa a percorrer a jusante de Barra Bonita atuou como nível de base local para o desenvolvimento dessa superfície.

#### *Zona do Paranapanema*

Como tal compreendemos a área da Depressão Periférica paulista cuja drenagem é tributária do rio Paranapanema. Representa, cerca de 2/5 da área total da província em São Paulo. Apesar disso, quase nada tem sido escrito sobre sua geomorfologia.

Participam dessa zona as mesmas formações, com idênticas características, presentes no Médio Tietê. Acresce-lhes, todavia, a Formação Furnas, um pacote de resistentes camadas arenosas, espesso de duas centenas de metros, que empresta feições peculiares à extremidade sudoeste da zona, de Itapeva ao rio Itararé. Merecem referência os grandes diques de diabásio, responsáveis por feições locais do relevo, em escala não encontrada no restante da província. Em compensação, é menor nesta que nas outras zonas da província o papel desempenhado no relevo pelos grandes *sills* de diabásio.

Graças à resistência que oferecem à erosão, as camadas da Formação Furnas mantêm-se erguidas sobre as rochas cristalinas, alcançando maiores altitudes que quaisquer outras rochas paleozoicas do Estado. Constituem um planalto acentuadamente inclinado para nor-noroeste, sentido em que mergulha a formação. Em sua borda sul apresenta-se o planalto com relevo suavizado de campos que se elevam a 1.100-1.200 m de altitude, terminando em alcantiladas escarpas que fazem face ao Planalto Cristalino Ocidental. Por entre numerosos lobos e testemunhos vanguardas de arenito que avançam no último, penetram no planalto devoniano alguns rios procedentes da área cristalina a sul, fazendo-o através de profundos entalhes consequentes, com 150 ou mais metros de desnível, alcançando mesmo cerca de 300 m no cânion do rio Itararé a montante da cidade de mesmo nome. Decrescem rapidamente para norte as altitudes dos

campos, ao mesmo tempo que se torna mais superficial a drenagem, sempre apreciavelmente neles embutida.

Na área do Grupo Tubarão as altitudes são mais reduzidas que no planalto devoniano, normalmente não alcançando 800 m e claramente diminuindo para norte. A borda sul dessa área só localmente apresenta ressaltos topográficos, seja em relação ao planalto cristalino a sul, mais elevado, ou ao planalto devoniano. Quando existem, como os notamos a oeste de Itapeva, são devidos à resistência de níveis baixos de tilitos da série. Seu relevo é ainda o de campos ondulados, de perfis amplamente convexos em cujas interseções se alojam os vales. A drenagem principal é ressequente, com adaptações locais às direções de diáclases orientadas a NE e NW, direções que também se manifestam no traçado dos menores cursos d'água. Litologias mais resistentes no pacote do Grupo Tubarão obrigam os rios maiores, o Paranapanema, Apiai-Guaçu, Taquari, Itararé e outros, a bruscos desvios para NW. Relevos locais são mantidos em destaque pelos tilitos, ou camadas resistentes de arenito, como nos arredores de Itaporanga, etc. É, contudo, na zona da Série Passa Dois que resistências diferenciais dos sedimentos mais se manifestam na topografia. A cuesta de Laranjal, suportada pela Formação Irati, continua-se como degrau de algum destaque nessa zona, onde penetra nos arredores da estação de Morro Alto. Já os níveis de sílex do alto da Formação Corumbataí suportam relevo assimétrico mais destacado cujo fronte, voltado para sul, é em parte perlongado pelo rio Itapetininga, enquanto que em entalhe subsequente de seu reverso flui o rio Guareí, descobrindo localmente a Formação Irati. Tal relevo é sobremodo reforçado, na chamada serra do Palmital, a sul de Angatuba, pela presença da cobertura de uma centena de metros da série São Bento, com basaltos do conjunto inferior de derrames, o que permite à topografia elevar-se a 900 m de altitude, destacando-se 300 m sobre as planícies do rio Itapetininga. A serra do Palmital representa, no divisor dos rios Itapetininga e Guareí, papel idêntico ao dos derrames de basalto no divisor dos rios Piracicaba e Tietê.

Às faldas da serra basáltica desenvolve-se o rio Paranapanema através de uma área de arenito Botucatu, desfeita em relevo ondulado, coberto de cerrado denso, com vales em planícies aluviais entulhadas de grande quantidade de areia proveniente dessa formação. Nos municípios de Guareí e Porangaba as divisas das zonas do Paranapanema

e Médio Tietê desenvolvem-se numa faixa de campos ornados de altos testemunhos de erosão da cuesta basáltica, de formas bizarras como a Torre de Pedra e o Morro Agudo, ou ainda coroados de derrames basálticos, como os morros existentes nas nascentes do rio Capivari a norte da cidade de Guareí.

À margem esquerda do rio Paranapanema as estruturas da Série Passa Dois estão praticamente niveladas com a Formação Itapetininga, num relevo de extensos campos muito uniformes, mas ali outros elementos geológicos vão fazer sentir sua presença: as poderosas intrusões de diabásio, que sob forma de *sills* e diques penetraram as camadas paleozoicas e o próprio Grupo São Bento. Aqueles sustentam alguns altos, mas são os diques que suportam os mais significativos relevos. São em número elevado, predominantemente dirigidos a NW e em atitude vertical. Embora em maior parte não tenham mais que decímetros a poucos metros de espessura, existem de dezenas de metros, quando se tornam conspícuos no relevo. Os mais notáveis foram examinados às faldas do planalto de lavas que é a serra da Fartura. Entre a cidade deste nome, situada às bordas de um *sill* na Formação Corumbataí, e a serra, veem-se quatro grandes diques orientados a NW, sustentando elevações lineares, um deles devendo ter mais de 10 m de espessura. Tais diques, e outros mais delgados, de um cerrado sistema dirigido a NW, orientam o vale do ribeirão Fartura. A serra da Fartura continua-se para SE, além dos derrames basálticos, sustentada pelo mais imponente relevo de diques do Estado. São quase retilíneos, verticais, com pelo menos 20 km de extensão, um deles, nas vizinhanças de Aleixos, devendo ter 30 m de espessura. Estendem-se a Taquaritiba, onde produzem terra roxa. Diques semelhantes são atravessados pelos rios Verde e Itararé a noroeste de Itaporanga, parecendo ter influído em seus traçados e no do divisor de ambos os rios.

Na evolução da zona do Paranapanema vemos processos análogos aos já examinados ao estudarmos a do Médio Tietê: os rios Itararé, Apiai Guaçu, Paranapanema e possivelmente outros, como o Taquari, impuseram-se às estruturas da área paleozoica a partir de uma superfície de aplainamento antiga, possivelmente Japi, na qual procediam, como hoje, da região cristalina a sul. Sofreram, porém, adaptações a tais estruturas, que os obrigaram a confluir no boqueirão de Piraju para penetrarem na cuesta basáltica, fenômeno comparável ao já descrito, da bacia do Tietê diante da *percée* de Barra Bonita. A drenagem secundária,

surgida no decorrer dos ciclos subsequentes ao entalhe da superfície de aplainamento primitiva, adaptou-se mais acentuadamente às estruturas paleozoicas, sobretudo às da Série Passa Dois e ao sistema de diques, fenômeno de que os rios Guareí e Fartura fornecem os mais típicos exemplos.

### *Zona do Mogi Guaçu*

Como tal compreendemos o trecho norte da Depressão Periférica, drenado para os rios Mogi Guaçu e Pardo. É área que não representa mais que 16% da província. É tipicamente uma depressão topográfica, pois que seu relevo, compreendido entre uns 530 e 720 m de altitude, é dominado a leste pelas elevações do Planalto Atlântico e a oeste pelos altos campos cimeiros da cuesta basáltica externa, ambas regiões em que as altitudes excedem 900 m. Sua constituição geológica apresenta algumas diversidades em relação ao restante da província, pois a Formação Irati nela não penetra, enquanto que Corumbataí só se mostra em áreas restritas de sua borda ocidental, isoladas e mascaradas pela presença de poderosas intrusões de diabásio. A Formação Botucatu quase nenhum papel desempenha na geomorfologia da zona, pois que só ocorre em área de certa importância, a oeste de Leme. A sul do rio Pardo o Grupo Tubarão apresenta feições comparáveis às do restante da província, mas a norte, alcançam a zona as resistentes camadas areníticas vermelhas, com tilitos e níveis subordinados de sílex, que em Minas Gerais, às bordas da cuesta basáltica, sustentam notável relevo tabular, não encontrado nas áreas típicas do Grupo Tubarão em São Paulo. Notável também é a abundância de intrusões de diabásio, em níveis os mais diversos do pacote paleozoico, mas sobretudo espessas e extensas, como *sills* e lacólitos, nas Formações Itapetininga e Corumbataí.

O relevo predominante na zona é o de campos extremamente uniformes, com vales amplos, pouco profundos, abrigando cursos d'água em cujas margens são frequentes pequenas planícies aluviais arenosas, bem como alguns terraços. As variadas litologias do Grupo Tubarão quase nada se refletem nesse relevo suave, cuja monotonia só é rompida, em alguns lugares, pela presença de morros de modesta altura, indicando sítios de maiores intrusões de diabásio. Assim, na região de Aguai e a sudeste de Casa Branca.

As intrusões concordantes de diabásio, existentes às bordas meridional e ocidental da zona, são suficientemente poderosas, pois têm dezenas de metros de espessura, para originarem nítido

degrau topográfico, embora muito suavizado, que se estende mais ou menos continuamente, desde a região a sul de Conchal à de Tambaú. Este degrau separa a área sedimentar, de relevo baixo e uniforme, das altas escarpas dos testemunhos vanguardas da cuesta basáltica externa. Ele delimita a oeste, de modo claro, o vale do rio Mogi Guaçu e em parte sustenta o divisor de suas águas com as que procuram, a norte, o rio Pardo. Aquele rio atravessa o degrau de diabásio logo a norte de Piraçununga, em local situado pouco a jusante da ferrovia, onde suas águas correntosas banham leito rochoso. No entanto, já nas proximidades de Piraçununga a orla dos campos da depressão muito se avizinha das faldas dos morros testemunhos da cuesta basáltica, fato que se repete dali para norte, até que de Tambaú aos confins do Estado, os campos dos sedimentos paleozoicos vão morrer de modo mais ou menos brusco, às faldas das escarpas contínuas dessa cuesta, sem que intrusões de diabásio conformem degrau intermediário.

A drenagem da zona bem manifesta sua constituição geológica. Os rios Pardo e Mogi Guaçu atravessam indiferentemente a área sedimentar, mas ao se aproximarem das estruturas basálticas, intrusivas ou efusivas, são por elas claramente desviados. Toda a drenagem da zona dirige-se para esses dois rios, antes que suas águas atravessem as *percées* consequentes de Piraçununga e Itaipava, esta no rio Pardo logo a norte de Santa Rosa de Viterbo. Repete-se fenômeno já descrito ao analisarmos as duas zonas anteriores, que resulta sobretudo do fato de só uns poucos rios consequentes primitivos, certamente dos mais antigos da rede, terem logrado ultrapassar as cuestas basálticas. Os menores cursos de tal rede, que em seu conjunto mostra traçado dendrítico, manifestam maior adaptação às estruturas, seja por se dirigirem no sentido proximamente NNE das camadas, ou por se adaptarem às direções NE e NW dos sistemas predominantes de fraturas.

Os campos, elevados a pouco mais de 1.000 m de altitude, do alto da serra basáltica de Monte Santo, nos confins do Estado, e os cimos claramente subniveledos a cerca de 1.200 m, dos morros por onde correm as divisas com Minas Gerais a NE de Tapiratinga (serras Passa Quatro e Muzambinho) parece testemunharem extensão de antiga superfície de aplainamento, que seria Japi, a partir da qual se abriu, por erosão diferencial, a depressão nessa zona.

## VI – CUESTAS BASÁLTICAS

A borda dos derrames basálticos em São Paulo apresenta-se como elevadas e muito festonadas, devidas a pequeno mergulho regional das camadas para noroeste e à resistência e grande espessura dos derrames.

As maiores altitudes das cristas alcançam valores de 1.000 a 1.200 m, enquanto que os principais rios conseqüentes que as atravessam, o Tietê, o Paranapanema e o rio Grande, fazem-no em altitudes respectivamente de 420 m, 540 m e 520 m. Não são raros desníveis locais, das mais elevadas serras, que excedem 400 m. Tais valores, embora aproximados, dão ideia de como é acidentado o relevo desta província. Ele se apresenta como uma faixa montanhosa separando a Depressão Periférica da região, igualmente deprimida, do chamado Planalto Ocidental.

A província das Cuestas Basálticas, como aqui definida, equivale, *grosso modo*, à sub-região Alto Planalto dos geógrafos paulistas da A.G.B., porém são distintos seus limites ocidentais que, atravessando o rio Tietê a SW de Novo Horizonte, fazemos apoiarem-se nas duas destacadas saliências do relevo tabular da série Bauru, as chamadas serras dos Agudos e de Jabuticabal, para daí ganharem respectivamente o rio Paranapanema em Salto Grande e o rio Grande, na foz do rio Pardo. A orla oriental da província fazemo-la coincidir com as faldas dos mais avançados festões externos e testemunhos das cuestas basálticas.

Em outro artigo da presente obra resumimos as principais características estruturais do Grupo São Bento, que não serão aqui repetidas, salvo algumas representando fatores de tal modo determinantes do relevo que convém sejam lembradas. Assim, salientemos a extensão de muitos quilômetros, e espessuras não raro superiores a 50 m, dos derrames individuais de basalto. Tenha-se sempre presente haverem eles preenchido as depressões de um relevo dunar desértico, cujos desníveis locais podiam ultrapassar uma centena de metros, tal como se observa atualmente no deserto do Saara. Por se ter perdido de vista este fato, muitas falhas têm sido injustificadamente apontadas na área do Grupo São Bento.

Sucederam-se os derrames uns aos outros, sem que fossem cobertos de sedimentos, ou separaram-nos camadas de arenito eólico, espessas às vezes de muitas dezenas de metros.

Em São Paulo a sedimentação do Grupo São Bento parece que se iniciou antes das primeiras

manifestações vulcânicas, pois que quase sempre se notam, sob o derrame inferior, camadas de fácies variada, fluvial, de planícies de inundação, lacustre ou eólica, geralmente espessas de mais de uma dezena de metros, ocorrendo no sopé da cuesta basáltica externa.

Embora a atividade vulcânica prosseguisse intermitentemente durante a sedimentação do arenito Botucatu, com a provável exceção de seus termos finais, o chamado arenito Caiuá, é certo que em São Paulo, no setor da província a norte do rio Tietê, houve duas ocasiões de máxima atividade emissiva das lavas, durante as quais os derrames se seguiram uns ou aos outros, frequentemente sem intercalações de arenito. A maior espessura que conhecemos, do conjunto inferior, é de cerca de 255 m na serra de Santo Antônio a WNW de São Benedito das Areias, onde existe um mínimo de seis derrames, com duas menores intercalações areníticas. As espessuras do conjunto superior podem exceder tal valor, como o mostram sondagens, mas frequentemente, nas serras da região, acham-se reduzidas, por terem sido os derrames truncados em bisel pela superfície de erosão pré-Bauru, quando não foram anuladas, caso em que as camadas cretáceas repousam diretamente sobre o arenito Botucatu intercalar. Tal fato ocorre, por exemplo, no planalto de Ibiraci no oeste de Minas Gerais, e às bordas do planalto de Campo Alegre, em São Paulo.

O conjunto de camadas do Grupo São Bento apresenta mergulho regional centrípeto relativamente à bacia sedimentar cretácea do Alto Paraná, mergulho que se acentua em direção às suas bordas. Assim, determinamos valores da ordem de 3,5 m/km para NW, no vale do rio Tietê, enquanto que a norte do rio Pardo, na orla oriental da província, temos verificado alguns valores de mergulho compreendidos entre 7,5 e 8,5 m/km para WNW.

Examinando-se as cuestas basálticas percebe-se claramente que a superfície basal do Grupo Bauru trunca em bisel a terminação oriental dos derrames. Assim, enquanto que à borda oriental do planalto de Franca, na chamada serra da Divisa, os derrames do conjunto superior, sob o Grupo Bauru, não têm mais que 30 m de espessura, esta ultrapassa 160 m em sondagem feita nos arredores daquela cidade (F. Almeida, 1956a, pág. 15). O mergulho da superfície basal do Grupo Bauru raramente excede 3 m/km, mas quase alcança 4 m/km para WNW no planalto de Franca e cerca de 5,7 m/km para NNW, no triângulo Avaré-Santa Cruz do Rio Pardo-serra da Fartura, no sul do Estado.

Parece-nos que na superfície basal do Grupo Bauru os derrames faziam muito pequeno ressaltado, numa topografia pouco ondulada. A suave ascensão dessa superfície em direção à borda da bacia determina as maiores altitudes em que se podem elevar as cuestas, que em nenhum local excedem as da superfície Japi não deformada, cerca de 1.250 m. Deste valor muito se aproxima a altitude da serra basáltica de Monte Santo, no município de Cássia dos Coqueiros, justamente situada onde em São Paulo os derrames mais se aproximam da área cristalina do Planalto Atlântico.

Fatores variados imprimem feições menores, locais, a esse magnífico relevo. Assim, a presença de intercalações areníticas entre os derrames é causa frequente de degraus nas vertentes das serras. Mesmo na ausência de tais intercalações, degraus podem se manifestar pelo fato de serem muito vesiculados e fraturados, portanto facilmente meteorados, a base e, principalmente, o topo de cada derrame, em contraste com sua zona central maciça, só afetada por fraturamentos. Paredões verticais de arenito podem mostrar-se nas mais altas serras, como nas de Botucatu, São Pedro, Itaqueri e Franca, sobretudo nas primeiras onde, inexistindo o conjunto basáltico inferior, a espessura do arenito subjacente aos primeiros derrames pode exceder 200 m. Às vezes o arenito Botucatu apresenta-se silicificado no contato com o basalto, o que muito aumenta sua resistência, permitindo-lhe suportar degrau destacado, como se nota na serra a leste de São Carlos. Também paredões de basalto não são raros nas mais elevadas serras, sobretudo nas vertentes de profundos cânions que as entalham, como o do alto vale do rio Pinheirinho a norte de Torrinha.

Em Minas Gerais a cuesta externa estende-se de modo mais ou menos contínuo, do vale do rio Grande para sul. Termina a leste, num elevado frontão serrano que, sustentado por quase duas centenas de metros de basalto, perlonga o vale do rio São João. Após interromper-se essa sequência de escarpas para darem passagem ao rio Pinheirinho, no boqueirão a sul de Itamogi, retomam elas a primitiva altura, para com altitudes cimeiras que algo excedem 1.100 m, penetrarem no Estado de São Paulo com o nome de serra do Monte Santo. Tanto esta como sua extensão meridional, a serra da Borda da Mata, são elevadas escarpas, altas de três centenas de metros sobre sua base, sustentadas por até seis espessos derrames de basalto, cujas intercalações areníticas respondem por nítidos patamares. Desde a extremidade sul da serra da Borda da Mata, o fronte da cuesta passa a recuar no sentido do mergulho das camadas, perdendo altura para dar passagem ao rio Pardo. Todo o reverso da *cuesta* nesse trecho é um planalto arenoso, de relevo ondulado, que desde as cristas das serras de Monte Santo e Borda da Mata (Foto 19) perde altura para WNW, descendo a cerca de 600 m de altitude junto às faldas da cuesta interna. Altos testemunhos areníticos desta última, sustentados por derrames basálticos do conjunto superior, mostram-se isolados no reverso da cuesta externa, continuando, para sul, o “promontório” de Altinópolis. Tais as serras da Laje, Lajinha e Carqueija, os morros do Córrego Fundo, da Cascavel, etc. As cidades da Cássia dos Coqueiros e Cajurú acham-se nos elevados campos do reverso da cuesta, não longe de sua borda oriental. Se o fronte serrano da cuesta externa nesses trechos coube ao território mineiro, grande parte de seu reverso acha-se em São Paulo, constituindo o planalto de Patrocínio, drenado pela



FOTO 19 – A serra da Borda da Mata, a noroeste de São Benedito das Areias, é um dos mais espessos pacotes de lava do conjunto mais antigo de derrames do Estado, contendo pelo menos seis derrames, com menores intercalações areníticas, numa espessura total de cerca de 200 m. Às suas faldas desenvolvem-se campos em arenito Aquidauana, recoberto por pequena espessura da Formação Botucatu.

bacia do rio Santa Bárbara, afluente do Sapucaí. É um planalto arenoso, modelado em espessura de uns 80 m de arenito Botucatu intercalar, salvo em sua zona oriental, no município de Itirapuã, onde ampla área de basalto da crista da cuesta acha-se descoberta, transformada em rica terra roxa. De entre o movimentado relevo de colinas arenosas erguem-se altos testemunhos isolados da cuesta interna, dos quais os principais são as serras do Major Claudiano e dos Figueiredos, no município de Patrocínio Paulista.

Entre os rios Pardo e Mogi Guaçu ainda apresenta sensível continuidade a cuesta externa, que se manifesta como vasto promontório avançado para SE, sentido da ascensão das camadas. Sustentam-na 140 m de espessura de basaltos, com menores intercalações de arenito, na serra a sul de Santa Rita do Passa Quatro. Espessura semelhante suporta a serra de São Pedro, a norte de Tambaú. No entanto, dois fatos contribuíram para a avançada destruição que mostra a cuesta nessa região: estar ela situada entre dois rios de traçado muito próximo, o Pardo e o Mogi Guaçu, e a grande espessura que localmente alcança o arenito infrabasáltico, que tem cerca de 120 m no “erg” de Jacirendi, a SW de Tambaú. Além disso, vasto “sill” ou lacólito de diabásio, espesso de uns 70 m em Santa Cruz das Palmeiras, acha-se introduzido no alto da Formação Corumbataí, causando perturbações em suas camadas, que alcançam 11° de mergulho local para norte nas nascentes do rio Tambaú, proximidades de Cel. José Egídio. Como resultado dessas circunstâncias, a drenagem orientada a NE penetrou fundo no reverso da cuesta, desfazendo sua continuidade nas vizinhanças de Tambaú. Esta cidade acha-se em área topograficamente deprimida, em parte constituída de folhelhos Corumbataí, na qual por entre colinas de arenito Botucatu, se espalham morros testemunhos coroados de derrames basálticos exibindo formas tabulares, como a serra do Córrego Fundo, ou de baús, como os morros da Terra Vermelha e do Chapéu, ou ainda refletindo o acentuado mergulho local das camadas, como se nota no perfil do morro da Laje. Mais para o interior, seguindo o mergulho regional do Grupo São Bento, torna-se mais baixo e uniforme o relevo arenítico do reverso da cuesta, como se o vê na rodovia de Santa Rita do Passa Quatro a Santa Elisa, ou ainda no chapadão arenoso de Nhumirim. Tal paisagem se estende até às faldas dos testemunhos vanguardas da cuesta interna, que o são as serras de Jataí e São Simão. Santa Rita do Passa Quatro e Santa Rosa de Viterbo, ambas a cerca de 750 m de

altitude, ocupam posição homóloga a Cajuru (760 m), nas proximidades das nascentes de ribeirões que descem por entre festões da cuesta, em busca, respectivamente, dos rios Mogi Guaçu e Pardo, que alcançam pouco antes deles penetrarem na cuesta interna. De tal situação muito se favorecem essas cidades, com a extensão local apreciável das áreas de terra roxa.

À margem esquerda do rio Mogi Guaçu a continuidade da cuesta externa é ainda mais comprometida pelo crescimento da espessura dos arenitos infrabasálticos e interrupções dos derrames do conjunto inferior. Os basaltos prosseguem à margem esquerda do rio, diante de Vaçununga, mas já não alcançam a rodovia de Porto Ferreira a Descalvado, embora reapareçam a oeste de Piraçununga, para suportarem nítido degrau, entalhado pelo rio Descaroador. Dali para SW, derrames baixos, intercalados no pacote de arenito Botucatu, só se mostram isoladamente. Assim, na serra de Santana, a oeste do vale do rio Corumbataí, existem quatro derrames do conjunto inferior, numa espessura total de 110 m, recobertos pelo Grupo Bauru, nesse local não representado no Mapa Geológico. São esses derrames que suportam o relevo de morros à margem direita do rio Corumbataí, entre as cidades deste nome e Analândia.

Na área vizinha a Itirapina os derrames do conjunto inferior diminuem de espessura e acabam por desaparecer, muito crescendo o arenito eólico em sua espessura. Os arenitos do Grupo Bauru recobrem diretamente, em diversos lugares dessa região, os arenitos Botucatu, conforme escrevemos em 1953 (F. Almeida e O. Barbosa, 1953, pág. 74). J. Setzer (1956, pág. 482), negando tal fato e não atentando à natural descontinuidade dos derrames e irregularidade da superfície dunar sobre que se acumularam, foi levado a admitir a existência de uma falha na região de Itirapina, com rejeito de 120 m, na tentativa ele correlacionar dois derrames que a nosso ver são inteiramente distintos. J. P. de Queiroz Neto (1960, pág. 17) confirmou o caráter não eólico dos arenitos do alto da serra de Santana, que também atribuiu ao membro Itaqueri do Grupo Bauru (Foto 20). No entanto, também suspeitou da existência de outra falha a SW da serra, com rejeito de 70 a 80 m, pela não concordância altimétrica do nível dos derrames da serra de Santana e do alto dos morros do Baú e Pelado. No entanto, estes dois são testemunhos de erosão isolados da serra de Itaqueri, um planalto da cuesta interna, sendo sustentados pelos derrames do conjunto superior.



FOTO 20 – A chamada serra de Santana, entre Rio Claro e São Carlos, é outro trecho da cuesta basáltica externa. Suportam-na até quatro derrames, numa espessura total de cerca de 110 m, com menores intercalações de arenito. Às suas faldas, a Formação Botucatu eólica possui extensas intercalações da fácies lagunar de Santana, responsáveis pelo terracamento das vertentes. Sobre o planalto, em ligeira discordância angular, recobrem os derrames os arenitos do Grupo Bauru, em que se desenvolvem os campos do reverso da cuesta.

Queiroz Neto, em seu mapa geológico anexo ao citado trabalho, atribuiu grande extensão ao Grupo Bauru na área de Itirapina, recobrimo diretamente os arenitos Botucatu.

Pertencem à atividade vulcânica mais antiga da série os derrames de basalto que no divisor dos rios Piracicaba e Tietê, a oeste do meridiano de Piracicaba, em plena Depressão Periférica, sustentam destacados, porém descontínuos relevos, salientando-se o da estrutura dômica de Pau d'Alho a leste de Ibitiruna, suportado por três ou quatro derrames. Também aos mais baixos derrames da série atribuímos os basaltos da serra de Palmital no município de Angatuba, já acima descrita.

A cuesta interna é contínua através de todo o Estado. Seu fronte, sempre muito festonado, realiza recuos de dezenas de quilômetros, baixando para dar passagem aos grandes rios consequentes que lograram vencê-la, em *percées* que se apresentam como gargalos de amplas áreas afuniladas, com solos arenosos pobres, cobertos de cerrados, escassamente povoadas. Entre elas se elevam planaltos tabulares sustentados pelos derrames do conjunto superior, com os quais se inclinam suavemente para noroeste. Nesses planaltos do reverso da grande cuesta, expõem-se as maiores áreas de terra roxa do Estado, embora também existam amplos restos da primitiva cobertura arenosa cretácea, dos derrames.

O primeiro dos grandes planaltos de reverso da cuesta interna, no norte do Estado, é o de Franca, situado entre os rios Grande e Sapucaí. Sua borda oriental termina brutalmente, num frontão serrano extremamente festonado, em que altas escarpas de arenito Botucatu intercalar, o mesmo do planalto de Ibiraci, são suportadas pelos derrames do con-

junto superior. Estes têm diminuída para leste sua espessura total, que excede 160 m em Franca, tem cerca de 110 m na rodovia de Franca a Ibiraci e tão-somente 30 m no morro da Divisa, cuja altitude alcança 1.200 (F. Almeida, 1956, pág. 16). Temos verificado, no planalto de Ibiraci em Minas Gerais, existirem locais onde a superfície de erosão basal do Grupo Bauru destruiu por completo os derrames do conjunto superior, os arenitos cretáceos repousando diretamente sobre o arenito Botucatu intercalar, em altitudes que atingem 1.200 m. O recuo do fronte da cuesta vem abandonando relevo muito acidentado, pontilhado de baús, piões, torres e outros testemunhos arenítico-basálticos de formas bizarras, que existem nos vales dos rios Canoas e Santa Bárbara.

A crista da cuesta apresenta-se como uma sucessão de amplos campos, suavemente ondulados, elevados a cerca de 1.000 m de altitude. Aham-se esculpidos nos sedimentos do Grupo Bauru, que ali caem de 3 a 4 m/km para WNW. Neles se desenvolvem a rodovia e a ferrovia que ligam Franca a Pedregulho, cidades que se beneficiaram, em seu sítio, da uniformidade do relevo dos cimos desta cuesta.

As maiores elevações interfluviais no reverso da cuesta, no planalto francano, acham-se em grande parte ainda recobertas pelos arenitos cretáceos, desfeitos em relevo de colinas suavizadas, a partir do qual a drenagem cada vez mais se encrava para jusante. Tal fenômeno é moderado na drenagem que flui para o rio Sapucaí, mas na que busca o Canoas, ou diretamente o rio Grande, os vales se transformaram em profundos cânions basálticos, que outra coisa não são as “furnas” dos municípios de Buritizal e Pedregulho. Ainda mais para oeste,

o relevo basáltico torna-se uniforme, expondo-se vasta área de terra roxa, das maiores do Estado, em que se situam os municípios de Ituverava, Miguelópolis, São José da Bela Vista, Pioneiros, Guará e Igarapava.

Entre os rios Sapucaí e Pardo, devido à proximidade de ambos, a *cuesta* interna avança para ESE, sentido da ascensão das camadas, adiantando-se qual grande promontório no reverso arenoso da *cuesta* externa. Em continuação à extremidade em ponta, desse promontório, a serra da Matinha, espalham-se grandes testemunhos areníticos capeados por basaltos do conjunto superior de derrames, com desníveis que podem alcançar 300 m. Tais são os morros do Córrego Fundo e da Cascavel e a serra da Laje, o mais alto deles, pois que sua altitude algo excede 1.100 m. Lembrem, em conjunto, grande arquipélago destacando-se nos ondulados campos arenosos, cobertos de cerrados, do reverso da *cuesta* externa. Altinópolis (883 m) situa-se a meia altura da ladeira basáltica da *cuesta*. Ante ela se espalham as colinas arenosas da área afunilada que precede o entalhe do rio Pardo. Nos campos cretáceos do alto da *cuesta* acha-se Batatais (880 m). Para WNW desta cidade passam a se mostrar os derrames, num relevo de colinas baixas e muito amplas, com vales algo encaixados que abrigam numerosos afluentes dos rios Pardo e Sapucaí. Ali se expõe uma das maiores áreas contínuas da terra roxa do Estado, embora nos mais altos interflúvios existam campos arenosos do Grupo Bauru, em que além de Batatais se situam Nuporanga (800 m) e Brodósqui (848 m).

Entre os rios Pardo e Mogi Guaçu a *cuesta* interna apresenta-se com frente extremamente lobado, desfeito em grandes testemunhos de relevo basáltico que avançam no planalto arenoso do reverso da *cuesta* externa. Os principais entre eles são a serra Azul, diante da cidade de Serra Azul (612 m), a de São Simão, junto à cidade homônima (632 m) e a de Jataí, perto da estação de mesmo nome, da E. F. Mogiana. A primeira serra é sustentada por possante conjunto de derrames, espesso de mais de 200 metros; em suas vertentes escalonadas, suavizadas, é praticada agricultura. A serra de São Simão é um alto testemunho tabular arenítico, coroado de basalto, cujos cimos alcançam 925 m de altitude. A cidade de Cravinhos (782 m) acha-se na crista da *cuesta* interna, enquanto que Ribeirão Preto (517 m) está em seu reverso, já em área baixa, próxima à grande *percée* do rio Pardo.

O entalhe profundo do reverso da *cuesta* interna causou a total destruição da cobertura areno-

sa cretácea dos basaltos, entre os rios Pardo e Mogi Guaçu, pelo que ali também se desenvolve vasta área de terra roxa à qual a cultura de café tanto deve sua prosperidade na região.

O rio Mogi Guaçu atravessa a *cuesta* interna a nordeste de Rincão (522 m). A partir dali prossegue o relevo basáltico, muito festonado, em direção a Descalvado. As faldas dessa vertente serrana suavizada acham-se Rincão e Santa Eudóxia. Altos testemunhos da *cuesta* avizinham-se de Descalvado (650 m), cidade que se acha no Arenito Botucatu. Daí seu fronte volta-se para sul, em busca de Analândia (684 m), sempre muito recortado, devido a intercalações importantes de arenitos entre os derrames basálticos, fato que ensejou grande expansão da alta bacia do ribeirão do Pântano.

Na bacia do rio Tietê a *cuesta* basáltica interna tem características particulares, devido principalmente ao fato de não mais existir a *cuesta* externa, que a norte, de certo modo a protege, e além disso, o arenito subjacente aos primeiros alcança elevada espessura, de até cerca de 300 m, sem intercalações importantes de basalto. Ainda mais, o reverso da *cuesta* acha-se intensamente esculpido pela drenagem ressequente, que chegou a retalhá-lo em numerosos frentes serranos festonados, planaltos tabulares mais ou menos isolados, de contornos lobados, e menores montes testemunhos de perfis bizarros. Todas essas numerosas formas topográficas recebem designações locais: serras de Itaqueri, do Taboleiros, de São Pedro, de Botucatu, de Brotas, de São Carlos, do Dourado, do Cuscuzeiro, etc. Sobre os maiores relevos apresentam-se campos arenosos, suavemente convexos, em cujas interseções se fixam os vales. Constituem-nos as camadas da formação Itaqueri, que em grandes extensões ainda recobram os basaltos.

Entre os rios Mogi Guaçu e Jacaré-Guaçu o fronte da *cuesta* avança para SE qual grande promontório, tal como o faz a norte, na região de Altinópolis. Suas vertentes são taludes suavizados, escalonados pela intercorrência de vários derrames e menores camadas de arenito existentes entre eles. Muito varia a espessura total de tais derrames, pois que atingindo cerca de 240 m, com menor intercalação de 10 m de arenito, a norte da estação de Jacaré essa espessura diminui rapidamente para leste, chegando a se anular onde galga a serra a rodovia de Rio Claro a São Carlos (826 m), a leste desta cidade, sítio em que o Grupo Bauru repousa sobre a Formação Botucatu.

Obedecendo à ascensão das camadas para SE, de pouco menos de 3 m/km na superfície ba-

sal do Grupo Bauru, cresce também a altitude dos campos cimeiros do reverso da cuesta, desde cerca de 650 m em Araraquara a 1.030 m sobre a serra do Cuscuzeiro, a norte de Analândia. Sobre o planalto, além de Araraquara, situam-se Ibaté, Santa Lúcia e São Carlos. O morro Grande, a NNE da cidade de Corumbataí, é um alto testemunho isolado da cuesta interior, avançado no espigão divisor de águas dos rios Mogi Guaçu e Corumbataí, este pertencente à bacia do Tietê.

A bacia ressequente do rio Jacaré-Guaçu descobriu vasta área do arenito Botucatu intercalar, constituindo a curiosa feição topográfica que é o planalto de Campo Alegre. Trata-se de um patamar intermediário, de relevo muito suave, situado em altitudes que de cerca de 750 m na região de Itirapina caem a 600 m às faldas da serra do Dourado, separando a Depressão Periférica dos planaltos basálticos vizinhos, cujas escarpas o rodeiam em quase toda sua periferia. A espessura do arenito intercalar que o constitui varia de 80 a 160 m, estes maiores valores parecendo corresponderem a grandes “ergs” da superfície dunar, que limitaram localmente a expansão dos derrames basálticos. Conhecemos contatos diretos desse arenito com o Grupo Bauru, a leste de Itirapina, sueste de São Carlos e norte de Itaqueri da Serra. Tanto o vale do rio Jacaré-Guaçu quanto o do Jacaré Pepira descobrem localmente os derrames do conjunto inferior, que constituem o substrato do planalto de Campo Alegre.

Entre os dois cursos ressequente, o Jacaré-Guaçu e o Jacaré Pepira, um único relevo testemunho importante foi poupado pela viva erosão do reverso da cuesta basáltica: a serra do Dourado. Trata-se de um relevo tabular extremamente festonado, sobretudo em seu reverso drenado para o rio Boa Esperança. A oeste de Dourado, o planalto é sustentado por um derrame superior, com 23 m de espessura, separado de outro mais baixo, com 15 m de espessura, por cerca de 20 m de arenito Botucatu. O relevo suave dos altos da serra é modelado numa cobertura arenítica cretácea, espessa de até 80 m, que se eleva a 730 m de altitude. As vertentes meridionais da serra do Dourado salientam-se até 130 m sobre o nível médio do planalto de Campo Alegre.

Entre os vales dos rios Jacaré Pepira, Tietê e seu afluente, o rio Piracicaba, avança para leste outro vasto “promontório” da cuesta basáltica, constituindo destacado planalto que se ergue no sentido da ascensão da superfície basal do Grupo Bauru (2,6 m/km entre Jaú e a serra de São Pedro),

desde cerca de 600 m em Bocaina, a pouco mais de 1.000 m na extensão oriental desse promontório, que é a serra de Itaqueri. Os trilhos da estrada de ferro Paulista, a partir de Rio Claro, contornam pelo norte esse relevo, galgam-no a sul de Brotas (620 m) e sobre ele seguem de Torrinha (770 m) a Jaú, (510 m) de onde descem ao rio Tietê nas proximidades de Pederneiras (477 m). A maior parte dos cimos de tal planalto acha-se coberta pelos arenitos não calcários do Grupo Bauru (Formação Itaqueri), numa extensão que a representação imperfeita no presente mapa geológico do Estado não deixa entrever, por ter sido atribuída ao arenito Botucatu grande área cretácea que recobre os basaltos à volta de Guarapuã.

A medida que ganham altitude e altura, em direção a ESE, os campos cretáceos sobre as Serras do Taboleiro, São Pedro e Itaqueri, também mais abruptos e destacados se tornam os paredões que os limitam, chegando os cimos da serra a se elevarem a quase 500 m sobre as planícies do rio Piracicaba.

O rio Tietê alcança os derrames basálticos do conjunto superior logo a jusante da foz do rio Araquá, umas três léguas acima de Barra Bonita (525 m). Para tal funil convergem as escarpas marginais, as serras de Botucatu, São Pedro e do Taboleiro, perdendo altura e suavizando-se, para se transformarem no relevo de campos ondulados da vasta área de terra roxa que o Tietê drena a partir dali, na qual se situam Jaú, Pederneiras, Igarapuã, Lençóis Paulista, Bariri, etc.

Entre os rios Paranapanema e Tietê mais uma vez a cuesta basáltica lança suas escarpas frontais para SE, qual grande promontório, realmente o maior de toda a estrutura. Sua terminação distal, com nome genérico de serra de Botucatu e diversas denominações locais, é uma das mais destacadas e extensas saliências às bordas da Depressão Periférica. Altitudes de quase 1.000 m apresentam-se nos campos cretáceos vizinhos a Pardino, nas nascentes do rio Pardo, localidade geologicamente situada inadequadamente no presente mapa. Grandes testemunhos vanguardas avançam para SE, pelo divisor dos dois rios.

Delimitando a norte a bacia do rio Paranapanema, o fronte festonado da cuesta basáltica é uma elevada sucessão de escarpas, mas que perdem altura a se suavizam para oeste, em direção ao entalhe do rio em Piraju, a tal ponto que a partir de Avaré, os taludes da serra são quase inteiramente ocupados pela lavoura de café. Ali medimos até 220 m de basaltos, com pequenas intercalações areníticas, sustentando as escarpas. A cidade de

Piraju ocupa posição homóloga à de Barra Bonita junto ao Tietê, porém o Paranapanema penetra nos basaltos em vale muito mais encaixado que o do Tietê.

O reverso da cuesta basáltica no divisor dos dois grandes rios é um planalto com relevo de campos suavemente ondulados, entalhados nos arenitos cretáceos, mas que nos principais vales da bacia do rio Pardo expõem o substrato basáltico. Vasta área de terra roxa apresenta-se à margem direita do Paranapanema, com a destruição da cobertura cretácea no reverso da cuesta.

Entre o rio Paranapanema e seu afluente, o Itararé, a cuesta basáltica acha-se representada por um só testemunho importante: a serra da Fatura. Suas maiores altitudes alcançam cerca de 900 m sobre os restos da pouco extensa cobertura cretácea que a coroa. Para noroeste o relevo perde altura, transformando-se em estreito espigão que se abaixa em direção à confluência dos dois rios. A queda do planalto para sul, diante de Fatura, faz-se de modo abrupto, em elevadas escarpas sustentadas por, pelo menos, cinco grandes derrames, que em espessura total de 235 m, em que se inclui algum arenito eólico, recobrem 55 m de arenitos Botucatu e Piramboia. Para norte, em direção ao Paranapanema, o reverso do planalto, a chamada serra da Neblina, descamba num conjunto de degraus de contornos lobados, correspondentes aos sucessivos derrames basálticos e às camadas areníticas que se lhes intercalam. O rio neles penetra em fundo vale, com grandes meandros encaixados.

Parece-nos clara a origem e evolução desse relevo de cuestras. Já as vislumbra, em suas linhas gerais, L. F. de Moraes Rego (1932, pág. 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 ressaltos apreciáveis. A subsidência da bacia do Alto Paraná, no Cretáceo superior, causou o recobrimento dos basaltos por espessura que chegou a ultrapassar 300 m, de sedimentos detríticos, 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 seu interior, herança de uma situação pretérita, que devia imperar durante a maior parte da existência da bacia sedimentar do Paraná, dado 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 incli-

nação para o interior da bacia, que a das camadas cretáceas que as recobriam. A já apontada existência de dois conjuntos principais de derrames separados pelo arenito Botucatu intercalar, deu causa à duplicidade das cuestras, a norte do rio Tietê, assim como aos planaltos areníticos que os separam, como o de Ibiraci em Minas Gerais, Patrocínio Paulista, Cajuru, São Simão, etc.

O desenho em planta, acentuadamente serrilhado, do fronte das cuestras, acha-se relacionado com o reduzido mergulho para NW, das camadas, e com a extrema diversidade de resistência oferecida à erosão pelos basaltos e arenitos que lhes são subjacentes. A drenagem consequente primitiva, constituída de vigorosos cursos d'água, não muito afastados uns dos outros, penetra nas cuestras em boqueirões precedidos de amplas áreas afuniladas, que no principal deles, o do rio Tietê, alcança quase 100 km de maior largura.

A rede hidrográfica das cuestras basálticas é inteiramente dominada pelos grandes rios consequentes e seus pequenos afluentes obsequentes, que retalham os frontes serranos emprestando-lhes contornos extremamente lobulados e obrigam-nos a recuarem tanto mais rapidamente quanto menores as espessuras da cobertura basáltica. À drenagem obsequente, sobretudo, deve-se a configuração das grandes áreas afuniladas que precedem os boqueirões. Claro que em tais circunstâncias pouco lugar há para desenvolvimento de drenagem subsequente e fenômenos da captura. O rio Corumbataí, afluente do Piracicaba, é uma aparente exceção a tal conceito, mas seu traçado subsequente, longo de uma centena de quilômetros, não está realmente sujeito às cuestras basálticas, porém adaptado à borda das grandes intrusões diabásicas que às faldas delas existem e, parcialmente (sobretudo a jusante da estação de Recreio) à orla dobrada dos sedimentos encaixantes dessas intrusões.

Posto que subsistam grandes restos da cobertura cretácea sobre a cuesta interna e, localmente, mesmo testemunhos reduzidos sobre a cuesta externa, a evolução do sistema acha-se muito avançada, com plena realização do relevo estrutural monoclinal, dir-se-ia que em estágio maturo. Vastas áreas basálticas acham-se descobertas, nas cristas e planaltos de reverso das cuestras, sobretudo da interna, constituindo sítios de numerosas cidades que tiveram sua origem e expansão ligadas à cultura do café na terra roxa. Os grandes rios consequentes penetram nas áreas basálticas em vales jovens, encravados entre colinas de perfis suavizados, em sítios favoráveis à construção de barragens para

usinas hidroelétricas, tendo já diversas sido ali edificadas. Acresce o fato favorável de a área assim alagada estender-se pela região de solos pobres, do arenito Botucatu.

O rio Tietê representa nível de base local extremamente deprimido em relação ao planalto de reverso da cuesta interna. Tal fato provocou vigoroso entalhe dos vales dos rios Jacaré Pepira e Jacaré-Guaçu, fenômeno certamente favorecido pela interrupção local dos derrames do conjunto superior na área do grande “erg” fóssil de Itirapina. De tal modo, o planalto basáltico foi destruído, desenvolvendo-se em seu lugar o curioso planalto arenítico de Campo Alegre, restando como testemunho do primitivo reverso basáltico da cuesta, a serra do Dourado. Ainda hoje se pode observar, no alto curso do rio Jacaré Pepira a montante de Brotas, a realização de tal processo erosivo remontante, exercido pela drenagem ressequente, com a destruição do planalto de Itaqueri no reverso da grande cuesta interna.

## VII – PLANALTO OCIDENTAL

Embora compreendendo área da ordem de 100.000 km<sup>2</sup>, portanto cerca de 2/5 da área total do Estado, o Planalto Ocidental *sensu stricto* tem sido muito pouco estudado quanto à sua geologia e geomorfologia, e só em parte restrita se acha altimetricamente cartografado.

No sentido aqui adotado, compreende as regiões que se estendem para noroeste das cuestas basálticas, a partir de um ressalto topográfico que se destaca do reverso da cuesta interna. Suas maiores altitudes, encontradas nesse ressalto, alcançam cerca de 740 m. Ao deixar o Estado, junto à foz do Paranapanema, o rio Paraná tem cerca de 247 m de altitude. Mostra-se a província, de modo geral, como uma sucessão de campos ondulados, de relevo extremamente suavizado, muito favorável às atividades agrícolas e ao traçado das vias de comunicação.

Confinada entre os limites estaduais, que se desenvolvem pelos rios Paranapanema, Paraná e Grande, finda a SE a província numa linha que partindo do rio Grande, da foz do rio Pardo, segue pela borda ocidental da bacia deste último, passando por Barretos, Colina e Bebedouro para ganhar as faldas da serra de Jabuticabal, continuando-se por elas até as nascentes do ribeirão dos Porcos. Aí se volta para oeste, seguindo pela borda norte da bacia deste último, e após contornar pelo ocidente a dos ribeirões das Palmeiras e Espírito Santo,

alcança o Tietê na corredeira Arranca Rabo. Este acidente no curso do rio assinala não só o término do longo trecho em que ele se desenvolve sobre o Grupo São Bento, como o início de vasto estirão, conhecido como “rio morto”, extenso de doze léguas, em que suas águas tranquilas percorrem os arenitos da parte inferior do Grupo Bauru.

Da corredeira Arranca Rabo a linha que propomos para divisa da província segue pela borda ocidental da bacia do rio Batalha, cruzando-o logo a montante de Avaí, após o que vai por Bauru faldear a serra dos Agudos, até contornar sua terminação na região de Borebi. Daí se orienta para o rio Paranapanema, seguindo pela orla da bacia do rio Pardo até a foz deste, junto à cidade de Salto Grande.

A geologia dessa grande província é relativamente simples, em seu conjunto, pois quase inteiramente representada pelo Grupo Bauru. É esta uma seqüência de camadas detríticas, em maior parte arenosas, alcançando espessura máxima da ordem de 300 m, tanto no planalto de Garça quanto no de Morro Alto. Pelo menos onde exposta à borda sul-oriental da província, no reverso da cuesta basáltica, apresenta a série duas formações (F. Almeida e O. Barbosa, 1953, pág. 75). A inferior, denominada Itaqueri, consiste numa alternância de arenitos com cimento argiloso, arcósios, siltitos, folhelhos e conglomerados de origem fluvial, havendo absoluto predomínio dos termos psamíticos. Localmente se apresenta silicificação das camadas, ou impregnações de hidróxidos férricos, muito aumentando a resistência da rocha à erosão. A espessura dessa formação é muito variável, atingindo cerca de 125 sobre a serra de Itaqueri, na cuesta basáltica interna. A Formação Marília caracteriza-se pela frequência com que se mostram seus arenitos impregnados de carbonato de cálcio. Também tem litologia detrítica variada, com predomínio de arenitos, excepcionalmente ocorrendo calcários (L. F. de Moraes Rego, 1935, pág. 243). Estudou-a sobretudo R.O. de Freitas (1955).

Em alguns dos maiores vales da província a erosão descobriu o substrato basáltico do Grupo Bauru, que se expõe em estreitas faixas no fundo dos vales, mas amplamente, na bacia do rio Paranapanema. Parece que não só às irregularidades da superfície basal de deposição da série deve atribuir-se o aparecimento de manchas locais, isoladas, de basalto, em vales da província, mas também a deformações diastróficas, tais como falhas e adernamentos, cuja natureza ainda não pode ser percebida. G. Florence (1905, págs. 12-13) e C.

Washburne (1930, págs. 112-113) sugeriram que tais deformações poderiam ser a causa da presença de rápidos e cachoeiras nesses rios.

Cobrindo área de apreciável extensão na região onde confluem os rios Paraná e Paranapanema, e subindo pelos vales de ambos, dispõe-se a Formação Caiuá, constituída de arenitos eólicos suprabasálticos, de idade e correlações duvidosas. Sua expressão topográfica pouco difere da dos arenitos cretáceos.

São restritos os depósitos cenozoicos da província. Em grande parte dela o solo parece originado de produtos de removimentação fluvial de material do Grupo Bauru, localmente espessos de vários metros, como se observa em cortes das ferrovias. São indistintas estruturas sedimentares, mas podem conter seixos de quartzo dispostos de modo a indicarem ação de antigos cursos d'água sem relações aparentes com a drenagem atual. A esta, todavia, devem ser atribuídos típicos terraços fluviais, de cascalho de quartzo e calcedonito, altos, às vezes, de dezenas de metros sobre o soalho dos vales dos grandes rios, como os conhecemos no baixo Paranapanema e em trechos diversos dos rios Grande, Tietê, Paraná, etc.

Junto à borda SE da província as camadas do Grupo Bauru têm mergulho regional em direção ao rio Paraná, da ordem de 2 a 2,3 m/km, valores que parece diminuir para noroeste, não muito se afastando da declividade topográfica geral.

Desconhecem-se, na província, deformações diastróficas locais capazes de se manifestarem claramente no relevo. Sem negarmos a existência de falhamentos pós-cretáceos no Planalto Ocidental e nas Cuestas Basálticas, e R.O. de Freitas (1955, Fotos 13 e 14) ilustra uma de tais falhas, parecidos, contudo, inadmissível, por falta de provas, a conclusão do citado Autor (págs. 169 e 179), de que existiria na área da bacia do Paraná em São Paulo, um mosaico de blocos de falhas que explicariam não só o traçado da drenagem como o das próprias cuestas basálticas, que seriam “escarpas obsequentes de linha de falha”. Partindo da premissa ilusiva de que as camadas do Grupo Bauru são praticamente horizontais, R. O. de Freitas (1955, pág. 166) concluiu ser o desnível de 500 m entre a posição que ocupam em Barretos e no planalto de Franca, devido a um falhamento pós-cretáceo dirigido a NNW-SSE. Subestimando a real espessura de cerca de 300 m que apresenta o Grupo Bauru no chapadão de Garça-Marília (Wanda M. Novaes, 1950, pág. 203) e confundindo um conglomerado alto no Grupo com o basal, concluiu Freitas (1955,

pág. 168) haver uma falha ao longo da escarpa da serra de Marília.

Na maior parte do Planalto Ocidental o Grupo Bauru acha-se desfeito em relevo uniforme e monótono, com extensos espigões de perfis convexos e cimos ondulados, com terminações laterais lobadas, configurando baixas e amplas colinas que avançam em direção aos vales dos principais rios que buscam o Paraná, separando seus afluentes. A maior parte desse relevo acha-se a menos de 600 m de altitude, e seus desníveis locais raramente se aproximam de uma centena de metros. A geral convexidade das formas topográficas, só raramente interrompida pelo afloramento de camada mais resistente de arenito calcário, e os reduzidos ângulos dos perfis das vertentes, emprestam a esse relevo notável suavidade, vez ou outra se destacando um acidente, como a serra do Diabo, testemunho arenítico existente na área do chamado Pontal do Paranapanema, no baixo vale deste rio.

As camadas do Grupo Bauru elevam-se lentamente para a borda sul-oriental da província, avançando, como grandes “promontórios”, nos dois principais divisores de águas do planalto. De tal modo, atingem altitudes que pouco excedem 700 m, para constituírem, nesses divisores, destacados planaltos, que embora muito erodidos, representam as mais notáveis feições do relevo da província, aos quais nos referiremos como planaltos de Garça e de Monte Alto. No primeiro têm seus mananciais os rios do Peixe, Aguapeí, Batalha e Turvo. Embora grandemente desfeito em espigões subnivelados, que na serra da Jacutinga, a leste de Agudos, ultrapassa um pouco 700 m de altitude, acha-se preservado como relevo tabular, nivelado a cerca de 660 m de altitude, no chapadão em que se encontra a cidade de Garça. Para leste e sul, o relevo descrito termina frequentemente em escarpas abruptas, altas de 50 a quase 100 metros, constituindo as chamadas serras de Bauru, dos Agudos, do Mirante, etc., mas para norte, além de Marília, perde altura com o declive ligeiro das camadas, desfazendo-se em colinas suavizadas. É evidente caber papel primordial na sustentação dessa topografia tabular, a resistência à erosão oferecida pelas camadas de arenito calcário da formação Marília, que na região tem mais de 150 m de espessura.

Ocupando posição homóloga à do planalto de Garça existe, no divisor de águas dos rios Tietê e Mogi Guaçu, relevo tabular muito desfeito pela erosão, o planalto de Monte Alto, que se estende no triângulo formado pelas cidades de Taquaritinga, Santa Adélia e Taiuvá. Seu trecho oriental, por

onde se desenvolve o espigão principal de águas, é a denominada serra de Jabuticabal, na qual se encontra a maior altitude da região e possivelmente de todo o Planalto Ocidental: cerca de 740 m, em local situado logo a noroeste da cidade de Monte Alto.

É o relevo descrito como um planalto extremamente festonado, desfeito em testemunhos mais ou menos isolados, por entre os quais surgem os mananciais de diversos rios que buscam o Mogi Guaçu e Turvo, ambos afluentes do rio Grande, e do ribeirão dos Porcos, tributário da bacia do Tietê. A cidade de Monte Alto, numa posição comparável à de Garça, acha-se nos campos cimeiros do planalto, a 700 m de altitude. À sua volta vêem-se, em diversos lugares, terminar de modo mais ou menos brusco a chapada, em escarpas altas de dezenas de metros, chamadas itaimbés. É todo esse relevo suportado pelos arenitos calcários do Grupo Bauru, que aí tem cerca de 300 m de espessura, conforme concluímos de uma seção entre Monte Alto e sondagens feitas em Fernando Prestes e Cândido Rodrigues.

Dos vários rios que atravessam as cuestas basálticas em São Paulo, só os três maiores, o Paranapanema, o Tietê e o Grande lograram penetrar no Planalto Ocidental; os demais foram desviados, provavelmente por capturas em favor destes. De tal maneira, tem a província sua drenagem própria, constituída de estreitas bacias alongadas no sentido noroeste, do mergulho regional das camadas. A regularidade no traçado dessas bacias paralelas é flagrante nas regiões mais baixas, da metade norte-ocidental do planalto, porém nas mais elevadas, em que crescem as altitudes e com elas, as alturas acima dos três grandes rios que procedem do Planalto Atlântico, tal regularidade deixa de existir. Atribuímos o fato ao vigor da erosão que exercem estes rios, tornando-se capazes de capturarem águas dos rios consequentes da província. É, nesse sentido, significativo o fato de ser toda a orla oriental do planalto drenada para um dos três, apontando o grau de penetração de suas drenagens na orla mais elevada do Planalto Ocidental.

Analisando-se o traçado dos cursos d'água próprios ao planalto, parecem evidentes capturas que denunciariam o tributo pago por esses longos rios paralelos, por fluírem nas vizinhanças dos possantes coletores que penetram no planalto. Assim, é sugestivo o traçado, em mesmo alinhamento, do alto rio Batalha, do Batalhinha e do Feio, parecendo indicar ter este último perdido, em favor do Tietê, a alta bacia do rio Batalha, que antes lhe

trazia águas da região elevada de Agudos. Parece provável que também o rio São José dos Dourados haja perdido parte de sua alta bacia em favor da do Tietê, por capturas realizadas através dos rios São Lourenço e do Cubatão.

Os maiores rios da província, o Paranapanema, Paraná, Grande e Tietê, descobrem em seus vales, longos trechos de basalto, em que cresce a declividade da corrente, tornando-se as águas rápidas, quando não se despejam nos numerosos saltos e cachoeiras. Em tais acidentes, como bem se observa em Urubupungá, Avanhandava, Itapura, Marimbondo e outras cachoeiras, a disposição dos basaltos em sucessivos lençóis, o fraturamento horizontal que sofreram e as pouco espessas intercalações de arenito respondem pelos sucessivos degraus que todas apresentam. No rio Tietê, os trechos atravessados sobre o arenito Bauru são caracterizados por cursos de águas calmas, fluindo em longos estirões a que denominam "mansos", no baixo vale. Feições análogas apresentam-se no rio Paraná, sobretudo abaixo de Porto Epitácio.

O paralelismo da drenagem do Planalto Ocidental parece indicar terem seus rios estabelecido traçados numa superfície essencialmente plana, inclinada para o rio Paraná. Ignoramos se tal superfície era a terminal da sedimentação cretácea na bacia do Alto Paraná ou se representa uma superfície de aplainamento muito evoluída que estaria em relação com as do Planalto Atlântico. De qualquer modo, a drenagem principal da província, onde não muito perturbada por capturas, é essencialmente consequente, salvo talvez a do rio Paranapanema, que perlonga a borda da bacia do Alto Paraná (F. Almeida. 1956, pág. 6).

O soerguimento do Planalto Atlântico em relação à bacia do Alto Paraná, bem atestado pela inclinação das camadas do Grupo Bauru, causou a embutidura dos vales na primitiva superfície, ensejando a captura em favor dos três rios principais, o Paranapanema, o Tietê e o Grande, da primitiva drenagem consequente estabelecida sobre o Grupo Bauru. Sustentados pelos arenitos calcários, e graças à posição privilegiada que ocupam nos principais interflúvios da província, mantiveram-se em destaque, como grandes promontórios, os planaltos de Garça e Monte Alto, ante os quais desviou-se a drenagem para aqueles três rios que procedem do Planalto Atlântico. Se as superfícies cimeiras desses dois pequenos planaltos representam efeitos de aplainamento local por *stripping*, ou se testemunham a primitiva superfície a partir da qual se estabeleceu a drenagem consequente da província, eis

interessante questão que formulamos aos futuros pesquisadores do relevo do oeste paulista.

#### OBRAS CITADAS

- AB'SABER, A.N. 1950. A Serra do Mar e a mata atlântica em São Paulo. (Comentários de fotografias aéreas de Paulo Florençano). *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 4: 61-69.
- AB'SABER, A.N. 1951. Sucessão de quadros paleogeográficos no Brasil do triássico ao quaternário. Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae", Universidade Católica de São Paulo, São Paulo, Anuário 1950-1951, p. 61-69.
- AB'SABER, A.N. 1953. Os terraços fluviais da região de São Paulo. Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae", Universidade Católica de São Paulo, São Paulo, Anuário 1952-53, p. 86-104.
- AB'SABER, A.N. 1953. Geomorfologia de uma linha de quedas apalachiana típica do Estado de São Paulo. Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae", Universidade Católica de São Paulo, São Paulo, Anuário 1953, p. 111-138.
- AB'SABER, A.N. 1954. A geomorfologia do Estado de São Paulo. Em "Aspectos geográficos da terra bandeirante", p. 1-97. Conselho Nacional de Geografia Rio de Janeiro.
- AB'SABER, A.N.; BERNARDES, N. 1956. Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. *Engenharia, Minas e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 24 (143): 283-292.
- AB'SABER, A.N. 1957. Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*. Universidade de São Paulo, 219 (Geografia 12), 343 p.
- AB'SABER, A.N.; BERNARDES, N. 1958. Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOGRAFIA, 18, Rio de Janeiro, *Guia das Excursões n. 4*, 303 p.
- AB'SABER, A.N.; BESNARD, W. 1953. Sambaquis da região lagunar de Cananéia. I - Observações geográficas; II - Especulações pré-históricas. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, Universidade de São Paulo, 4 (1-2).
- ALMEIDA, F.F.M. 1946. Ocorrência de camadas supostas pliocênicas no rio Paraibuna, Estado de São Paulo. *Boletim Geologia e Metalurgia*, São Paulo, 2: 71-74.
- ALMEIDA, F.F.M. 1950. Relevo de cuestras na bacia sedimentar do rio Paraná, Brasil. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOGRAFIA, 16, Lisboa., 1949, tomo 2, p. 762-771.
- ALMEIDA, F.F.M. 1951. A propósito dos "relevo policíclicos" na tectônica do Escudo Brasileiro. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 9: 3-18.
- ALMEIDA, F.F.M. 1952. Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos Estados de São Paulo e Paraná. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 1 (1): 53-58.
- ALMEIDA, F.F.M. 1953. As camadas de São Paulo e a tectônica da serra da Cantareira. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 4 (2): 23-40.
- ALMEIDA, F.F.M. 1956. The West Central Plateau and Mato Grosso Pantanal. In: INTERNATIONAL GEOGRAPHY CONGRESS, 18, Rio de Janeiro, *Excursion Guidebook 1*, p. 5-55.
- ALMEIDA, F.F.M. 1956. O planalto basáltico da Bacia do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 24: 3-34.
- ALMEIDA, F.F.M. 1958. O Planalto Paulistano. Em "A cidade de São Paulo", cap. 4, p. 113-167. Associação Geógrafos Brasileiros, São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. 1958. Vale do Paraíba. Divisão Geologia e Mineração, Rio de Janeiro, p. 90-91. (Relatório Anual - 1957).
- ALMEIDA, F.F.M. 1959. Guia 2.0 Excursão: São Paulo a Araraquara. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 13, São Paulo, 12 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; BARBOSA, O. 1953. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineração*, São Paulo, 143: 1-96.

- BARBOSA, O. 1943. Geomorfologia da região de Apiaí. *Boletim da Associação dos Geógrafos Brasileiros*, São Paulo, 3: 19-24.
- BARBOSA, O.; GOMES, F.A. 1958. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Brasil. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineração, 40 p. (Boletim 171)
- BESNARD, W. 1950. Considerações gerais em torno da região lagunar de Cananéia-Iguape. *Boletim Paulista de Oceanografia*, São Paulo, 1(1): 9-26; 1 (2): 3-28.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P.L. 1959. Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). Notas Preliminares e Estudos, Instituto Biológico e Pesquisa Tecnológica, Curitiba, 1, 7 p.
- BJORNBERG, A.J. 1959. Rochas clásticas do planalto de Poços de Caldas. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciência e Letras*, Universidade de São Paulo, 237 (Geologia 18), p. 65-122.
- COUTO, C.P. 1958. Idade geológica das bacias cenozoicas do vale do Paraíba e de Itaboraí. Museu Nacional, Rio de Janeiro. Geologia, 25, 17 p.
- COUTINHO, J.M.V. 1953. Petrologia da região de São Roque, São Paulo. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras*, Universidade de São Paulo, 159. Mineralogia 11, 80 p.
- DEFFONTAINES, P. 1935. Regiões e paisagens do Estado de São Paulo. Primeiro esboço de divisão regional. *Geografia*, São Paulo, 1(2): 117-169.
- DENIS, P. 1927. Le Brésil. En "Géographie Universelle, publiée sous la direction de P. Vidal de la Blache et L. Gallois", Paris, Librairie Armand Colin, tome 15, part 1, p. 89-120.
- DERBY, O.A. 1887. On nepheline rocks in Brazil, with special reference to the association of phonolite and foyaite. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, London, 43: 457-473.
- DERBY, O. A. 1895. A denominação Serra da Mantiqueira. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico*, São Paulo, 1: 3-15.
- ELLERT, R. 1959. Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*. Universidade de São Paulo, 237 (Geologia 18), p. 1-63.
- FLORENÇANO, P. 1950. A serra do Mar e a mata atlântica em São Paulo. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 4: 60-69.
- FLORENCE. G. 1907. Notas geológicas sobre o rio Tietê em o trecho estudado pela turma, etc., em 1905. Exploração do rio Tietê. Comissão Geográfica e Geológica. Província de São Paulo. p. 9-15.
- FREITAS. R.O. 1947. Geologia e petrologia da ilha de São Sebastião (Estado de São Paulo). *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciência e Letras*, Universidade de São Paulo, 85 (Geologia 3), 244 p.
- FREITAS. R.O. 1951. Sobre a origem da bacia de São Paulo. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 9: 60-64.
- FREITAS. R.O. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciência e Letras*, Universidade de São Paulo, 130 (Geologia 6), 120 p.
- FREITAS. R.O. 1955. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru (Estado de São Paulo). *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*, Universidade de São Paulo, 194 (Geologia 14), 185 p.
- FREITAS. R.O. 1956. Considerações sobre a tectônica e geologia do vale do Paraíba. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 24(143): 273-283.
- JAMES, P.E. 1933. The higher crystalline plateau of southeastern Brazil. *National Academy Scientific of USA*, Washington, 19(1): 126-130.
- JAMES, P.E. 1933. The surface configuration of southeastern Brazil. *Annals of Association of American Geographers*, Albany, 33(3): 165-193.

- JAMES, P.E. 1946. A configuração da superfície do sudeste do Brasil. *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro, 45: 1105-1121.
- KING, L. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, 18(2): 147-265.
- KNECHT, T. 1946. As jazidas de cassiterita e wolframita da Serra de São Francisco, município de Sorocaba, Estado de São Paulo. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2, Petrópolis, 1946. *Anais*, 2: 113-139.
- KOLLERT, R.; DA VINO, A. 1963. Levantamento gravimétrico na cidade de São Paulo. *Engenharia de Minas e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 38 (224): 79-82.
- KRONE, R. 1914. Informações etnográficas do vale do rio Ribeira de Iguape. Com. Geogr. Geol. S. Paulo. Exploração do rio Ribeira de Iguape, São Paulo, 2ª ed., p. 23-34.
- LAMEGO, A.R. 1946. Análise tectônica e morfológica do Sistema da Mantiqueira. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2, Petrópolis. *Anais*, 3:247-326.
- LEINZ, V.; CARVALHO, A.M.V. 1957. Contribuição à geologia da bacia de São Paulo. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*, Universidade de São Paulo, 205 (Geologia 15), 61 p.
- LISBOA, M.A.R. 1909. Oeste de São Paulo, sul de Mato Grosso. Estrada de Ferro Noroeste do Brasil. Geologia, Indústria Mineral, Clima, Vegetação, Solo Agrícola, Indústria Pastoral. Comissão Emilio Schnoor. *Jornal do Comércio*, Rio de Janeiro, 172 p.
- MARTONNE, E. 1933. Abrupts de faille et captures récentes: la serra do Mar de Santos et l'Espinouse. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, Paris, 74: 138-145.
- MARTONNE, E. 1950. Abrupts de falha e capturas recentes: a serra do Mar de Santos e a "Espinouse". *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro, 82: 1283-1287.
- MARTONNE, E. 1940. Problèmes morphologique du Brésil tropical atlantique. *Annales de Géographie*, 49 (277): 1-2; 49 (278-279): 106-129.
- MARTONNE, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, 5 (4): 523-550; 6 (2): 155-178.
- MAULL, O. 1930. Von Itatiaya zum Paraguay: Ergebnisse einer Forschungsreise durch Mittel Bresilien. Leipzig.
- MENESCAL CAMPOS, J. 1952. A jazida pirobetuminosa do vale do Paraíba. *Engenharia, Minas e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 16 (96): 417-421.
- MONBEIG, P. 1949. A divisão regional do Estado de São Paulo. *Anais da Associação dos Geógrafos Brasileiros*, São Paulo, 1: 19-30.
- MORAES REGO, L.F. 1930. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. Divisão de Geologia e Mineração, Rio de Janeiro, 46, 105 p.
- MORAES REGO, L.F. 1932. Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese. Instituto Astronômico e Geofísico, São Paulo, 28 p.
- MORAES REGO, L.F. 1933. Contribuição ao estudo das formações pré-devoneanas de São Paulo. Instituto Astronômico e Geofísico, São Paulo, 43 p.
- MORAES REGO, L.F. 1935. Camadas cretáceas do sul do Brasil. *Anuário da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo*, 4(2): 231-274.
- MORAES REGO, L.F.; SOUZA SANTOS, T. D. 1938. Contribuição para o estudo dos granitos da Serra da Cantareira. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, 162 p. (Boletim 18).
- NOVAIS, W.M. 1950. Notas sobre a geologia e geomorfologia da região entre São Carlos, Novo Horizonte e Garça, Estado de São Paulo. *Anuário da Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae"*, Universidade Católica de São Paulo, São Paulo, p. 200-205
- PAES LEME, A.B. 1930. O tectonismo da serra do Mar. A hipótese de uma remodelação terciária. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 2(3): 143-148.

- PENALVA, F. 1963. Geologia e tectônica da região do Itatiaia (Sudeste do Brasil). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 66p.
- QUEIROZ NETO, J.P. 1960 Notas preliminares sobre a geologia e estrutura da serra de Santana, Estado de São Paulo. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 9 (2): 13-23.
- RIBEIRO FILHO, R.F. 1943. Caracteres físicos da bacia do Paraíba. Anuário Fluviométrico n. 4 - Bacia do Paraíba. Ministério da Agricultura, Divisão Águas, p. 21-78.
- RICH, J.L. 1942. The face of South America - an Aerial Traverse. *American Geographical Society Special Publication*, New York, 26, 299 p.
- RICH, J.L. 1953. Problems in Brazilian Geology and Geomorphology suggested by reconnaissance in summer of 1951. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*, Universidade de São Paulo, 146 (Geologia 9), 80 p.
- RODRIGUES, J.C.; NOGAMI, J.S. 1951. Estudo de geologia aplicada na Via Anchieta. *Boletim do Departamento de Estrada de Rodagem*, São Paulo, número especial, p.19-27.
- RUELLAN, F. 1944. Aspectos geomorfológicos do litoral brasileiro no trecho compreendido entre Santos e o rio Doce. *Boletim da Associação dos Geógrafos Brasileiros*, São Paulo, 5: 6-12.
- RUELLAN, F. 1953. O papel das enxurradas no modelado do relevo brasileiro. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 13:5-18; 14:3-25.
- RUELLAN, F.; AZEVEDO, A. 1949. Excursão à região de Lorena e à serra ia Bocaina (Relatório). *Anais da Associação de Geógrafos Brasileiros*, São Paulo, 1: 19-36.
- SANTOS, E.A. 1952. A geomorfologia da região de Sorocaba e alguns dos seus problemas. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 12: 3-29.
- SANTOS, R.S.; TRAVASSOS, A. 1955. Caracideos fósseis da bacia do Paraíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 27(3): 297-322.
- SETZER, J. 1942. O estado atual dos solos do município de Campinas. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, 4(1): 39-62.
- SETZER, J. 1956. Possibilidades de recuperação do campo cerrado. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, 18(4): 471-491.
- TIOMNO, M. 1944. Relatório geral da excursão a Guaratinguetá, Cunha e Parati. *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro, 2 (21): 1367-1375.
- SILVEIRA, J.D. 1950. Baixadas litorâneas quentes e úmidas. Tese de concurso, São Paulo, 224 p. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*, Universidade de São Paulo, 152 (Geografia 8).
- WASHBURNE, C.W. 1930. Petroleum geology of the State of São Paulo, Brazil. *Boletim da Comissão Geográfica e Geológica*, São Paulo, 22, 282 p.

#### Agradecimentos devidos à republicação

Para a republicação dessa obra, a equipe editorial da Revista do Instituto Geológico realizou a editoração eletrônica do texto e das ilustrações, bem como uma busca no acervo fotográfico do Prof. Fernando Flávio Marques de Almeida, que contou com a colaboração da equipe responsável pela editoração do livro “Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida”, em especial, os professores Andrea Bartorelli e Celso Dal Ré Carneiro. Estendemos nossos agradecimentos à família do Prof. Fernando F.M. Almeida, pela cessão de imagens e autorização para republicação da obra.