

nhoso divisor que separa o rio Grande dos seus afluentes mais ocidentais (Sapucaí-Mirim, Pardo, Mojiguaçu e Jaguari). As interrelações entre as duas superfícies podem ser observadas próximo à estrada que liga Ribeirão Preto a Porto Ferreira. Os vales do ciclo Velhas, a 600 metros ou menos, estão encaixados na superfície Sul-Americana que se elevou de 600 para 700 metros. Os morros residuais que se elevam da superfície Sul-Americana se acham truncados pela superfície Gondwana, a 800 metros ou mais, que se eleva em direção a leste. Estes fatos mostram que as regiões montanhosas a ocidente foram soerguidas após cada um dos aplainamentos post-Gondwana e Sul-Americano. Como pode ser observado quando nos aproximamos dessa área, o último desses ciclos foi o que agiu mais fortemente.

As relações entre as superfícies estão claramente visíveis a leste de Casa Branca. A própria cidade está sobre a superfície Sul-Americana, que apresenta os vales encaixados produzidos pelo ciclo Velhas. Estes vales são amplos, com encostas inclinadas, se bem que em direção à área montanhosa, à medida que as superfícies mais antigas se elevam gradualmente, os vales tornam-se cada vez mais encaixados na superfície. Nos divisores dos contrafortes das montanhas a leste de Vargem Grande permanecem muito poucos remanescentes da superfície Sul-Americana.



FOTO 31 — Vista para noroeste ao longo da frente montanhosa próximo a Aguas do Prata, São Paulo, mostrando um íngreme arqueamento da superfície post-Gondwana e a superfície Gondwana no topo. A uniforme crista da serra que aparece à direita representa o plano de referência do ciclo Sul-Americano, terminando abruptamente contra a frente montanhosa. O vale que aparece em primeiro plano pertence ao ciclo Velhas.

A superfície Sul-Americana pode, então, ser descrita elevando-se (Foto 31) magnificamente das grandes planícies do oeste para as partes mais baixas da serra. Cada elevação mostra como que um degrau superior que leva aos remanescentes da superfície Gondwana como os que ocorrem nas proximidades de Santa Rita de Passa Quatro. As interrelações entre as várias superfícies cíclicas mostram que o soerguimento das superfícies Gondwana e post-Gondwana ocorreram aqui antes do início do ciclo Sul-Americano, isto é, em época cre-

tácea superior ou terciária inferior. Um novo soerguimento no Terciário médio, entre os ciclos Sul-Americanos e Velhas, ainda não foi provado. O soerguimento mais moderno é de idade terciária superior ou pleistocênica e é evidentemente contemporâneo aos deslocamentos da serra da Mantiqueira para o sul.

A presença de remanescentes da superfície Gondwana (com canga) sobre as partes mais altas da serra mostra que o divisor existe há longo tempo. Com efeito, esse divisor pode ter sido mais importante antes da anexação das águas, a leste, pelo rio Grande.

E isto não é tudo. O alto nível (1 400 metros) da serra do Mirante e da serra da Porquilha (Forquilha ?), tanto de modo absoluto quanto em relação às planícies do ciclo Sul-Americano, levanta o problema de serem as cristas, até certo ponto, anteriores, mesmo, ao ciclo Gondwana, incluindo fragmentos da superfície triássica pré-Botucatu ou da superfície do Paleozóico superior, que é ainda mais antiga. A proximidade de rochas do tipo Gondwana entre Casa Bianca e Vargem Grande também contribui para que a dúvida seja procedente.

Esse ponto de vista é provado na serra do Quartel cuja horizontalidade é sobrepujada por um morro residual, composto de arenitos * e xistos da série Passa Dois. A crista, assim, é anterior a essas rochas e constitui uma feição de idade permiana ou triássica. A serra apresenta, ainda, 15 metros de arenito Botucatu assentando sobre a série Passa Dois, antes da carapaça de canga, que representa, no topo, a superfície Gondwana. Digna de nota é a ausência dos basaltos réticos que devem ter sido removidos pela erosão durante o Mesozóico. A ausência dos basaltos, mesmo a 1 400 metros, se bem que ocorram a 700 metros, próximo de Palmeiras, a 50 quilômetros de distância, mostra como foi súbito o soerguimento.

A repetição dos soerguimentos e a manutenção de um divisor de águas, nesta área, pelo menos desde o Mesozóico inferior, é indicada, e podemos relacionar os acontecimentos conhecidos como se segue: a) a ausência dos glaciais em membros inferiores do sistema de rochas do tipo Gondwana sugere que o divisor apareceu inicialmente durante o Carbonífero; estes materiais, porém, podem ter sido depositados e logo removidos pela erosão, no Paleozóico superior ou no Mesozóico inferior. b) Sobre a superfície do Mesozóico inferior (a atual concordância de cristas da maior parte da serra) foram depositados os xistos (*shales*) da série Passa Dois e os arenitos Botucatu, assentando esses últimos sobre rochas arqueanas. c) Estes sedimentos de tipo Gondwana foram truncados e parcialmente removidos, provavelmente após o soerguimento, pelo ciclo de desnudação Gondwana, agindo durante o Jurássico e durante o início do Cretáceo. d) A renovação da altitude relativa da superfície Gondwana no Cretáceo permitiu que o ciclo post-Gondwana se iniciasse, sendo a superfície resultante, por sua vez, fortemente soerguida no Cretáceo superior, após o que e) o aplainamento Sul-Americano progrediu em direção ao eixo montanhoso a partir de oeste. f) A um levantamento do continente, possivelmente sem movimento diferencial, seguiu-se o entalhamento de vales do ciclo Velhas. g) Em

* N do T - *Grit*, no original inglês. Arenito de grão angulosos.

seguida, fortes movimentos diferenciais no Plio-Pleistoceno causaram o rejuvenescimento da erosão e o entalhamento de vales nas encostas das montanhas.

A região entre a serra do Quartel e Poços de Caldas é também atravessada por várias escarpas importantes e vales que se desenvolveram ao longo de linhas de falhas. Algumas escarpas cortam as extremidades superiores de vales que dizem em direção oposta à escarpa; um exemplo é constituído pela parte superior do vale do rio Fartura que termina na grande escarpa que se dirige para nordeste a partir de São João da Boa Vista. À primeira vista muitas dessas escarpas parecem escarpas de falha recentes e os vales se assemelham a depressões de ângulo de falha. A observação mais minuciosa revela, no entanto, que são na realidade escarpas e vales de linhas de falhas esculpidos pela erosão ao longo de fraturas que podem ser tão antigas quanto o Mesozóico superior (Foto 32a). O mesmo pode ser dito em relação aos limites do bloco elevado que ocorre ao norte de Poços de Caldas. É interessante, nesta área de falhamentos antigos, a disposição das cabeceiras dos rios Pardo e Mojiguaçu, a oeste da serra, em relação à qual são aparentemente antecedentes e através da qual passam, por profundos vales, às planícies ocidentais.



FOTO 32a — Escarpa de falha que se prolonga para nordeste a partir de São João da Boa Vista. Vista próximo à estrada para Palmítal a NW de Poços de Caldas, Minas Gerais

A não ser pela superfície Gondwana na área elevada (acima de 1 400 metros) próximo de Poços de Caldas, o oeste mineiro mostra, na quase totalidade, o planalto dissecado do ciclo Sul-Americano. Nas vizinhanças de Poços de Caldas a altitude das cristas é da ordem dos 1 000 metros, estando o fundo do vale do rio Pardo a cerca de 100 metros abaixo (ciclo Velhas); porém o arqueamento ocorrido no Pleistoceno afetou profundamente essas elevações, localmente. Ao sul de Poços de Caldas, por exemplo, o planalto terciário inferior eleva-se a 1 250 metros, com testemunhos da superfície Gondwana, sobre o

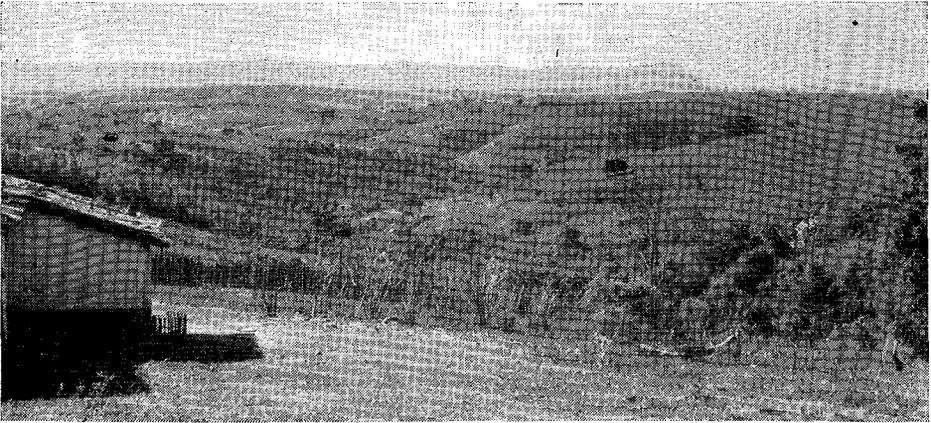


FOTO 32b — Além da superfície do Terciário médio (ciclo Sul-Americano) eleva-se, a distância, a escarpa da serra de Itaqueri (350 metros) capeada por sedimentos cretáceos da série Bauru que assentam sobre lavas basálticas do Rético Vista para o norte próximo a São Pedro, São Paulo

mesmo, a 1 400-1 500 metros, sendo esta a altitude da superfície Gondwana na região a oeste da escarpa de São João da Boa Vista e no bloco ao norte de Poços de Caldas, acima mencionado Estas concordâncias sugerem que o falhamento não é posterior ao Cretáceo inferior, e que somente ai queamentos ocorreriam a partir dessa época (Foto 31) Na região de Casa Branca — Poços de Caldas — São João de Boa Vista, não foi encontrado nenhum exemplo de deslocamentos das superfícies cíclicas por falhas; êsses deslocamentos foram sempre provocados por soerguimentos e fraturas que se orientam segundo linhas que se repetem. Esta conclusão torna-se interessante quando se verifica o pa-

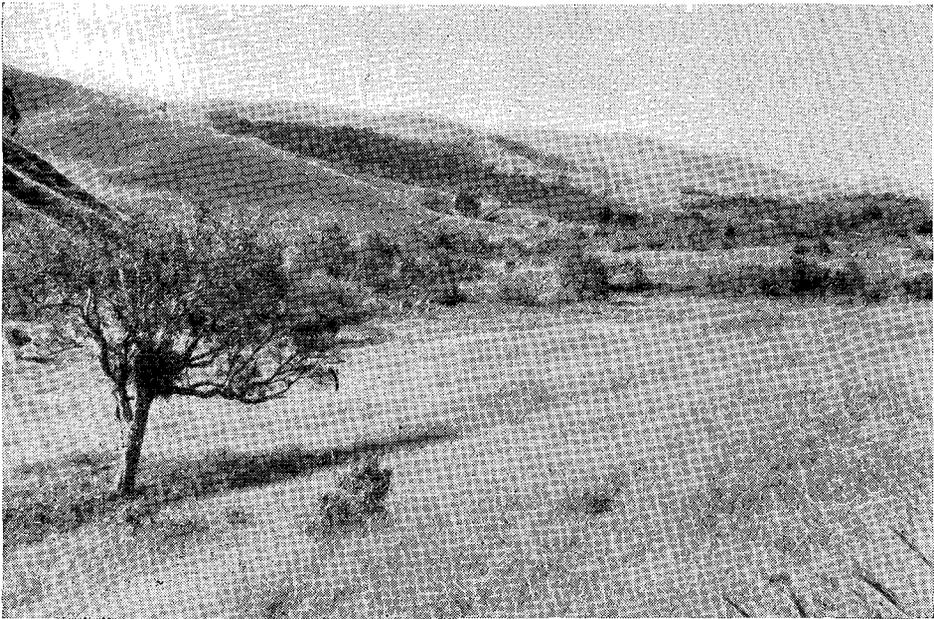


FOTO 33 — Vista para oriente ao longo da escarpa próximo a São Sebastião, a NW. de Ouro Fino, Minas Gerais. A escarpa apresenta o o truncamento pos-Gondwana (100 metros) no tópo, e o truncamento Sul-Americano (900 metros) no lado sul, na parte inferior Assim, é uma escarpa de linha da falha ("fault-line scarp") e não uma escarpa de falha ("fault scarp")

paralelismo (coincidência) com muitas das linhas de falhas ao norte e noroeste da cidade de São Paulo (como em Pirapora), que também parecem ser de idade bastante remota se bem que ainda afetem a topografia atual pelo controle que exerceram sobre a erosão posterior.

Uma outra escarpa apresentando o truncamento de topo post-Gondwana (Foto 33), ocorre em direção leste-oeste na área de Ouro Fino, Minas Gerais, chegando até quase Pouso Alegre. Se bem que proeminente, longa e direita (reta), esta escarpa representa também uma antiga linha de falha.

Os movimentos do Terciário superior e post-Terciários parecem, portanto, tendo em vista o jazimento das superfícies de erosão locais, ter sido de distorção e não de deslocamento nesta parte da divisa Minas-São Paulo. Parte dos fiatamentos, porém, parece ter sido relativamente forte.

A região entre o vale do São Francisco e o mar

Entre as latitudes de 10 e 19° S., a região entre o vale do São Francisco e a costa oriental do Brasil apresenta uma disposição essencialmente regular. Como pode ser observado nos mapas morfológicos, os poucos remanescentes das superfícies Gondwana e post-Gondwana acham-se distribuídos principalmente ao longo da serra Geral, que constituiu anteriormente um importante divisor de águas que separava os cursos d'água que atingiram diretamente o mar, de uma drenagem que corria para o interior e provavelmente atingia a costa norte do Brasil. Esta antiga disposição da drenagem foi profundamente alterada por movimentos tectônicos que ocorreram no Terciário superior, incluindo a incisão do vale de afundimento do São Francisco através da superfície, em época plio-pleistocênica. Tanto a serra Geral como o vale de afundimento do São Francisco são tratados em capítulos especiais neste relatório.

A superfície primitiva, nesta região, era constituída pela chapada Sul-Americana que, no Terciário médio, atingiu, em vastas áreas, uma fase de aplainamento quase inacreditável (Fotos 1 e 10). Esta superfície ainda está preservada no leste de Minas, porém foi arrasada pela erosão na maior parte da Bahia. Só raramente alguns testemunhos se elevam da chapada. A maior parte constitui as montanhas da serra Geral; um exemplo isolado é o planalto post-Gondwana ao norte de Vitória da Conquista.

O ciclo Velhas segue o ciclo Sul-Americano para oeste até a serra Geral e próximo de Sêro e Diamantina invade a área montanhosa. Em Grão Mogol e Barracão passa, em direção a oeste, além das montanhas, chegando à borda do vale de afundimento. Nestes locais, o ciclo Velhas formou vales nas chapadas mais antigas, porém, mais ao norte (ver mapa morfológico), torna-se a superfície dominante e forma a maior parte dos tabuleiros contidos no grande coto-vêlo do baixo São Francisco.

Ocorrendo em grande extensão nos cursos baixo e médio dos rios dessa área, encontram-se os terrenos do último ciclo (ciclo Paraguaçu), que compreende a maior parte da região de baixa altitude na Bahia e em Sergipe.

Secção Sergipe — Norte da Bahia — Começamos o levantamento dessa região no norte, em Aracaju. Nas proximidades dessa cidade encontram-se várias relações estratigráficas importantes para o datamento dos vários ciclos.

Como foi declarado anteriormente, as várias superfícies cíclicas brasileiras inclinam-se e convergem em direção à costa. Finalmente, essas superfícies se cruzam e continuam, em ordem invertida, como uma série de discordâncias entre membros de uma sequência de deposição de rochas sedimentares. Infelizmente existem poucas localidades na costa brasileira onde o cruzamento ou os sedimentos marinhos possam ser observados, já que a zona geral de cruzamento se acha além da linha de costa presente, na plataforma continental.

Em Sergipe, porém, prevalecem condições diversas e algumas das formações sedimentares podem ser estudadas. O falhamento em blocos destruiu, até certo ponto, a simples disposição original das camadas, porém as seguintes séries são bem conhecidas:

- a) arenitos e argilitos do Cretáceo inferior (Albiano);
- b) calcários e areias turonianos;
- c) calcários e *elastics* senonianos e do Cretáceo superior.

Grande parte da região é ainda recoberta pela formação Barreiras, de suposta idade pliocênica.

As rochas cretáceas mais antigas, em Laranjeiras (a noroeste de Aracaju (Foto 9b), mergulham 8 a 10.º para sudoeste e esta medida é também provavelmente, a inclinação em direção ao mar, da superfície Gondwana subjacente, nesta área. A confirmação deste fato aparece mais para oeste, onde OLIVEIRA (1943, p. 12) achou um mergulho semelhante na base do cretáceo que assenta sobre a série permiana Estância.

O hiato do Cretáceo médio corresponde, evidentemente, aos movimentos terrestres que deram início ao ciclo post-Gondwana e ao sedimentos do Cretáceo superior pode ser atribuído um mergulho original pouco menor do que o das séries mais antigas.

Não foram encontrados ainda, em Sergipe, indícios de sedimentação marinha no Mioceno. No entanto, como a formação Barreiras desce abaixo do nível do mar em Aracaju (a formação pode ser observada emergindo de sob o nível do mar e elevando-se para o interior junto ao hospital a oeste da cidade), esta é uma das poucas localidades na qual a sondagem pode revelar camadas miocênicas abaixo da formação Barreiras. No Pará e no Maranhão a formação marinha miocena (Pirabas) é recoberta pela formação Barreiras e condições semelhantes devem prevalecer, com o ciclo Sul-Americano representado abaixo do Mioceno, pelo menos ao largo da costa de Sergipe, se não nela própria, abaixo da formação Barreiras.

As areias da formação Barreiras ocorrem de modo generalizado em Sergipe. Assentam, com uma inclinação de um grau ou menos em direção ao mar, sobre uma superfície de erosão subaérea que é levemente irregular e apresenta *monadnocks* que penetram, ocasionalmente, através da formação Barreiras. Algumas das irregularidades, próximo da costa, são produzidas, porém, por pequenas falhas posteriores à formação Barreiras, que apresentam uma amplitude de um a dois metros.

Por fim, em último lugar na seqüência, aparecem as areias da costa que assentam sôbre a formação Baireiras, bem como os entulhamentos pantanosos das embocaduras afogadas dos rios que pertencem ao ciclo Paraguaçu, e assim as mesmas fases de sedimentação, desde o Mesozóico médio até o atual, estão representadas, com exceção do Mioceno, que resta ainda identificar.

A área do interior da costa (faixa costeira) entre Aracaju e Salvador apresenta uma evolução simples na qual intervieram dois ciclos de desnudação. O ciclo Velhas desenvolveu largos tabuleiros. Êstes são áreas planas, de relêvo baixo, e freqüentemente de grande largura, que resultam do trabalho de um único ciclo de erosão no Terciário superior. Sôbre o plano de erosão, porém assenta de modo característico uma série de areias e argilas (as baireiras) que são responsáveis por grande parte do aspecto da superfície. Ocasionalmente, *monadnocks* da rocha matriz aparecem como protuberâncias no capeamento areno-argiloso. Numerosas secções do capeamento acham-se expostas nas vertentes dos vales cortados nos tabuleiros por rios que operam no ciclo de erosão Paraguaçu. Êstes vales são sempre amplos, apresentando pedimentos que se elevam gradualmente até a base das escarpas que limitam os tabuleiros. O vale do rio Vaza-Barris, por exemplo, apresenta 20 quilômetros de largura. Freqüentemente, devido ao capeamento das baireiras, os tabuleiros apresentam o aspecto de *cuestas*.

Próximo à costa, os tabuleiros atingem 20 e 50 metros sôbre o nível do mar, elevando-se gradualmente por centenas de quilômetros para o interior e atingindo altitudes de 500 e mais metros. Um interessante corte pode ser observado entre Aracaju e Jeremoabo. Em Aracaju, a superfície passou sob o nível do mar e somente as areias da formação Baireiras são observadas na colina onde está o hospital, a oeste da cidade. Porém, a um ou dois quilômetros para noroeste, a superfície emerge com aclividade que aumenta em direção oposta ao litoral. Devido à erosão generalizada do ciclo Paraguaçu, apenas uma pequena área da superfície acha-se preservada e seus remanescentes aparecem agora como truncamentos em colinas residuais e em cristas que se acham entre os vales mais recentes. As altitudes dessas colinas aumentam progressivamente para noroeste. No Posto Fiscal já apresentam 70 metros, incluído o capeamento das baireiras. Em Pinheiro, onde a superfície atingiu 120 metros, acha-se recoberta por vários metros de *silcrete* compacto, algumas vezes mosqueado (Foto 17), sempre que as areias das baireiras foram silicificadas. Muitos dos grãos de areia apresentam-se rolados mas não é possível afirmar de sua origem eólica apenas pelo exame com auxílio de lupa.

Para oeste, até o sopé do morro Itabaiana, o tabuleiro do ciclo Velhas eleva-se suavemente, cortando as formações cretáceas permianas e, parcialmente, as algonquianas. Daí, a superfície passa ao redor do morro pelo norte e pelo sul; a montanha é um imenso resíduo quartzítico e a superfície continua para noroeste por muitos quilômetros, passando por Itabaiana (cidade) até que, perto de Caiua (?) é interrompida por vales mais jovens (Foto 14). Na maior parte dessa distância o platô é recoberto por areias da formação Baireiras que constituem um recobrimento delgado ou em manchas; através dessas areias, em Campo de Brito e Frei Paulo, aparecem colinas residuais cujas escarpas chegam aos

pedimentos do tabuleiro (Foto 34). Trata-se de verdadeiros *inselbergs*; muitos são constituídos pelos duros quartzitos algonquianos. Algumas dessas colinas, a não ser pelo moiro Itabaiana, atingem altura suficiente para apresentar o aplainamento Sul-Americano, mais antigo.

Ao sul e ao norte do tabuleiro correm os rios Vaza-Barris e Sergipe, cada um afundado em um vale do ciclo Paraguaçu a mais de 50 metros abaixo do nível do tabuleiro.

A vila de Carina está abaixo da crista do tabuleiro, porém, a noroeste, a estrada passa novamente ao platô, que está agora a mais de 300 metros de altitude. Atinge 330 metros antes de chegar ao Rasso da Cataina, uma vasta planície a oeste da estrada entre Jeremoabo e Petrolândia, onde a abandonamos. Jeremoabo está a cerca de 280 metros no amplo vale do Vaza-Barris porém,

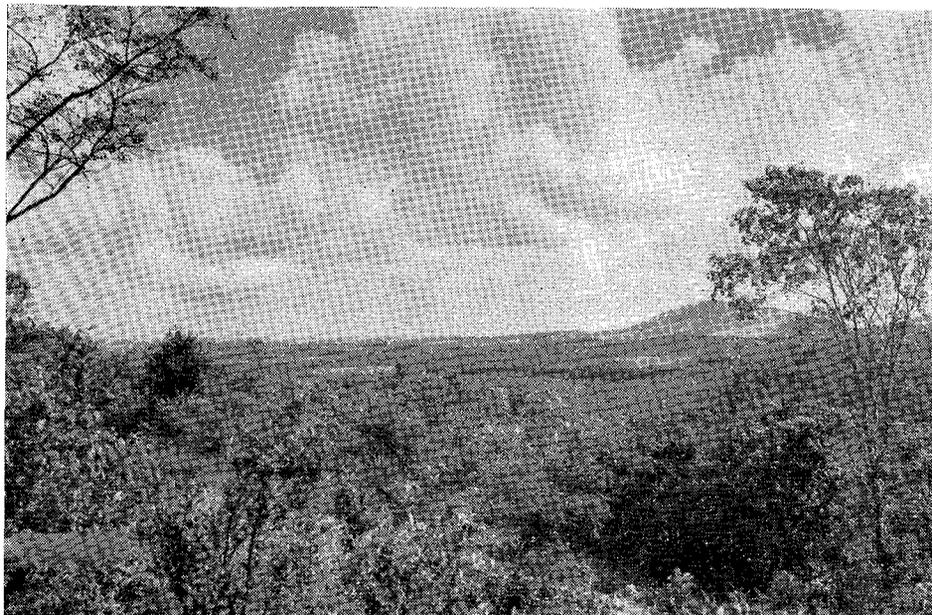


FOTO 34 - A escarpa e pedimento de colinas residuais sobre o tabuleiro do ciclo Velhas (superfície sub-Barreiras), a leste de Frei Paulo, Sergipe

ao sul do rio, os tabuleiros elevam-se progressivamente até atingir altitudes da ordem dos 500 metros.

A estrada ao sul de Jeremoabo passa entre os tabuleiros no caminho para Cícero Dantas, utilizando os amplos vales tributários do Vaza-Barris. Os fundos desses vales do ciclo Paraguaçu apresentam terraços e são cobertos por areias e cascalhos. Estes não são propriamente barreiras, que ainda capeiam os tabuleiros que estão em ambos os lados; todavia, bem podem ser derivados, secundariamente, dessa formação. Estes depósitos são, muitas vezes, bem consolidados, porém nunca silicificados, como acontece com as barreiras. Esses abundantes detritos podem ter sido acumulados na bacia do ribeirão Tiugui devido a um leve movimento de compensação * associado aos movimentos tectônicos responsáveis pelo baixo curso do São Francisco, que estão pouco ao norte

* N do T - *Back tilting* no original inglês

Em Duas Seixas, 22 quilômetros ao norte de Cícero Dantas (Foto 35), a estrada atravessa um *gap*, a 400 metros, nos tabuleiros capeados por cêrca de 40 metros de areias e *silcretos* da formação Barreiras. Os *silcretos* apresentam-se, aqui com estratificação especialmente clara.

A dois quilômetros ao norte de Cícero Dantas a estrada cruza o tabuleiro a 465 metros e daí em diante o mesmo pode ser observado elevando-se para oeste e sudoeste pelo menos durante 50 quilômetros. Esta secção é importante pelo fato de uma única superfície cíclica poder ser seguida desde abaixo do nível do mar, junto à costa, até a altitude de 500 metros ou mais, no interior, provando, assim, que como a região central de Minas, basculada repetidamente de sul a norte, e como a região de São Paulo, de sudoeste para noroeste, a região entre o vale do São Francisco e o mar foi basculada para sudoeste pelo menos desde o Plioceno. O jazimento das seqüências de rochas sedimentares, além do mais, sugere que tal basculamento foi intermitente e cumulativo desde o Mesozóico médio.



FOTO 35 — Vista para o sul em área de tabuleiros dissecados próximo a Duas Seixas, ao norte de Cícero Dantas, Bahia. Os tabuleiros são capeados por barreiras silicificadas ("silcreted").

O "*graben*" Cretáceo: Para oeste encontra-se o *graben* cretáceo que se estendia, em direção ao norte, da baía de Todos os Santos ao baixo vale do São Francisco.

Este *graben* foi entulhado por sedimentos vermelhos de idade cretácea. Aproximando-nos do *graben* vindo de Ribeira do Pombal, a altitude do tabuleiro eleva-se de 320 metros, a leste, a 430 metros a oeste. O recobrimto de areias da formação Barreiras é, aqui, espesso e o tópo do tabuleiro, surpreendentemente uniforme, exclusivamente produto de deposição. A leste de Tucano o tabuleiro cai abruptamente por uma escarpa de 200 metros de altura que, passando por uma série de terraços com cascalhos e depósitos vasosos estratificados, atinge o fundo do *graben* cretáceo, no qual Tucano está a 190 metros. Neste local a rocha que está abaixo do fundo cascalhento do vale é composta de arenitos com estratificação e argilas vermelhas e amarelas. Estas são, evidentemente, formações cretáceas como as que ocorrem em Araci, 40 quilô-

metros ao sul, onde fósseis de plantas e *Asterias* foram coletados. Aqui está, fora de dúvida, uma parte do antigo *graben* cretáceo, com arenitos aflorando a um nível mais baixo do que o das formações arqueanas adjacentes. Todavia, se bem que o vale do Maceté siga a orientação do antigo *graben*, não existe prova de que o vale moderno seja também um *graben* rejuvenescido do Plió-Pleistoceno. É verdade que as escarpas de cada lado são abruptas e o fundo do vale bastante plano, porém as superfícies dos tabuleiros adjacentes não mostram nenhum deslocamento e as escarpas tanto podem ser escarpas de falha — quanto escarpas de linhas de falhas (*fault-line scarps*)

A oeste deste último *graben* cretáceo os tabuleiros não mais se apresentam perfeitamente aplainados; entre Tucano, e Feira de Sant'Ana, porém, acham-se disseminados grupos de *inselbergs* de 100 e mais metros de altura; raramente êsses *inselbergs* mostram indícios do aplainamento Sul-Americano, mesmo quando ultrapassam a planície (370 metros) mais de 200 metros. Somente a oeste de Feira de Sant'Ana (Fig. 7) é que se pode observar a concordância do nível dos topos.

Esta superfície mais acidentada e com pedimentação mais clara, apresenta-se geralmente livre do capeamento da formação Barreiras

A secção de Feira de Sant'Ana — A secção noroeste — sudeste nas vizinhanças de Feira de Sant'Ana (Fig. 8) é importante e pode ser comparada com a secção (Fig. 8) entre Aracaju e Itabaiana. Mais uma vez, o elemento básico é a superfície sub-barreiras (Velhas) e estudaremos, inicialmente, o jazimento desta superfície desde a costa, em Salvador, para noroeste, até Morro do Chapéu, acompanhando-a por uma distância de 300 quilômetros

Os geólogos do Conselho Nacional do Petróleo demonstraram que esta superfície, que se apresenta uniformemente sob as barreiras a leste de Feira de Sant'Ana, eleva-se de 60 metros sobre o nível do mar, onde atravessa o bloco granítico de Salvador, atingindo até 280 metros em Feira de Sant'Ana. As curvas de nível que foram estabelecidas para a superfície (Fig. 9) alinham-se de modo regular em direção a nordeste, e a superfície eleva-se gradualmente em direção a oeste com um gradiente de cerca de 1:400. Um pouco a leste de Feira de Sant'Ana este gradiente aumenta monoclinamente entre as altitudes de 180 e 280 metros, porém, pouco adiante da cidade uma menor razão de aclive é reassumida. Ao mesmo tempo, o recobrimento da formação Barreiras desaparece e numerosas elevações residuais aparecem como *inselbergs* que estão sobre a superfície Velhas, aqui bem pedimentada. Poucas dessas elevações mostram a concordância de topos que poderia indicar a posição da superfície Sul-Americana superior: apesar disso, a altura que apresentam sobre a superfície de referência (Velhas) aumenta progressivamente para oeste (como em Anguera) como se um aplainamento anterior tivesse essa altitude.

Inicialmente, a elevação progressiva, para oeste, da superfície de referência, é suave, de 280 metros em Feira de Sant'Ana a 340 metros em Ipirá, a 85 quilômetros de distância, onde a aquela se apresenta esplêndidamente pedimentada. Então, antes de Baixa Grande (400 metros) um aclive mais forte

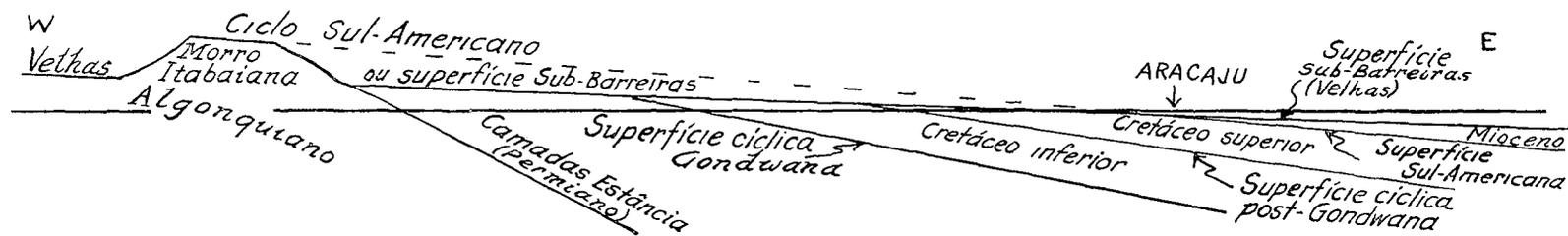


Fig. 8 — Seção esquemática entre Aracaju e Itabaiana, Sergipe mostrando as relações entre as séries sedimentares e as superfícies cíclicas.

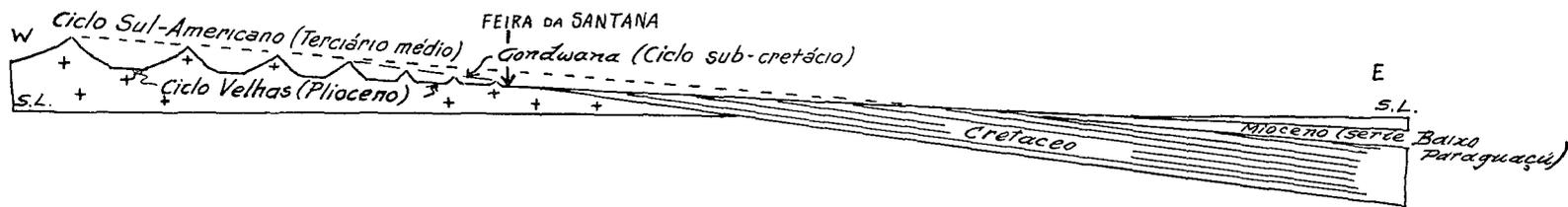


Fig. 7 — Representação esquemática dos ciclos e séries sedimentares na região de Feira de Sant'Ana e do baixo rio Paraguaçu, Bahia.

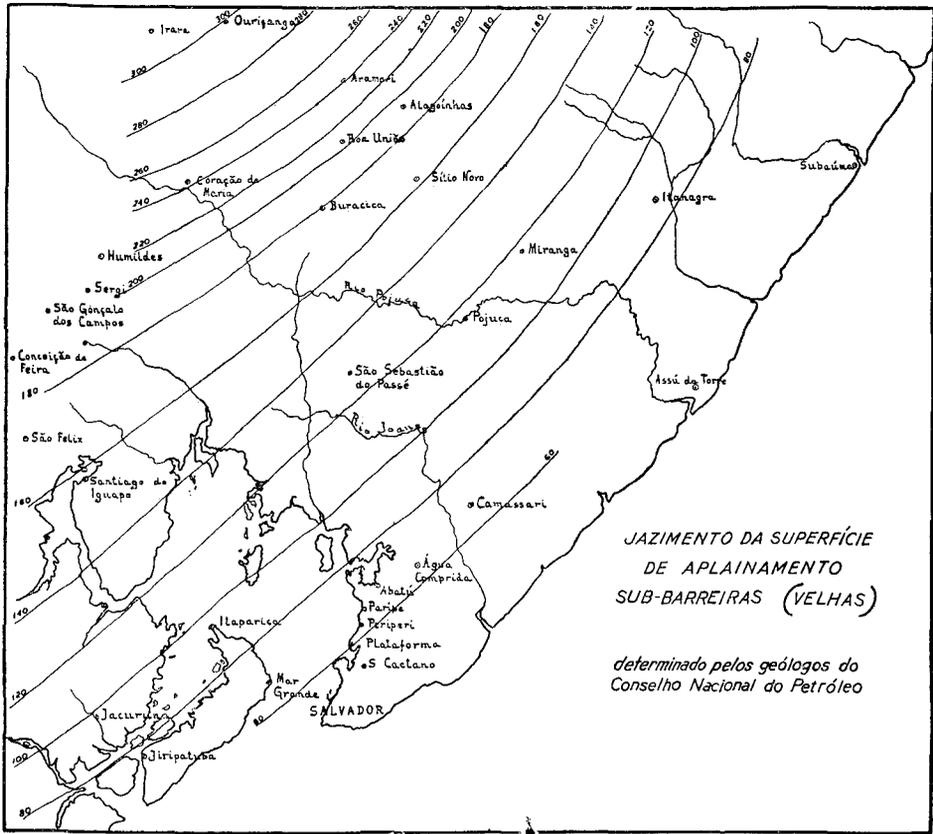


Fig 9 — Jazimento da superfície sub-Barreiras (ciclo Velhas) na região de Feira de Sant'Ana — Salvador (Por cortesia do Conselho Nacional do Petróleo)

passa a ocorrer, continuando até Mundo Novo (550 metros). Logo a oeste desta cidade uma alta crista mostra um remanescente do aplainamento Sul-Americano acima de 650 metros. Vinte e cinco quilômetros a oeste de Mundo Novo a altitude da superfície Velhas (aqui bastante irregular) subiu já a 650 metros. O aclive em direção ao vale de afundimento do São Francisco já se definiu e as formações desse vale de afundimento devem, em consequência, ser datadas em relação ao ciclo de desnudação Velhas.

A oeste de Tapiamutá ocorre uma modificação súbita: o platô é cortado por uma escarpa de falha que apresenta direção sul-sudoeste desde perto de Senhor do Bonfim, ao norte, até Utinga, ao sul. A elevação no lado de oeste chega a quase 100 metros (e mais ao norte). Além desta escarpa o elemento de referência do ciclo Sul-Americano ainda se eleva para oeste até além de Monho do Chapéu. Em Gameleira, está acima de 950 metros, além de Ventura (que está em um vale) ultrapassa 1 000 metros e, a oeste de Monho do Chapéu, onde termina em uma crista residual do aplainamento post-Gondwana, cento e cinquenta metros mais alta, a superfície está a mais de 1 100 metros*.

Voltemos a Feira de Sant'Ana. Se bem que neste apenas uma pequena parte da superfície, parece não haver dúvida que o ciclo Sul-Americano passou an-

* — N do A — Entre Barraúna e Ibitiara, a mesma superfície Sul-Americana eleva-se para oeste a partir de 900 metros e é sobrepujada por cristas que apresentam o truncamento post-Gondwana a 1 150 metros. Cascalhos silicificados cobrem grande área da superfície Sul-Americana em Ibitiara.

teriormente pouco acima do tópo dos *inselbergs* que são tão numerosos entre Feira de Sant'Ana e Ipirá. Este aplainamento inclinava-se para o mar a um ângulo mais forte do que o da superfície Velhas (Fig. 7). Apesar de não ser possível estabelecer uma relação precisa, devido à erosão posterior, uma sugestão plausível liga a superfície Sul-Americana à base da série Baixo Paraguaçu; OLIVEIRA e LEONARDOS (1943, p. 671), estudando esta série, declaram: "Mais provavelmente que a série Baneiras, a do baixo Paraguaçu quiçá possa ser referida ao Mioceno". Aqui está, possivelmente, o elo da cadeia de provas que ligam os episódios de desnudação à sedimentação da costa e que não encontramos em Aiacaju. É necessário, contudo, que novas pesquisas sejam realizadas.

A observação mais detida do nível dos topos dos montes residuais que estão mais próximos de Feira de Sant'Ana mostra que aqui a inclinação é mais forte do que a dos topos aplainados mais para oeste (Fig. 7). Este fato poderia constituir o resultado de arqueamentos, como foi notado na superfície Velhas pelos geólogos do Conselho Nacional do Petróleo (Fig. 9); porém uma outra explicação é viável. A inclinação notada nos topos, como é vista, por exemplo, da estrada para Salvador, é semelhante à das camadas cretáceas (20 para sudeste) que aparecem no quilômetro 108 da mesma estrada. Esta coincidência do ângulo de mergulho sugere que a concordância do nível dos topos representa a superfície Gondwana que se inclina para sudeste até que se torna na discordância na base do Cretáceo; o jazimento é complicado por falhamentos.

As próprias camadas cretáceas são constituídas por arenitos vermelhos e argilas de *facies* lagunar costeira. Seixos espessos, de rochas de tipo alqueano comparáveis às do embasamento, ocorrem nas areias. As diversas formações cretáceas são, sucessivamente: formação Biotas, formação Santo Amaro, formação Ilhas, formação São Sebastião.

Depósitos marinhos cretáceos foram assinalados ao longo da costa, para o sul, junto ao rio Maraú, provando a descida da superfície Gondwana até abaixo do nível do mar nessa área.

O ciclo de erosão mais moderno (Paraguaçu) é o mais extenso de todos não só junto à costa como também no interior. Ao sul do caminho que tomamos para atingir Monte do Chapéu acha-se a vasta escavação (depressão) da bacia do rio Paraguaçu, atingindo uma largura máxima de 140 quilômetros ao sul de Mundo Novo. Ao norte do divisor acha-se outra bacia semelhante, a do Jacuípe. Com efeito, como mostram os mapas, é esta a superfície cíclica mais generalizada na Bahia.

Esta superfície é especialmente ampla ao longo da secção meridional porque, com as superfícies cíclicas com sua elevação máxima no interior e arqueadas em direção à costa (Fig. 10), o ciclo Paraguaçu produz sua maior ação na zona intermediária.

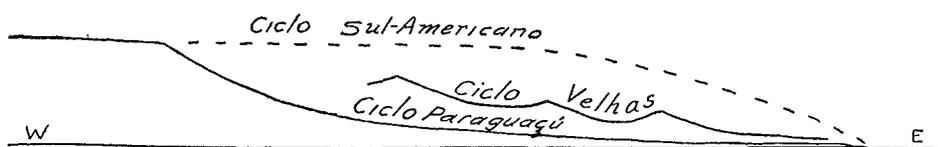


Fig. 10 — Mostra como o ciclo Paraguaçu procede à sua atividade máxima, na Bahia, na zona intermediária, entre a costa e o interior, devido ao flexionamento das superfícies cíclicas anteriores.

A secção Ilhéus — Vitória da Conquista — Condeúba — Serra Geral — Entre Ilhéus e Vitória da Conquista o ciclo Paraguaçu desenvolveu sua ação a tal ponto que obliterou a maior parte das feições produzidas pelos ciclos anteriores. Nesta secção, e na secção Jaguaquara — Maraú, os aplainamentos anteriores mantêm, aparentemente, um nível alto até próximo da costa, onde se inclinam fortemente para o mar; a inclinação, em Maraú, leva mesmo a superfície Gondwana (sub-Criataceó) até abaixo do nível do mar antes que a costa seja atingida. Esta posição elevada das superfícies anteriores permitiu o desenvolvimento de vales extremamente profundos no ciclo Paraguaçu (Foto 36) e a destruição dos elevados aplainamentos de tópo. Dêste modo, as feições produzidas pelo ciclo de erosão Velhas foram virtualmente eliminadas da parte oriental da secção, aparecendo apenas como aplainamentos de tópo nas proximidades de Itambé, a 550-600 metros, e como fragmentos, aproximadamente à mesma altitude, ao norte de Nova Canaã.

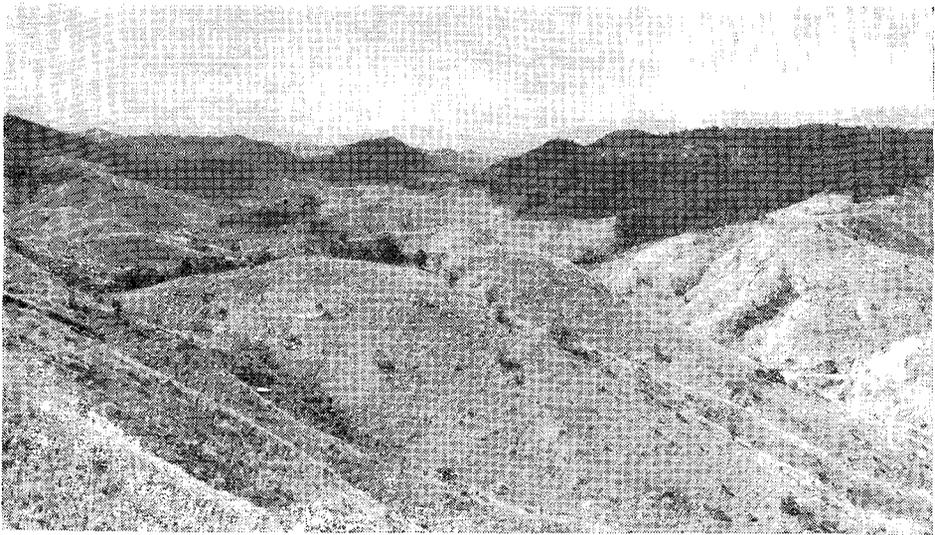


FOTO 36 — Vales profundos do ciclo Paraguaçu dissecando a borda do planalto Sul-Americano (a 900 metros), 25 quilômetros a sudeste de Vitória da Conquista. Faltam, aqui, as feições referidas ao ciclo Velhas.

O ciclo Paraguaçu desenvolveu-se em duas fases (Foto 37), a primeira marcada por terraços que se continuam muito para o interior e uma fase de “fundo de vale”, atual, na qual os rios ainda não foram completamente nivelados. Com efeito, um basculamento recente, em direção ao mar, dos talwegues dos rios, (como no rio Itabuna) pode ser apontado. O afogamento das extremidades inferiores dos vales dos rios (Foto 2), também pode ter sido causado por um tal basculamento.

O ciclo Velhas aparece em Ilhéus como uma discordância onde as areias da formação Baireiras assentam sobre rochas arqueanas. Êste fato, bem como a ocorrência de ilhéus rochosos próximo à costa, atesta que nem a superfície Sul-Americana nem a Gondwana descem ao nível do mar do lado do continente, em Ilhéus. Estas são as condições que prevalecem na costa a grande distância

para o sul, como o demonstra a presença de recifes ou ilhas de rochas arqueanas em Caravelas e Macaé

A duzentos quilômetros da costa acha-se a vasta chapada (ciclo Sul-Americano) de Vitória da Conquista (900 metros) (Foto 38), que se estende para o sul até Minas Gerais. Imediatamente ao norte da cidade encontra-se um platô

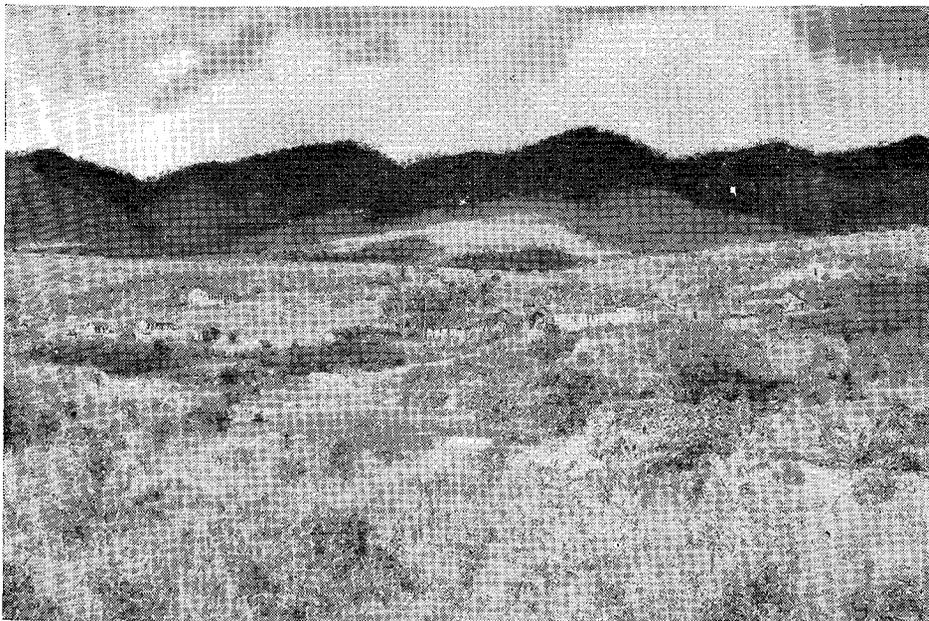


FOTO 37 — O ciclo Paraguaçu em fase de terracamento e no fundo do vale no rio Itabuna, próximo a Itabuna, Bahia. As colinas residuais não mostram indícios de truncamento no ciclo Velhas, que provavelmente passou acima delas

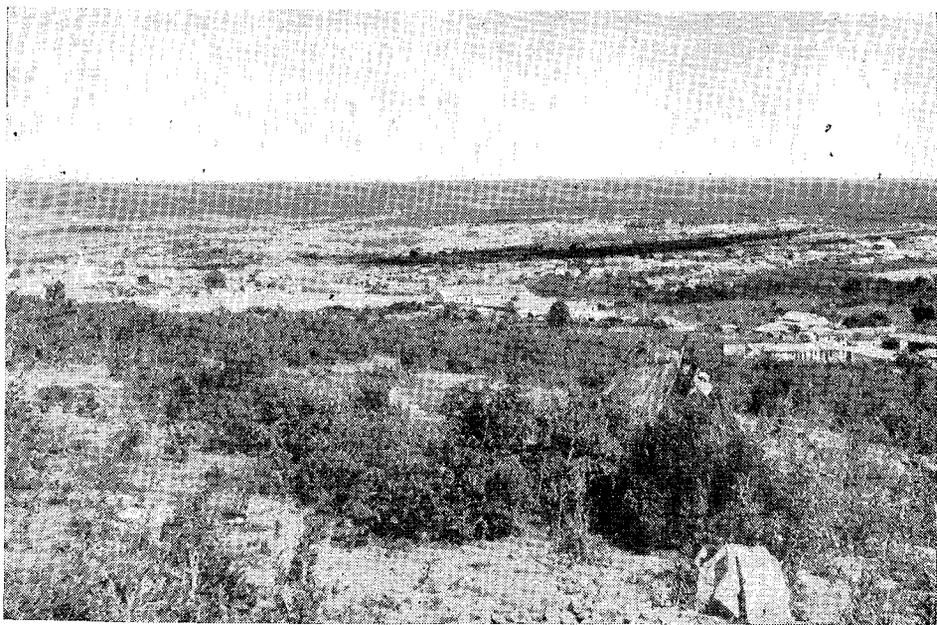


FOTO 38 — A chapada do ciclo Sul-Americano a 900 metros de altitude ao sul de Vitória da Conquista. Vista da borda do planalto post-Gondwana (1 100 metros) imediatamente ao norte da cidade

mais antigo (post-Gondwana) que está cêrca de 200 metros mais acima. A chapada do ciclo Sul-Americano continua até Poções; daí em diante, a estrada Rio-Bahia segue o rio Cachoeira entre alinhamentos de cristas do ciclo Velhas, e no ciclo Paraguaçu, até sua junção com o rio das Contas em Jequié (220 metros). A fase inicial do ciclo Paraguaçu acha-se bem representada como terraços de cascalho que ocorrem na maior parte da bacia do rio de Contas, 50 a 60 metros acima dos fundos de vales atuais. Em direção à costa, a diferença entre as duas subfases diminui para 20-30 metros, de modo que é possível indicar um pequeno basculamento em direção ao mar durante o ciclo Paraguaçu.

Na área montanhosa atravessada pela rodovia Rio-Bahia ao norte de Jequié, o ciclo post-Gondwana constitui novamente o tópo plano das maiores elevações (800 metros) e o aplainamento mais importante, abaixo dêste, é o do ciclo Sul-Americano, que se acha a cêrca de 100 metros abaixo. As duas superfícies são marcadamente mais baixas do que nas proximidades de Vitória da Conquista, fato êste que está em concordância com a presumida altitude de 450 metros indicada para a superfície Sul-Americana nos *inselbergs* a noroeste de Feira de Sant'Ana.

A cem quilômetros de Jequié a paisagem se alarga em amplos pediplanos, a cêrca de 300 metros, nos quais estão disseminados pontões.

Ê êste o correspondente meridional da superfície Velhas (com pontões disseminados) ao noroeste de Feira de Sant'Ana, no flanco oposto do rio Paraguaçu.

O rio está suavemente encaixado no ciclo Paraguaçu nestas planícies que aumentam em direção a leste, como a superfície sub-barreiras, para a baía de Todos os Santos. Uma inclinação da superfície Velhas, de ambos os lados, em direção ao rio Paraguaçu, talvez indique um eixo de basculamento post-Velhas ao longo da direção do rio.

Retornando à secção, a oeste de Vitória da Conquista a estrada que demanda Brumado desce rapidamente da chapada Sul-Americana, a 900 metros, passando por um terraço (*bench*) do ciclo Velhas a 700 metros e atingindo o fundo do vale do Paraguaçu, em Vila Nova, a 410 metros. A região, daqui em diante, passando por Condeúba até Jacaraci é constituída principalmente de uma topografia ondulada (ciclo Velhas) que se eleva gradual e lentamente de 700 a 800 metros de altitude, como acontece em tôrno de Joanina. Na altura de Brumado e Itaqui a superfície Velhas mostra subciclos distintos. Os leitos dos rios (rio Gavião) são pouco encaixados e uns poucos testemunhos de tópo plano demonstram a presença anterior do ciclo Sul-Americano que, com efeito, ocorre quase continuamente ao longo da serra Pelada, que constitui o limite entre Bahia e Minas Gerais. Em direção a oeste, sua altitude se eleva de 900 para 1 000 metros.

Nas adjacências de Jacaraci a ampla superfície do ciclo Velhas restringe-se a vales que avançam em direção ao divisor da serra Geral que, nesta região, é truncada abruptamente pela chapada Sul-Americana.

Em Urandi (640 metros), o divisor é ultrapassado e os profundos vales já são tributários da depressão do São Francisco.

A região ao sul de Vitória da Conquista (Entre as latitudes de 15° e 19° S)
 — De modo geral, as características da região ao sul da latitude de Vitória da Conquista são: a) um aplainamento post-Gondwana a grande altura nas serras residuais (serra Geral) do oeste; b) amplas chapadas do ciclo Sul-Americano (Fotos 1,10) recortadas por c) profundos vales dos ciclos Velhas e Paraguaçu. Longe da costa, onde forma uma vasta planície recoberta pela formação Barreiras, o ciclo Velhas raramente atinge a fase de aplainamento generalizado. O ciclo Paraguaçu nunca atinge esta fase se bem que, como na Bahia, se estende muito para o interior seguindo os rios mais importantes. Tanto o ciclo Velhas quanto o ciclo Paraguaçu são difásicos e marcados por terraços.

O limite sul desta região pode ser colocado no rio Doce.

Ao sul de Vitória da Conquista, ao longo da estrada Rio-Bahia, a ampla chapada Sul-Americana continua intacta, produzindo uma linha quase contínua que barra o horizonte, a 900 metros. A dissecação é limitada a estreitos vales de vertentes abruptas (ciclo Velhas) e com uma profundidade de 20 a 40 metros.

No limite entre Minas e Bahia acha-se o vale do rio Pardo, com uma profundidade de quase 200 metros, no ciclo Paraguaçu, porém em Minas a mesma chapada é observada elevando-se muito suavemente para oeste acima de 900 metros. Tanto a leste como a oeste da estrada elevam-se morros residuais de granito, com escarpas abruptas, como na direção de Pedra Azul. Poucos quilômetros ao sul do limite estadual, as chapadas principais estão sempre a oeste da estrada; na altura dos cursos superiores dos rios Jequitinhonha e Araçá, ao longo da estrada, a grande chapada desapareceu totalmente sob o ataque dos ciclos de erosão mais recentes.

As chapadas ocidentais, no entanto, como a chapada do Colombis (?), foram tão espetacularmente cortadas pelas superfícies de erosão que é difícil distinguir os pedimentos através do cerrado*; êstes, porém, são claramente visíveis no sopé das montanhas ocidentais. A altitude da chapada é de 1 060 metros próximo a Couto de Magalhães, todavia, aproxima-se dos 1 000 metros em grande extensão, apresentando uma inclinação para leste que foi, em parte, claramente causada por um basculamento posterior.

O relevo original desta superfície, numa área de muitas centenas de quilômetros em torno do Jequitinhonha e seus tributários não parece ter sido nunca maior do que 50 metros. Não foi observada a ocorrência de canga ou de outro depósito residual quando atravessamos essa região, porém alguns cascalhos e areias cimentados, com numerosos seixos de quartzo, foram vistos em certos locais. L. J. DE MORAIS observou-os nos altiplanos a altitudes entre 750 e 950 metros e referiu a chapada, corretamente, ao Terciário médio. D. GUIMARÃES, discutindo essas camadas brancas, arenosas, de cimento caulínico, inferiu que êses depósitos são acumulados em condições desfavoráveis à deposição de canga.

A abertura de vales na chapada de idade terciária inferior, nesta região, é dupla, aparecendo um duplo terraço (ciclo Velhas) sobre um fundo de vale do ciclo Paraguaçu. O aspecto geral das feições morfológicas, dos pendentes e

* — N do T — O autor usou "serrada" no original, atribuímos o engano à má grafia do termo "cerrado"

das fases de desenvolvimento, juntamente com as três superfícies principais a 1 000, 700-800 e 370 metros, respectivamente, lembra muito a região dos Apalaches, na América do Norte, com os seus ciclos Schooley, Harrisbury e Somerville.

Para oriente, próximo ao ribeirão Gravata, a área do aplainamento Sul-Americano é reduzida, pela ação do ciclo Velhas, a remanescentes cada vez menores. Ao longo da rodovia Rio-Bahia apenas alguns exíguos aplainamentos de tôpo permanecem sôbre as cristas mais altas. Mesmo a superfície do ciclo Velhas é obliterada pelas duas subfases do ciclo Paraguaçu, de tal modo que junto aos rios principais apenas linhas de cristas uniformes sôbre as elevações menos importantes atestam o aplainamento no ciclo Velhas (Plioceno), como próximo a Itaobim.

Vales típicos, profundos, do ciclo Paraguaçu são os dos ribeirões São Roque e São João, que a estrada Rio-Bahia acompanha até Itaobim.

As duas fases do ciclo Paraguaçu, fundos de vales e terraços, separados por 50-70 metros, aparecem na bacia do Mucuri (em Três Barras) e também nos

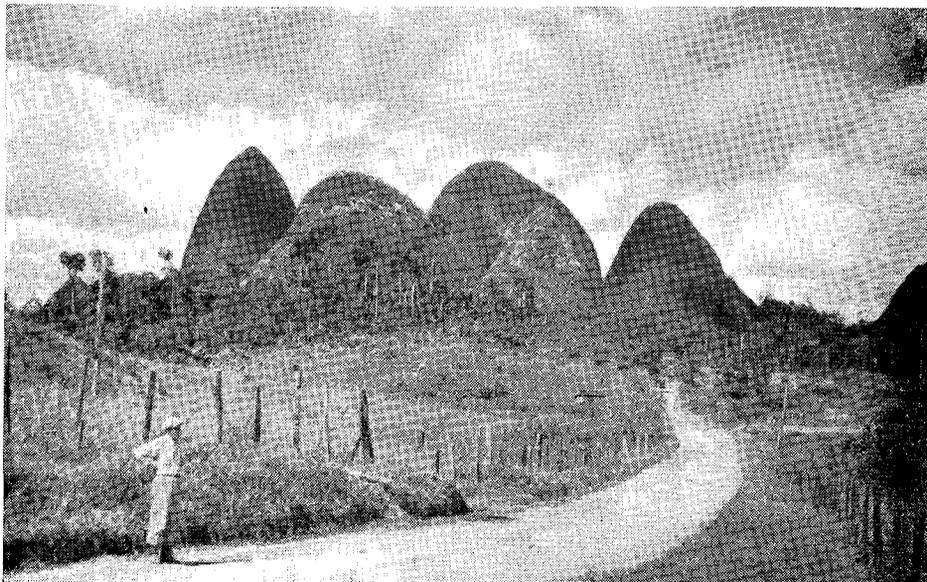


FOTO 39 — “Muitos Irmãos” Um grupo de pontos no limite Minas-Espírito Santo. Mesmo os famosos exemplos do estado do Rio não são mais belos que éste.

vales do rio Doce e seus tributários, como próximo a Governador Valadares. Apesar de seu nível relativamente baixo, o rio Doce corre, aqui sôbre um leito rochoso, mostrando que ainda está em fase ativa (Foto 15).

A extensão do ciclo Paraguaçu na bacia do rio Doce é ainda maior do que nas bacias dos rios Jequitinhonha e Paraguaçu. Ao norte, êsse ciclo se estende pelo rio Itambacuri acima até o divisor, a 250 metros. No sul estende-se, aproveitando uma depressão de ângulo de falha no curso médio do rio, em uma fase de abertura de *canyons* além de Ponte Nova até Mariana, incluindo quase todos os rios da bacia em questão.

Entre a região profundamente dissecada da bacia do médio rio Doce e a planície costeira encontram-se as montanhas do limite com o Espírito Santo — a serra dos Aimorés. Esta serra eleva-se sobre a planície costeira normal, do ciclo Velhas, parcialmente recoberta por barreiras, constituindo grupos de pontões ou pães-de-açúcar (como em Aguiá Branca) (Foto 20 e 39), e indicando claramente a proximidade da província fisiográfica do estado do Rio de Janeiro.

O rio Doce está a 30 metros sobre o nível do mar em Colatina, onde inicia a travessia da planície costeira, aparecendo a subfase mais antiga do ciclo Paraguaçu como um terraço que está a 50 metros.

A serra Geral e arqueamentos associados

A serra Geral, algumas vezes denominada serra do Espinhaço, é a principal cadeia montanhosa entre o vale do São Francisco e o mar. Não constitui, porém, uma única série de montanhas e em alguns locais, não existem mesmo montanhas. Ao longo de todo seu comprimento esta serra não chega a constituir um divisor, não apresentando uniformidade nas rochas que a constituem ou na sua história geomórfica. O único fator comum a toda serra Geral é que os vários blocos que a formam marcam um eixo de soerguimentos intermitentes que se repetiram a intervalos, provavelmente desde o Paleozóico aos nossos dias. Como tal, a serra Geral constitui, na verdade, uma zona elevada que se estende desde a região montanhosa a sudeste de Belo Horizonte até o grande “cotovelo” formado pelo São Francisco quando toma a direção do mar. Esta é, porém, a única uniformidade geomórfica.

Em parte devido à sua extensão, parte pela variedade de aspectos que apresentam, os diferentes setores da serra recebem nomes locais diversos. Por força da acuidade geográfica estes nomes são aqui usados, se bem que fôsse difícil incluir a todos nos mapas anexos.

Quando a serra Geral se inicia na região montanhosa do sul mineiro, sob a forma de uma estreita crista que se prolonga de Caeté para o norte até a serra da Mutuca, apresenta naturalmente o mesmo aspecto geomórfico que a própria região montanhosa. Próximo do seu início, por exemplo, acha-se o pequeno testemunho do aplainamento Gondwana, em Gongo Sôco, e a parte superior da serra, como a região montanhosa, apresenta uma topografia ondulada post-Gondwana. Para leste de Jabuticatubas, sobre a serra da Mutuca, uma alta linha de tópo* Gondwana é claramente visível, porém, imediatamente ao norte, a serra termina, surpreendentemente, no vale do rio Cipó.

A continuação da área elevada não se faz para o norte mas para leste, na serra de Itacolomi ou Cabeça de Boi. A razão deste deslocamento é encontrada em uma falha oblíqua, parte do sistema do vale de afundimento do São Francisco, que aqui apresenta direção nor-noroeste e ao longo da qual adaptou-se o vale do rio Cipó (vide mapa). A partir deste ponto a serra continua pela serra do Cipó por 50 quilômetros para nor-noroeste, em sentido paralelo e a leste da falha que a limita. É atravessada pela estrada que liga Belo Horizonte a Diamantina, via Sêrio, e neste ponto examinaremos sua secção

* — N do T — *Summit-Line* no original inglês

A serra é atingida, partindo de Lagoa Santa, passando-se por uma superfície dicíclica, de cristas do ciclo Sul-Americano e vales do ciclo Velhas, que é o tipo padrão nessa área. À medida que se aproxima o flanco ocidental da serra do Cipó estas superfícies cíclicas elevam-se em direção a êsse flanco, que constitui quase como que um paredão na parte inferior (Foto 40) Acima e



FOTO 40 — O lado ocidental da serra do Cipó, falhado, mostrando, no primeiro plano, a inclinação das superfícies de erosão em direção à falha, bem como uniforme continuação do ciclo Sul-Americano no flanco da serra acima da falha; elementos do ciclo post-Gondwana são visíveis a distância, além da escarpa

a leste da escarpa, somente um estreito tabuleiro da superfície Sul-Americana é observado antes que a estrada atinja o planalto ondulado da superfície post-Gondwana (próximo de 1 400 metros e com um relevo de 150 metros) que forma a maior porção da área elevada da serra. A superfície é evidente quando a estrada a encontra. Dêste ponto a vista para sudoeste mostra o aplainamento



FOTO 41 — A crista da serra do Cipó vista de Palácio, Minas. À direita, a superfície Gondwana pode ser vista elevando-se entre oeste e leste. No primeiro plano aparece a superfície post-Gondwana

Gondwana na parte superior da serra (cêca de 1 800 metros), elevando-se de oeste para leste em direção à crista (Foto 41). Aqui se observam tôdas as provas topográficas de um forte aqueamento, partindo de oeste, que teria agido em seguida aos ciclos Gondwana e post-Gondwana, sendo que as deformações mais fortes ocorreram ainda mais tarde, após os ciclos Sul-Americano e Ve-

lhas, e se localizaram ao longo de uma falha a ocidente. As deformações foram repetidas pelo menos três e, possivelmente, quatro vezes, desde o Mesozóico médio e sempre do mesmo modo, isto é, elevando a secção axial da serra. Com efeito, a presença do ciclo Gondwana no segmento da serra Geral denominado serra do Cipó, ao passo que foi removido pela erosão nas áreas a oeste e a leste, mostra que a serra constitui um divisor de águas, virtualmente, desde o Cretáceo.

A descida ao longo do flanco oriental da serra é abrupta.

Esse flanco é, possivelmente, em parte, uma escarpa de falha, se bem que não nos fôsse dado observar nenhum indício desta freatua; além disso, em alguns longos esporões (Foto 42) a ascensão da superfície post-Gondwana pode ser acompanhada desde o tópo até níveis relativamente baixos

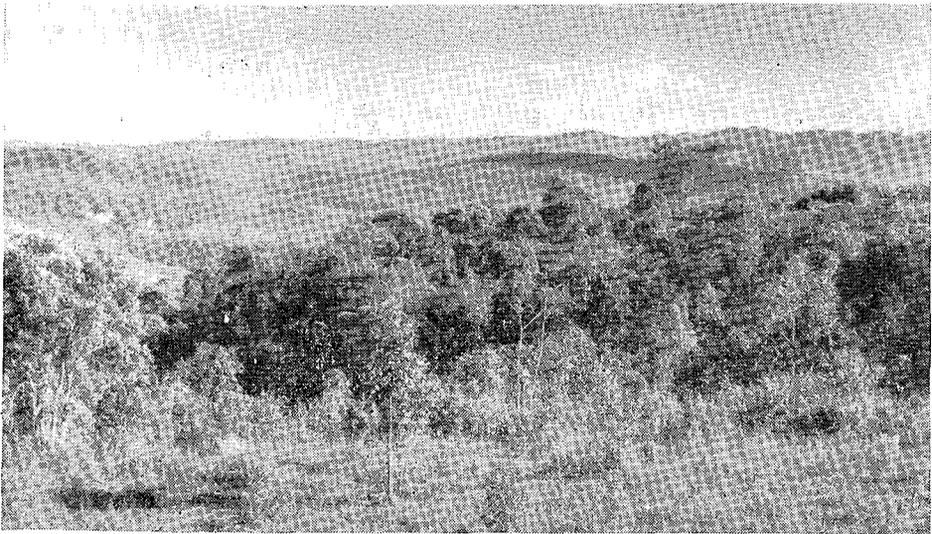


FOTO 42 — Vista da serra do Cipó tirada de leste, em um ponto ao sul de Conceição, mostrando o truncamento post-Gondwana elevando-se em um longo esporão. Esta vista indica que o flanco oriental da serra é devido a um arqueamento sem falhamento.

O “altiplano” da superfície Sul-Americana, que, pela ação da erosão, forma longas cristas paralelas à serra, pode ser observado com uma crescente elevação para oeste nas proximidades de Conceição do Mato Dentro. Cristas do mesmo tipo aparecem próximo a São João del-Rei, onde se acham a 800 metros, elevando-se para oeste a mais de 1 000 metros.

Entre São João del-Rei e Diamantina o divisor está em um platô ondulado do ciclo post-Gondwana, a oeste do alinhamento principal dos remanescentes da superfície Gondwana (sobre quartzitos Itacolomi), que culmina no pico Itambé (2 038 metros). Este alinhamento continua até um pouco a noroeste de Diamantina onde desaparece em direção ao rio Jequitinhonha. Os cursos d’água que ocorrem para oeste a partir do divisor mais antigo (Gondwana) foram capturados pelo ribeirão São Bartolomeu e tiveram seus cursos deslocados para o norte, para o Jequitinhonha. Entre São João del-Rei e Diamantina, portanto, a topografia é essencialmente a mesma que ocorre na secção descrita mais ao sul, porém o divisor se encontra a oeste do alinhamento de zonas mais elevadas, tendo os rios que

drenam para leste escavado profundas gargantas na região montanhosa, como acontece próximo a Diamantina. O planalto post-Gondwana, que constitui a maior parte do topo, apresenta um esplêndido aplainamento a 1 250-1 300 metros. Os altos vales desse topo contêm depósitos de cascalhos que há muito vêm sendo trabalhados em procura de diamantes; a origem das gemas todavia, permanece desconhecida.

Próximo a Bandeirinha e Guinda, o planalto post-Gondwana eleva-se a 1 400 metros, demonstrando que o eixo principal de arqueamento (no fim do Terciário) estava situado mais a oeste ao longo da falha do vale de afundimento do São Francisco. Nesta área, porém, a dissecação fluvial cortou a borda mais ocidental do planalto. O planalto post-Gondwana apresenta-se muito pedimentado nesta região. Apesar de sua grande idade, massas residuais ainda se elevam abruptamente do nível geral à maneira de *inselbergs*.

Nas vizinhanças de Diamantina muitas superfícies aplainadas (comumente com declive para leste) ocorrem a diferentes alturas, muitas vezes separadas entre si por escarpas relativamente retilíneas. É possível que esta região tenha sido atingida por pequenas falhas. Este fato viria explicar a excessiva altitude do pico de Itambé (2 038 metros) que nos pareceu muito alto, mesmo para um remanescente do ciclo Gondwana.

Nas proximidades das cabeceiras do rio Jequitinhonha as montanhas (post-Gondwana) da serra Geral desaparecem, e os ciclos Sul-Americano e Velhas encontram-se, vindo de lados opostos do divisor. Como a superfície Sul-Americana continua pelo *gap*, ainda aplainada, o arcabouço da montanha deve ter sido removido pela erosão durante o Terciário antigo.

Ao norte do vale do Jequitinhonha a serra Geral consiste unicamente de alinhamentos e grupos de morros residuais sobre as resistentes rochas da série Itacolomi. A forma desses morros residuais acompanha, muitas vezes, com grande concordância, o jazimento dos quartzitos, como acontece na serra do Ambrósio.

O aspecto típico da serra Geral, nesta região, quando se eleva da chapada (Terciário médio), reflete-se na serra do Machado (Foto 10). Raramente as montanhas atingem altura suficiente para apresentar o truncamento post-Gondwana na parte superior. O divisor não parece ser relacionado aos morros residuais e parece ter tido como elemento controlador o arqueamento no Terciário superior ou no Quaternário, da chapada do ciclo Sul-Americano.

Condições fisiográficas semelhantes prevalecem mais ao norte, nas proximidades de Grão Mogol, onde as serras quartzíticas apresentam maior continuidade. Estas serras, como a serra do Barão e a serra da Bocaina, elevam-se abruptamente da chapada, que se estende a grande distância tanto a leste quanto a oeste. É perceptível que em determinada época as serras formaram o divisor de águas, porém esta situação não mais se verifica pois a chapada, que se elevou em direção às montanhas a leste, continua a elevar-se em direção oposta à das montanhas a oeste, por uma distância de mais de 50 quilômetros, até atingir a serra do Calixto; esta última serra acha-se a 1 100 metros sobre a escarpa de falha que desce até o vale do afundimento do São Francisco (Foto 43).

Estas escarpas forma atualmente o divisor, do qual os vales dos ribeirões Ticoioia (?) e Congonhas, escavados no ciclo de erosão Velhas, passam em direção a leste para juntarem-se, formando o rio Itacambiruçu que, ganhando considerável volume, atravessa as serras em direção a leste em um *gap* (800 metros) que marca o limite superior do ciclo de erosão fluvial Paraguaçu. Toda esta denagem é claramente posterior ao aplainamento da chapada do ciclo Sul-Americano e é devida ao soerguimento e basculamento da chapada para leste provocados pelos movimentos da crosta responsáveis pela formação do vale de afundimento do São Francisco.

Um aspecto mais próximo da primitiva condição da serra Geral pode ser observado entre Portelinha e Monte Azul. Nesta área, as serras quartzíticas são contínuas, atingindo altura suficiente para apresentar o truncamento de topo post-Gondwana e, ocasionalmente, cascalhos diamantíferos, como em Datas e Diamantina.

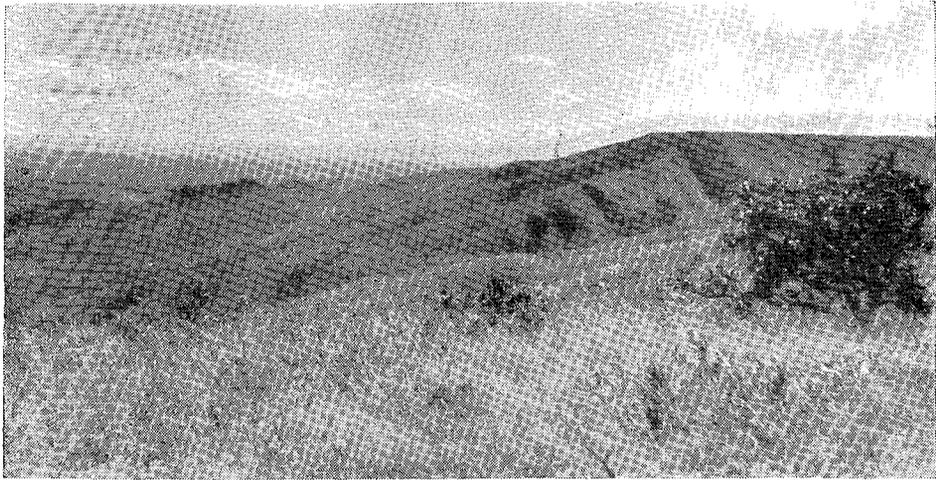


FOTO 43 — A uniforme chapada Sul-Americana eleva-se suavemente para ocidente até a sua terminação abrupta na borda do vale de afundimento do São Francisco. Vista para o norte entre Barracão e Francisco Sá.

Além disso, estas serras ainda definem o divisor de águas. Nos flancos da serra só permanecem remanescentes da chapada Sul-Americana; tanto para leste quanto para oeste acham-se profundos sistemas de vales do ciclo de erosão Velhas. Os vales a oeste descem rapidamente de 600 metros até o fundo do vale de afundimento, que aqui se aproxima muito mais da serra Geral do que em Grão Mogol. Alguns prolongamentos da chapada do Terciário médio constituem serras menos importantes, como a serra Cental.

As serras de quartzito Itacolomi integrantes da serra Geral continuam para o norte até poucos quilômetros além do limite com a Bahia. A chapada soerguida do ciclo Sul-Americano constitui, então, o divisor de águas, como na serra da Onça, próximo a Saco. Mesmo assim, o eixo que separa as águas é freqüentemente interrompido por vales do ciclo Velhas e com esta característica continua para o norte na maior parte da Bahia; passando por Caitité, Paramirim, Inúbia, e finalmente, Morro do Chapéu. É curioso notar que, nesta área, o alinhamento de terrenos mais elevados (uma longa crista truncada a 1.100 metros,

do ciclo post-Gandwana) encontra-se a *oeste* do divisor de águas (Fig. 3), e onde alguns ativos tributários do São Francisco cortaram através da crista de soerguimento, atingindo o amplo tabuleiro do ciclo Sul-Americano, que se encontra a *leste*. A passagem de um desses tributários pela crista do ciclo post-Gondwana pode ser observada na cidade de Alagoinhas, porém o divisor de águas não constitui uma feição importante.

A ocidente da alta crista o tabuleiro do ciclo Sul-Americano ainda se eleva para oeste em direção à falha principal do vale de afundimento, que é posterior ao ciclo Velhas.

Nenhum aspecto novo é observado na serra Geral entre Mouro do Chapéu e o "cotovelo" do São Francisco.

A história da serra Geral pode ser, agora, declarada: as serias residuais ocupam o local de repetidos soerguimentos axiais que agiram após cada um dos principais ciclos de erosão Gondwana, post-Gondwana e possivelmente o ciclo Sul-Americano.

Os soerguimentos mais antigos do mesmo eixo podem ter ocorrido desde o Paleozóico médio. No fim do Terciário o soerguimento principal foi transferido mais para oeste ao longo do alinhamento do vale do São Francisco, onde, na crista do arqueamento, um típico vale de afundimento foi gerado. Este último movimento destruiu a significância da serra Geral como divisor de águas e foi seguido por várias alterações na disposição da drenagem.

O vale de afundimento do rio São Francisco

Os estudos anteriores ressaltaram a marcada elevação dos tabuleiros do ciclo de desnudação Velhas desde próximo ao nível do mar, na costa, até 1 000 metros ao longo de uma linha a oeste da serra Geral, na Bahia e em Minas. Esta elevação representa um valor muito alto para que seja o gradiente original e deve ser atribuída principalmente a um arqueamento post-Velhas do interior (Plio-Pleistoceno).

Todavia, antes de alcançar o rio São Francisco, essa elevação cessa abruptamente em importantes escapas de falhas, de centenas de metros de altura, que trazem as superfícies de erosão Sul-Americana e Velhas ao nível do fundo da depressão do São Francisco — um verdadeiro vale de afundimento, como foi apontado por RUI O DE FREITAS (1951).

Nessa contínua elevação das superfícies de erosão cíclica através das regiões vizinhas e até a margem da depressão, reconhecemos o característico "arqueamento de planaltos em direção ao afundimento" * que constitui o mais importante elemento dos vales de afundimento do oriente africano. Nas dimensões do arqueamento, e da própria depressão, o vale de afundimento do São Francisco compara-se estreitamente aos seus congêneres africanos mais conhecidos.

Alguns detalhes da depressão podem ser, agora, apresentados. Infelizmente nossas observações de campo não se estenderam à região a oeste do vale, área essa sobre a qual nossas idéias serão, em grande parte, fruto de conjecturas.

* — N do T — *Arching of plateaus to the rift*, no original inglês.

A disposição das falhas que afetaram a depressão não é completamente conhecida, especialmente a oeste do rio, porém as fraturas podem ser consideradas como começando aproximadamente na latitude de 20° S, na área do rio Doce, onde duas escarpas relativamente recentes correm para nordeste. Aproximadamente do mesmo foco, uma outra falha apresenta direção noroeste e aumenta em deslocamento vertical (rejeito) à medida que se afasta desse foco. Esta é a falha, já descrita, que corta a serra Geral ao longo da direção do rio Cipó e que forma a porção inferior (Foto 40) do flanco ocidental da serra do Cipó. O rejeito, na latitude de $19^{\circ} 20'$ S é de 200 metros, verticalmente. A falha continua sem interrupção até Santo Hipólito, sempre separando a serra da planície aluvial e dos cursos divagantes dos rios Cipó e Velhas, no fundo da depressão.

Não existem indícios de qualquer fratura ocidental que atinja a depressão: a região anteriormente descrita, entre Belo Horizonte e Pirapora não apresenta nenhuma falha evidente e a depressão ocupada pelas aluviões pode ser considerada como uma depressão de ângulo de falha assimétrica*. O fundo do vale de afundimento é formado por superfície dos ciclos Sul-Americano e Velhas que, como foi dito, elevam-se localmente em direção à falha no sopé ocidental da serra do Cipó.

Em Santo Hipólito algumas modificações abruptas são introduzidas na paisagem. A depressão torna-se agora limitada pelos dois lados e o paredão oriental afasta-se em direção ao norte por uma série de zigzagues, passando por Bocaiuva e Francisco Sá, duas localidades que se encontram dentro da depressão. A direção inicial, para noroeste, não foi, todavia, abandonada; continua-se na escarpa ocidental da serra do Cabial — um bloco soerguido associado aos movimentos que provocaram o afundimento, e talvez ainda continue mais além, como uma fratura que controla o sentido noroeste do São Francisco até Paracatu. Os cursos paralelos dos tributários que alcançam essa direção do rio vindo de nordeste (como o rio Pacuí) é certamente *consequente* do basculamento do bloco e, com efeito, as cabeceiras desses tributários estão situadas quase na crista ou topo do bloco.

A leitura das cartas sugere que um sistema similar de cursos fluviais paralelos, que se originam no divisor a ocidente do São Francisco, na latitude de 14° S e que correm em direção nordeste sejam, do mesmo modo, *consequentes* do basculamento de um bloco. Um dos lados desse bloco é definido pela frente escarpada das serras da Capivara e do Ramalho, enquanto o sopé do mesmo segue um alinhamento ou direção noroeste, passando próximo a Correntinha e seguindo o rio do Meio. É provável que o mesmo alinhamento continue até o divisor com o rio Tocantins, na serra da Taguatinga.

A partir de Santo Hipólito a depressão principal continua para o norte com uma largura média de 40 quilômetros. As escarpas que a limitam de ambos os lados são bem visíveis e apresentam deslocamentos verticais (rejeito) de várias centenas de metros. O paredão ocidental forma inicialmente a margem oriental da serra do Cabial, porém junto a Montes Claros constitui a borda de um planalto do ciclo Sul-Americano que domina a depressão numa frente de mais de 50 quilômetros.

* - N do T - *Asymmetrical fault-angle depression*, no original inglês

O modo pelo qual a região da chapada no norte mineiro se eleva de Grão Mogol, a leste, em direção à borda da depressão, entre Barracão e Francisco Sá já foi descrito (Foto 44). A borda ocidental da chapada e a escarpa que a liga ao fundo da depressão, 300 a 400 metros abaixo, são ilustradas na foto 48. A existência do afundimento não poderia ser mais clara, especialmente com a chapada do ciclo Sul-Americano visível além de uma escarpa coincidente, do outro lado, além de Montes Claros.

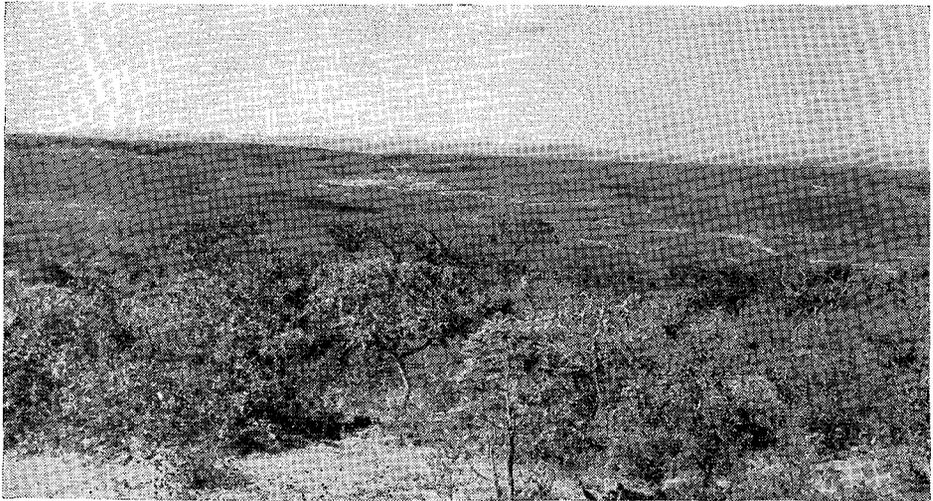


FOTO 44 — A chapada Sul-Americana a oeste da serra Geral, em Barracão. A chapada, dissecada por vales do ciclo Velhas que drenam para ocidente através das serras em Grão Mogol, pode ser observada elevando-se para oeste em direção à escarpa do vale de afundimento do São Francisco.

A partir deste ponto para o norte, a depressão apresenta seu fundo constantemente recoberto por aluviões dos rios Verde Grande e Gortuba e por sedimentos algo mais antigos (Plio-Pleistoceno). A ausência de tais sedimentos na calha do vale do São Francisco entre Juazeiro e o mar, enquanto estão presentes nos vales do Vaza-Baris e Itapicuru a altitudes comparáveis, sugere que o curso desse rio é bem recente, como o atestam as gargantas e rápidos aí abundantes.

Na direção do limite setentrional de Minas Gerais as cabeceiras de alguns cursos d'água avançaram profundamente sobre as escarpas orientais dando origem a uma área dissecada em direção a Monte Azul; ao norte do limite, porém, na Bahia, dá-se exatamente o contrário e um verdadeiro baluarte do planalto encontra-se a cerca de 30 quilômetros no interior da depressão, constituindo a serra do Monte Alto.

Através da Bahia, uma longa escarpa retilínea borda a depressão até Xique-que. Porém, um importante prolongamento lateral da depressão ocorre em direção sudeste avançando para Paramirim. Esta depressão subsidiária, com 20 a 25 quilômetros de largura e limitada a leste e a oeste por soberbas escarpas de falha (Foto 45) constitui uma calha profunda e muito seca. Solos muito delgados e pobres cobrem os magníficos pedimentos, mas os rios que descem das terras altas adjacentes apresentam águas límpidas e são bem amplos.

A leste de Paramirim apresenta-se a área mais elevada da Bahia, o pico das Almas (1 804 metros). No flanco ocidental das montanhas, observando-se de Paramirim (no vale de afundimento), é possível distinguir, em ordem ascendente, as cinco superfícies cíclicas mais importantes: 600-700 metros, erosão equivalente ao ciclo Paraguaçu; o ciclo Velhas na crista da escarpa da falha (950 metros); a superfície Sul-Americana um pouco acima e atrás do ciclo Velhas ($\pm 1 000$ metros); a superfície post-Gondwana mostrando-se como uma topografia de grande altitude, escarpada e ainda incompletamente reduzida; e a crista final apresentando, acima de grandes penhascos de quartzito Itacolomi, a quase 1 800 metros, alguns exíguos remanescentes do aplainamento Gondwana. A sucessão de superfícies cíclicas assemelha-se muito aos mesmos elementos na secção entre Rio Acima e Gandarela no centro-sul de Minas. Os remanescentes do aplainamento Gondwana no pico das Almas parecem ser os únicos exemplos dêsse aplainamento no interior da Bahia.

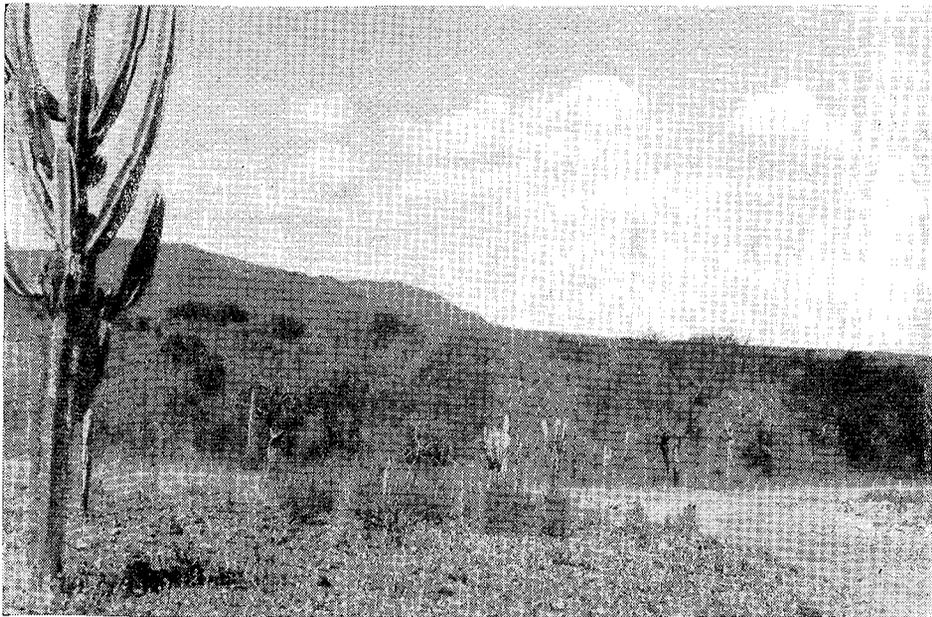


FOTO 45 — A escarpa oriental do vale de afundimento do Paramirim, Bahia

A oeste e sudoeste de Xiquexique somente dois alinhamentos de falhas parecem ocorrer pela leitura no mapa; um que se estende de Ibotiama, no rio, até a serra do Boqueirão e o outro, dirigido de norte a sul ao longo da face ocidental da serra do Estreito, que forma a crista de um grande bloco basculado para leste em direção ao São Francisco.

Sistemas de falhas de direção nordeste podem ser sugeridos no âmbito do grande "cotovêlo" do São Francisco e falhamentos posteriores ao ciclo Velhas têm sido descritos (de nordeste a noroeste a ângulos quase retos em relação ao curso inferior do rio) na região da cachoeira de Paulo Afonso.

Vários problemas surgem com relação ao vale de afundimento do São Francisco: a) que idade atribuir aos falhamentos? b) qual era a disposição da drenagem antes dêsses falhamentos? c) qual é a extensão dos depósitos en-

contrados sobre o fundo do vale e de que natureza são ? d) como e quando o curso inferior do rio (abaixo de Juazeiro) foi realizado?

A aparência de juventude bem como o aspecto retilíneo de muitas das escarpas sugere uma idade geológica recente. As escarpas deslocam a superfície de erosão Velhas, que data do Plioceno (Eoceno?), e portanto uma idade Pliocênica ou Pleistocênica parece apropriada.

Sem dúvida o afundimento foi contemporâneo do soerguimento dos tabuleiros do ciclo Velhas e do início do ciclo Paraguaçu nos rios orientais.

A drenagem atual é tão claramente relacionada à forma da depressão que a pergunta logo surge. Qual era a disposição da drenagem antes do afundimento? A drenagem, antes do afundimento, parece ter sido feita para noroeste partindo do primitivo divisor da serra Geral, tendo as águas procurado o mar descendo o rio Tocantins. Não nos foi possível, no entanto, realizar observações a oeste do rio. MORAIS RÊGO (1936) discutiu o problema, declarando que "no fim do Plioceno ocorreu um pronunciado soerguimento que iniciou um novo ciclo de erosão. Com a elevação, a hidrografia sofreu importantes modificações, produzindo imediatamente um aspecto confuso. Com auxílio das estruturas antigas, o baixo São Francisco procedeu a capturas, envolvendo primeiro as cabeceiras dos rios Vaza-Barris e Itapicuru e conquistando, subsequentemente, a bacia superior do São Francisco que drenava anteriormente para o Tocantins".

As profundas alterações topográficas introduzidas pelo afundimento provocaram, durante um longo período, forte aluvionamento ao longo do curso do São Francisco e de muitos dos seus mais importantes tributários entre Piapóia e Juazeiro. A espessura total dos sedimentos vai além de 60 metros e pode ser de 80 metros no vale principal. Fósseis considerados de idade terciária foram recolhidos desses sedimentos em Bom Jesus da Lapa. GUIMARÃES (1951, p. 216) escreve: "Não é possível escapar à conclusão de uma completa inversão na direção da drenagem", e considerou o curso médio do São Francisco como um lago Pleistoceno que foi capturado durante o Pleistoceno superior pelo baixo curso, de tal modo que o lago foi drenado em seguida. A cuidadosa observação dos níveis, todavia, traz certa dúvida à existência de um lago e favorece, ao contrário, a deposição de aluviões sobre um gradiente muito suave de sul para norte. Sem dúvida, em uma área tão baixa e árida como o fundo da depressão, as águas sofreram grande evaporação e desapareciam como acontece atualmente com as águas do rio Okavango, no norte do deserto de Kalahari.

Todas as autoridades são acordes em afirmar que o baixo curso do São Francisco apresenta características bem diversas das que prevalecem no curso médio, onde se apresenta profundo aluvionamento.

A jusante de Petrolândia encontram-se as poderosas cachoeiras de Paulo Afonso e Itaparica que levam o rio para bem mais próximo do nível do mar, correndo em uma profunda garganta granítica.

As características de juventude do baixo curso do rio são normais no ciclo Paraguaçu; porém, mesmo assim, em comparação com outros rios, o ciclo deslocou-se para montante numa distância relativamente pequena, de modo que a captura do curso médio pareceria ser um acontecimento relativamente recente.

A área elevada do estado do Rio de Janeiro e estados adjacentes

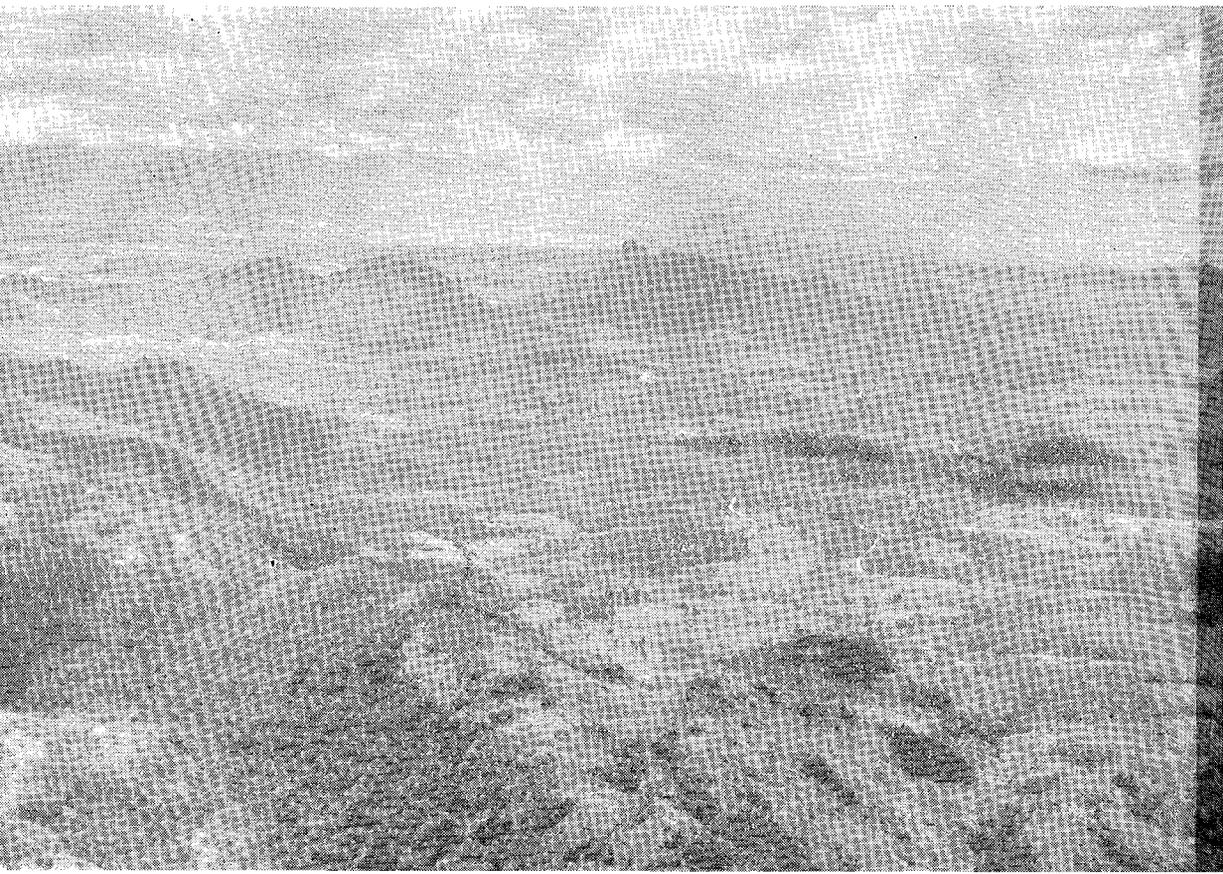
A partir de Vitória, Espírito Santo, estende-se para sudoeste, através de todo o estado do Rio de Janeiro e atingindo São Paulo, uma zona de terrenos bastante elevados. O recente soerguimento desta zona é atestado não só pelas grandes alturas a que foi elevada a superfície de erosão cíclica do Terciário médio mas também pela abundância de rochas gnáissicas que adquiriram suas características físicas a notável profundidade na crosta, mostrando assim que esta zona foi provavelmente a sede de repetidos soerguimentos axiais, pelo menos desde o Paleozóico.

A erosão, agindo durante o Terciário superior e o Quaternário, escavou profundos vales nessa zona elevada, daí resultando a ocorrência generalizada de uma topografia movimentada e montanhosa. Uma linha de costa magnificamente escarpada se desenvolveu, sendo-lhe aplicada adequadamente a denominação de serra do Mar, como a oeste da cidade do Rio de Janeiro. Para o interior, no limite meridional de Minas Gerais, eleva-se a serra da Mantiqueira (que foi atingida por falhas), porém não se observa nenhuma disposição regular dos lineamentos do relevo a não ser por uma direção geral das serras, devida à estrutura, de les-nordeste a oeste-sudoeste.

A fisiografia difere tanto, na verdade, de distrito a distrito, que nos compete a dividir e a considerar de *per se* cada trecho observado.

A área elevada no sul do Espírito Santo: No Estado do Espírito Santo, ao sul do rio Doce, a disposição das superfícies cíclicas é bastante semelhante à

FOTO 46 — Vista aérea da borda do planalto dissecado da superfície Sul-Americana e a planície costeira do ciclo Velhas com "monadnocks" a cerca de 13 milhas a nordeste de Vitória. Vista para oeste-noroeste (Foto Prof J L RICH, "The Face of South America", American Geographical Society)



que já foi descrita para a região ao sul de Vitória da Conquista. Junto à costa encontra-se uma baixada litorânea (raramente ampla) produzida pelo ciclo Velhas, cortada em rocha viva e muitas vezes recoberta por barreiras. Esta baixada encontra-se geralmente a 100 metros sobre o mar, elevando-se em alguns locais até a 200 metros, na sua borda voltada para o interior; foi, porém, bastante dissecada pelo ciclo Paraguaçu, apresentando-se as embocaduras dos rios afogadas e formando lagoas costeiras e baías, como a de Vitória*.

Na planície costeira ocorrem numerosos morros residuais (300 a 350 metros) do tipo *inselberg* (Foto 46) A R LAMEGO e B BRAJNIKOV confirmaram que as areias da formação Barreiras passam, em alguns casos, em volta e entre essas elevações. Para oeste, esses morros residuais tornam-se mais numerosos e apresentam a concordância de topo do ciclo Sul-Americano. Esta concordância persiste até o limite ocidental do estado (Foto 47a).

LAMEGO (1949, p. 23) descreveu com precisão esta área: "Conforme já expusemos, não existe no Espírito Santo um planalto propriamente dito, como nos demais estados do sul. O que resta de uma antiga superfície paleogênica profundamente escavada pela erosão e esfacelada pelo tectonismo, são apenas testemunhos de pequenas áreas locais. Já destacamos a mais importante, formada pelo maciço do Forno Grande, entre os municípios de Cachoeiro do Itapimirim, Castelo e Domingos Martins, a qual se alarga neste último na zona de Pedreira, onde sobe a Pedra Azul. Pequenas outras áreas planálticas isoladas podem, no entanto, remanescer, como em Santa Teresa, nos arredores da cidade — cuja altitude foi registrada pelo aneróide como de 755 metros, sem que de maneira alguma se possa atribuir à região serrana estadual um caráter de planalto" *

A sudoeste de Vitória, próximo a Guarapari e novamente em Inconha, quase não existe a baixada costeira e os grupos de pontões estendem-se para oriente quase até o mar.

O alinhamento das cristas dos pontões pode ser observado descendo rapidamente em direção ao mar, isto é, o aplainamento Sul-Americano aquecia-se em direção à plataforma continental. Estes fatos nos levam a um interessante raciocínio. O limite da área de pontões representa o sítio atual da escarpa costeira do ciclo Velhas, escarpa esta que regrediu, pela erosão, a partir do ponto em que anteriormente o aplainamento de topo atingia o nível do mar (Fig. 2).

Supondo-se um declive de 15 a 20 metros por quilômetros, essa distância pode ser estimada em 15 a 16 quilômetros. Portanto a escarpa pode ser considerada como tendo regredido 15 a 16 quilômetros em 20 milhões de anos, desde o terciário médio. A velocidade de regressão, 1 metro em 1 250 anos (ou 1 pé em 375 anos), pode ser comparada à razão 1 pé em 150-300 anos.

* — N do A. Um excelente trabalho sobre a zona oriental do Espírito Santo foi realizada por ALBERTO RIBEIRO LAMEGO (1949).

* — N do T. — O autor, ao que parece, verteu mal a citação para o Inglês; no original, lê-se: "From the general occurrence of these it is possible to assign the mountainland of the State to the dissected planalto type", significando exatamente o oposto do que foi declarado à p. 23 do trabalho de LAMEGO: — "A faixa costeira de Vitória", D N P M, D G M, Boletim n.º 128, isto é, como está transcrito no texto traduzido. É possível, também, que tenha havido omissão, durante a passagem para o original datilografado, da negativa, *not*, o que eliminaria o engano: "it is not possible to assign."

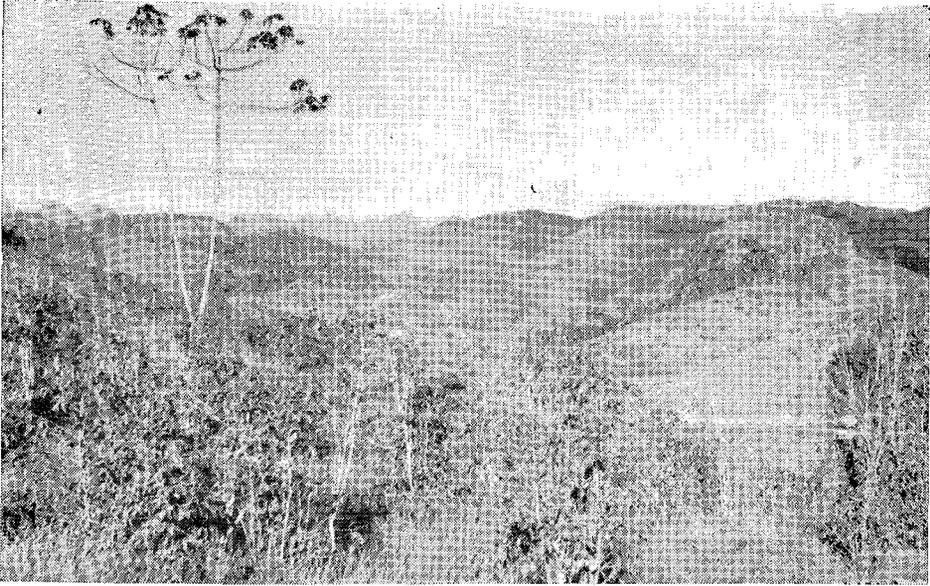


FOTO 47a — Concordância de truncamentos de tôpo na área de pontões no oeste do Espírito Santo. A altitude é quase sempre de 400 metros porém descendo para leste. Vista para nordeste, perto de Alegre.



FOTO 47b — A frente ocidental da serra Geral próximo a Monte Azul. O tôpo apresenta o truncamento post-Gondwana; na base, as superfícies Sul-Americana e Velhas apresentam-se intimamente associadas.

para muitas outras escarpas de erosão, tais a de Drakensberg e a escarpa ocidental do planalto mexicano

Tôdas são da mesma ordem de grandeza. Uma secção interessante pode ser estudada a partir da embocadura do rio Itapemirim, em direção a Minas Gerais. Junto ao rio Itapemirim a baixada costeira alarga-se novamente para 25 quilômetros e aumenta ainda mais para o sul, em direção ao delta do rio Paraíba; é sempre limitada do lado do interior pela frente escarpada da zona de pontões. Ao norte do rio Itapemirim a linha de cristas dos pontões eleva-se rapidamente até o aplainamento de tôpo da superfície Sul-Americana, a 700-800

metros, e as montanhas elevam-se a grande altura no limite com Minas Gerais. Nenhuma área importante aplainada pelo ciclo Sul-Americano permanece sobre as cristas desses pontões porém a concordância e a inclinação dos topos para o oriente são inconfundíveis.

O divisor ao sul do rio Itapemirim apresenta uma concordância de topo (Sul-Americana) semelhante (Foto 47a) que se eleva de 400 metros, a leste, a 600 metros a oeste de Alegre, a 725 metros a oeste de Celina e a 850 metros a oeste de Divina. Além desse ponto ainda continua a elevar-se para oeste até acima de 900 metros, nas cristas, formando a superfície primitiva na qual foi escavada a atual topografia montanhosa, durante o Terciário superior e o Quaternário. Pequenos fundos de vales, escavados a 70 a 150 metros abaixo do aplainamento de topo e que se elevam para oeste acompanhando o aclave desse aplainamento, representam uma fase generalizada de abertura de vales, porém abaixo deste nível as encostas desses vales se lançam com grande declive até os leitos do rio Itapemirim e de seus tributários.

O mesmo ocorre nas cabeceiras do rio Muiaé, sendo possível observar o ciclo Paraguaçu a 360-400 metros nos arredores de Carangola, onde também o ciclo Velhas aparece como um sistema de espões aplainados a cerca de 600 metros, apresentando-se as cristas aplainadas do ciclo Sul-Americano entre 800 e 900 metros.

Para no oeste, os remanescentes do ciclo post-Gondwana permanecem nas partes mais elevadas da serra, provavelmente a 1 200 metros, com possíveis remanescentes da superfície Gondwana a 1 800-1 900 metros. As relações entre as superfícies cíclicas são, todavia, complicadas por falhamentos que acompanham a elevação da serra. O Pico da Bandeira elevou-se a 2 890 metros, o ponto mais alto do Brasil, por esses movimentos diferenciais. O deslocamento mais oriental nesta seção pode ser estabelecido em sentido no-nordeste próximo de Alegre. Este deslocamento parece ter soerguido a linha de cristas do ciclo Sul-Americano de 400 metros, a leste, até 600 metros, a oeste, dos dois lados do vale do Itapemirim. Este fato pode ser relacionado à fratura próximo a Vitória, descrita por LAMEGO (1949, p. 23): "Uma das fraturas mais conspícuas nesta zona e ao norte da cidade é a do famoso vale do Canaã, longo e retilíneo e em cujo fundo corre o Cinco de Novembro, afluente do Santa Maria do Rio Doce. A direção daquele rio, independente da orientação das camadas gnáissicas, exclui a hipótese de uma adaptação do curso à estratigrafia — o que nos induz a admitir outra fratura transversal, a leste de São João de Petrópolis". LAMEGO também se refere (1949, p. 21) a falhas ao longo da periferia da ilha de Vitória.

Ao longo da rodovia Rio-Bahia, em Minas Gerais, no divisor entre os rios Doce e Muiaé, a superfície fundamental para essa região foi a chapada Sul-Americana, que se acha a 820-850 metros e que ocupa a maior parte dessa área. Nesta superfície acham-se engastados amplos vales do ciclo Velhas a 600-700 metros; elevando-se acima da superfície, na serra da Onça e em outros locais, acham-se remanescentes das superfícies post-Gondwana e Gondwana que atingem às altitudes de 1 100 e 1 600-1 800 metros, respectivamente. Todas essas altitudes são um pouco menores que no topo do aqueamento ao longo do limite entre os dois estados.

A mesma fisiografia, apresentando cristas que atingem os 800 metros e vales do ciclo Velhas em tórno de 650 metros, continua para oeste passando por Matipó e alcançando Abre Campo onde, a 530 metros, o ciclo Paraguaçu acompanha o Ribeirão Sant'Ana, um afluente do sistema do rio Doce. A lenta descida dos níveis continua para oeste até Ponte Nova, no rio Doce, onde a superfície Sul-Americana foi completamente destruída pela erosão do ciclo Velhas que aqui forma um extenso grupo de aplainamentos de tópo a 500 metros, apresentando-se o próprio rio encaixado, a 400 metros, em um vale jovem, semelhante a uma gaiganta (ciclo Paraguaçu) na qual ocorrem rápidos.

A oeste do vale os alinhamentos de cristas do ciclo Velhas elevam-se progressivamente de 500 a 580 metros, em um ponto a 20 quilômetros a oeste de Ponte Nova, 650 metros em Acaiaca e 750 metros antes de atingir o terraço remanescente (seu equivalente) próximo de Mariana, a 780 metros. A posição do rio Doce em Mariana parece, assim, ter sido determinada tectonicamente, na parte mais baixa de uma fossa

Todo o curso médio do rio Doce acha-se, com efeito, a baixas altitudes, é bastante amplo e em parte coberto por aluviões. Tanto o ciclo Velhas quanto o ciclo Paraguaçu se acham bastante desenvolvidos, de modo que apenas pequenas áreas da superfície Sul-Americana, mais antiga, foram preservadas. Nos arredores de Barão de Cocais e Mariana, por exemplo, remanescentes de terraços daquele grande ciclo de erosão raramente persistem nos flancos da área montanhosa. Todos esses fatos indicam que o curso do rio principal, a jusante de sua confluência com o rio Piracicaba, foi determinado principalmente por movimentos tectônicos

Assim como a região montanhosa entre Minas Gerais e o sul do Espírito Santo (pelo arqueamento do planalto do ciclo Sul-Americano segundo um eixo de direção nor-nordeste, acompanhado pela ação de fraturamentos subsidiários que provocaram grandes elevações próximo ao pico da Bandeira), como foi demonstrado, foi o eixo de um arqueamento crustal, também o curso do rio Doce, que também se dirige para nor-nordeste e com as superfícies cíclicas inclinando-se em direção a uma linha central, representa um eixo de arqueamento que, na parte da depressão entre o Parque Florestal e Governador Valadares, foi complementado por fraturamentos paralelos à direção dos eixos de arqueamento.

O curso médio do rio Doce, curiosamente paralelo à costa oriental como o do São Francisco, por considerável distância, pode ser sem dúvida considerado como tendo sido determinado pela forma da superfície que resultou dos deformantes movimentos crustais do Terciário superior (e talvez, ainda, do Terciário médio).

A porção oriental do estado do Rio de Janeiro: A área elevada do estado do Rio de Janeiro, composta quase completamente de rochas arqueanas, constitui fundamentalmente o bordo soerguido do embasamento continental, que foi basculado para o norte, em Minas Gerais, e para noroeste, em São Paulo. As repetidas fases do soergimento são as mesmas que afetaram as outras áreas examinadas neste relatório e acompanham a desnudação cíclica do ciclo Gondwana ao ciclo Velhas. Devido à sua própria natureza, essa área há muito constitui

um divisor de águas. O aplainamento do ciclo Sul-Americano, tão generalizado ao norte, perde em importância nessa área, e a maior parte da zona montanhosa pertence ao ciclo post-Gondwana. Na realidade, um divisor de águas deve ter existido aqui desde o Mesozóico médio.

Com respeito ao modo como foi realizado o soerguimento, e à forma e tipo dos sistemas de montanhas característicos dessa região, grandes divergências surgem entre os vários autores que dela trataram. Alguns deles (como JAMES, 1933) ressaltaram a importância dos fraturamentos e dos blocos falhados; outros (como RICH, 1953) tendem a dar menor importância aos fraturamentos e preferem relacionar as feições do relevo local à ação da erosão sobre uma superfície inicialmente soerguida. Boas provas podem ser obtidas no campo em favor de cada ponto de vista e RUI OSÓRIO DE FREITAS (1951) reviu recentemente o assunto, que será novamente discutido após a descrição das características fisiográficas da região.

Nossa opinião concorda, até certo ponto, com os dois pontos de vista apontados. Em toda a zona elevada a existência de um grande número de fraturas não pode ser negada (Fig. 11); porém, a presença ocasional dos aplainamentos cíclicos sistematicamente dispostos sobre as cristas das serras, demonstra que a maior parte dos deslocamentos da crosta ocorreram antes do aplainamento de topo produzido pelo ciclo Sul-Americano no Terciário médio. À falta de outras provas, muitas das fraturas podem ser consideradas como datando provavelmente do Mesozóico superior ou do Terciário inferior. De modo geral, parece existir um limite, próximo ao Distrito Federal, a ocidente do qual ocorrem muitas escarpas de falha recentes ou sub-recentes, enquanto para o oriente, poucas fraturas recentes podem ser observadas assim como as serras nos parecem ser, principalmente, produto de circundescoberta. As direções das falhas mais antigas freqüentemente facilitaram e mesmo determinaram, a abertura de vales adaptados, no Terciário superior, durante a ação dos ciclos Velhas e Paraguaçu.

Além dos plainos e mangues do delta do Paraíba, cuja história foi admiravelmente estudada por A. R. LAMEGO, aparece uma baixada costeira mais antiga, do ciclo Velhas, na qual surgem freqüentemente pontões. A não ser pelo delta, a costa oriental do estado do Rio de Janeiro ao norte do Cabo Frio corresponde em toda a linha à costa do Espírito Santo, mais ao norte. Nas vizinhanças de Macaé, por exemplo, observa-se uma costa baixa e paludosa em seguida à qual, para o interior, ocorre uma baixada bastante uniforme que se prolonga por cinco quilômetros até uma área onde se elevam pontões que atingem 300 e mais metros. Morros residuais do embasamento arqueano permanecem como promontórios (como a Ponta das Ostias, 30 quilômetros ao sul de Macaé) e constituindo as ilhas do Farol de Macaé.

Ao norte do rio Paraíba, areias vermelhas da formação Banjeiras assentam, sem que se possa observar nenhum mergulho, sobre a planície costeira do ciclo Velhas desde próximo de Campos, por 30 quilômetros, até a região montanhosa além de Paraíso, com o mesmo aspecto que BRAJNIKOV e LAMEGO observaram no Espírito Santo. Nas depressões as areias estão recobertas por aluviões amarelos porém, nas elevações, são ocasionalmente capeadas por canga com seixos rolados de quartzo. Tratando dessas areias em relação à formação do delta do

Paraíba, LAMEGO (1941) notou que as barreiras tinham sido profundamente erodidas antes da acumulação do delta e atribuiu êsse fato a um longo intervalo que incluiria todo o Plioceno. Portanto, considerou a formação Barreiras como de idade Miocena. A remoção das barreiras, todavia, bem pode ter sido contemporânea do início da deposição do delta. No seu estado de incoerência, essas areias oferecem pequena resistência à erosão provocada por um rio como o Paraíba, e a própria formação Barreiras deve certamente ser do Plioceno como as outras ocorrências ao longo da costa oriental do Brasil. A formação ocupa, aqui, a mesma posição estratigráfica, assentando sobre a superfície Velhas e penetrando pelos vales desse ciclo por entre os moiros residuais escavados na superfície Sul-Americana (Terciário médio) como acontece próximo a Campos, no Espírito Santo, na Bahia e em Sergipe: assim, sua idade deve ser Pliocênica e não Miocênica.

Além da planície costeira, como no Espírito Santo, massas residuais elevam-se como se fôssem atingir o aplainamento Sul-Americano Pouco foi preservado dessa superfície, tal a altura a que foi elevada epirogênicamente no Terciário médio e tal a intensidade da dissecação sofrida no Terciário superior; alguns remanescentes podem, todavia, ser encontrados, e ocorrem aqui concordâncias de cristas que aparecem em perfil executado por LAMEGO (1938, fig. 55), do vale do Paraíba ao Rio de Janeiro, o qual mostra uma constante elevação dos cumes em direção à serra do Mar. Uma vista aérea publicada por DE MARTONNE (1940, figura XIV) também mostra como, mesmo na região elevada em torno de Petrópolis, êsses terrenos foram anteriormente aplainados pela desnudação. De modo geral, porém, somente alguns topos aplainados ainda persistem na metade oriental da faixa de terrenos elevados no estado do Rio de Janeiro. Além da profunda erosão provocada por sistemas de vales desde o levantamento da antiga planície, existem duas outras causas para essa relativa escassez de concordâncias de cristas e truncamentos de tampo em grandes áreas da região montanhosa. Em primeiro lugar, como já ressaltamos, essa região constituiu um divisor durante o Terciário inferior e sua maior parte escapou ao aplainamento do ciclo Sul-Americano, ficando preservada uma área de terrenos escarpados dos quais uma parte é constituída pela superfície post-Gondwana. Em segundo, não só ocorreram repetidos soerguimentos nesta zona durante o passado geológico (como foi apontado

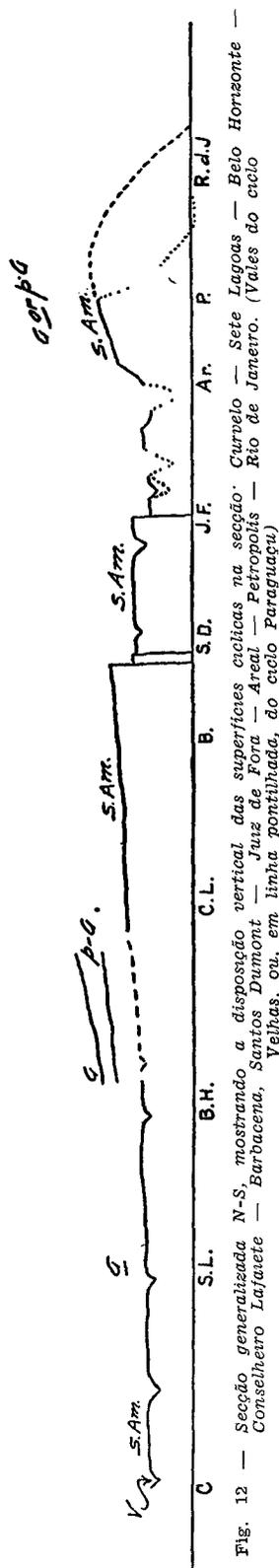


Fig. 12 — Seção generalizada N-S, mostrando a disposição vertical das superfícies cíclicas na seção. — Sete Lagoas — Belo Horizonte — Santos Dumont — Junz de Fora — Areal — Petrópolis — Rio de Janeiro. (Vales do ciclo Paraguaçu, Velhas, ou, em linha pontilhada, do ciclo Paraguaçu)

na secção entre Curvelo e o Rio de Janeiro, (Fig. 12), mas também ocorreram fraturamentos no estado do Rio de Janeiro, dos quais uma pequena parte é aparentemente posterior ao ciclo de desnudação Sul-Americano. Alguns aspectos da disposição da drenagem indicam claramente esta interferência, que possivelmente ocorreu durante o Plio-Pleistoceno (Fig. 13). A disposição dos fraturamentos na zona oriental consiste de dois grupos de falhas paralelas que se alinham, respectivamente, para nordeste e para leste



Fig. 13 — Dois tipos de drenagem confundidos e perturbados pelo basculamento de blocos falhados durante os movimentos tectônicos do Plioceno-Pleistoceno superior: a) a sudoeste de Nova Friburgo, b) a leste e sudoeste de Vassouras

Estas falhas se cruzam, portanto, em ângulos de 30 a 40 graus, dividindo a região em um conjunto de blocos que se estabilizaram de vários modos, a maioria com uma inclinação para o norte.

A secção entre Curvelo e o Rio de Janeiro (Fig. 12) mostra bem claramente o crescente deslocamento de altitude, sob a compensação isostática, na sua extremidade sul. Não só esta extremidade foi a mais elevada durante o Mesozóico médio, quando foram delineados os contornos atuais do continente Sul-Americano, mas também foi repetidamente soerguida mais vezes do que as regiões ao norte, em Minas e São Paulo. Os gnaisses do embasamento foram levados até muito acima do nível do mar durante o processo porém, aparentemente, um limite de resistência da crosta foi ultrapassado por vezes durante o tempo geológico, e na zona de máximas altitudes no estado do Rio de Janeiro, onde a estrutura finalmente se volta e se lança por um íngreme declive até o mar; aí, fraturamentos de idade cretácea ou terciária inferior suplementam os efeitos da deformação da crosta. Tanto ao sul quanto em Petrópolis, próximo ao eixo de máximo soerguimento, os blocos parecem ter sido relativamente grandes, porém ao sul, do lado do mar, os blocos são menores e parece que literalmente tombaram sobre o oceano Cretáceo ou terciário.

Ao longo da rodovia que liga Minas à Capital Federal, na margem sul do rio Paraíba, a topografia é do tipo sôbre o qual influíram dois ciclos, com um relêvo de 300 metros. Um terraço intermediário, provavelmente representando o ciclo Velhas, está a cem metros acima do fundo do vale. Os blocos apresentam inclinação para o norte ou para oeste e se elevam sucessivamente para o sul. A rodovia entre Areal e Petrópolis, todavia, aproveita uma depressão transversal, possivelmente erodida ao longo de uma antiga linha de falha, e passa em linha quase reta através dessa área. Os vales são sempre jovens e estreitos, com encostas íngremes e numerosas quedas d'água. O relêvo aumenta tremendamente com a elevação da maior parte das cristas bem acima de 1 000 metros, estando os picos mais altos, a Pedra do Sino e a Pedra Açu, a mais de 2 200 metros. Nessa região, os blocos falhados se apresentam extremamente soerguidos; porém não é possível afirmar que existem testemunhos de aplainamentos anteriores ao Sul-Americano mesmo tão ao sul quanto na Cascatinha.

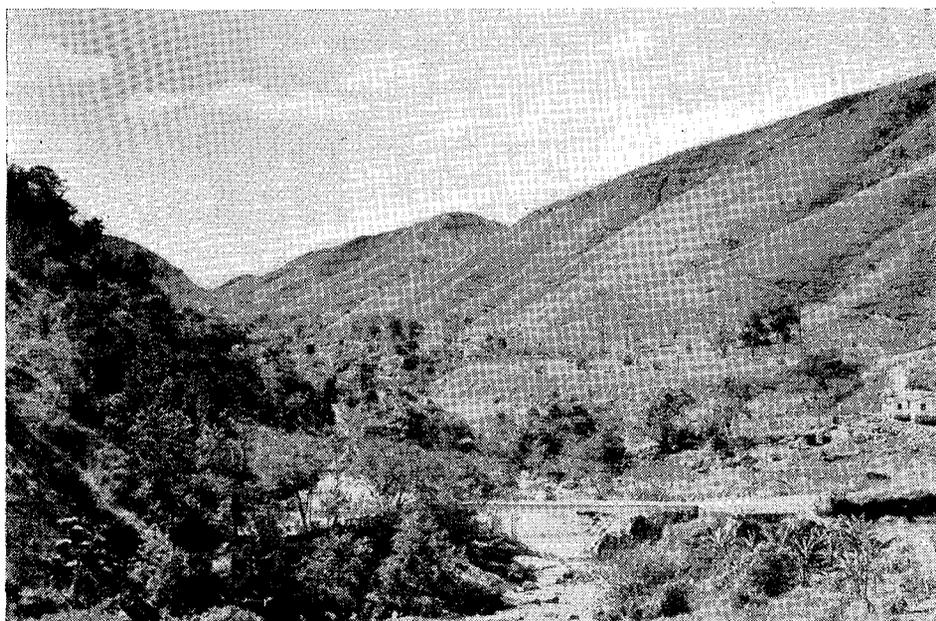


FOTO 48 — Vale profundamente encaixado e alinhado ao longo de uma antiga linha de direção ou de falha. O rio está a 650 metros correndo para noroeste em direção a Areal, Rio de Janeiro.

Vales escavados ao longo de direções de falhas são comuns (Foto 48) e a grandiosidade desta região é ressaltada pelas imensas escarpas de granito-gnaiss (Foto 49) e picos espetaculares tais como o Dedo de Deus, de Teresópolis (Foto 50).

Esta região elevada termina, ao sul de Petrópolis, em uma enorme escarpa de mais de 1 000 metros de altura, de onde os profundos vales das cabeceiras da drenagem costeira se lançam rapidamente em direção ao mar. Os fundos dos vales além da escarpa apresentam pontões espaços. A frente da escarpa apresenta direção leste-oeste e não é regular mas sim escalonada, como na serra dos Órgãos.

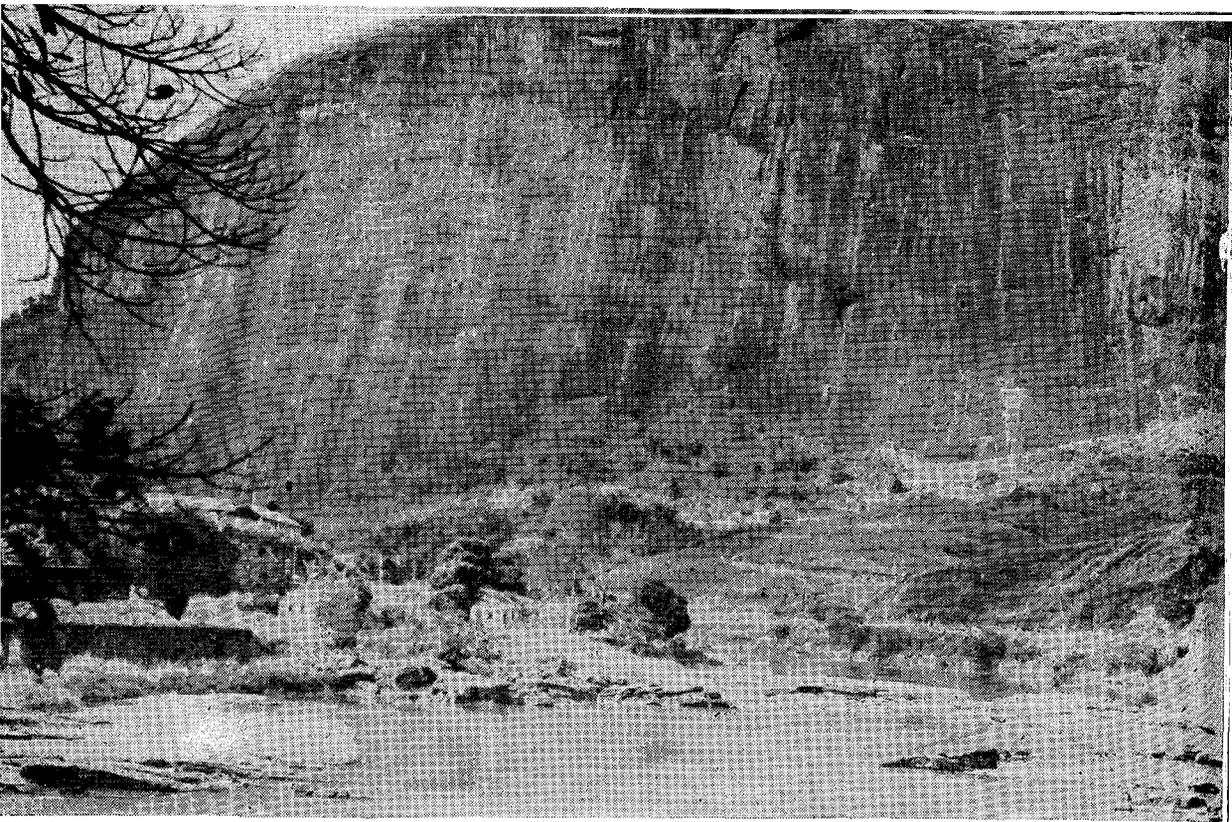


FOTO 49 — A passagem de Minas para o estado do Rio em Paraibuna. O rio segue aqui uma antiga linha de falha, ao sul da qual aparece o gnaisse típico do embasamento no estado do Rio

Aqui, entre as profundas ravinas que atacam a face da escarpa, curtos esporões se precipitam para terminar em linha, se bem que não apresentem facetas triangulares. Vários pesquisadores, notando o contraste com as planícies deltaicas da baía de Guanabara, consideraram a grande escarpa como uma escarpa de falha relativamente recente, porém nenhuma prova foi conseguida nesse sentido e o sopé da escarpa é mais irregular do que seria de esperar na hipótese de falhamento recente.

RICH (1953, p. 76) contribuiu com um forte argumento para que se considere a estrutura dominante da serra do Mar como um arco monoclinal e não como o deslocamento de um bloco falhado. Considerou o grande número de pontões na faixa costeira como *monadnocks* na baixada, em contraste com a ausência de tais feições no planalto interior:

“Se as duas áreas apresentam realmente a mesma proporção de massas de rochas resistentes, a maior abundância de *monadnocks* na baixada costeira pode ser explicada pela erosão mais ativa que atualmente ali prevalece devido ao elevado gradiente dos cursos d’água que, apresentando um leito de pequena extensão, atingem o mar.”

“Tal estado de coisas seria o resultado lógico se o planalto tivesse sido colocado no seu alto nível atual por um soerguimento monoclinal relativamente recente, que teria dado aos rios da encosta voltada para o mar, fôça suficiente para afundarem-se rapidamente em comparação com os rios que tomam o caminho mais longo para o mar, via rio Paraná. Se, no entanto, ao invés do planalto ter sido soerguido como um arco monoclinal, a baixada costeira tivesse sido formada por um rebaixamento da borda sudeste do planalto ao longo de

uma grande falha, o bloco deprimido deveria mostrar a topografia comum aos peneplanos, como a do planalto, e não a topografia de baixada e de *monadnocks* que realmente ocorre”.

Segundo a nossa experiência, o escarpamento da serra do Mar (na área de Petrópolis) é correspondente, em forma, à estrutura monoclinal em Natal, África do Sul (KING, 1940), se bem que esta seja de idade diferente

A comparação direta com a geomorfologia do Espírito Santo é, agora, possível; a escarpa da serra do Mar (serra dos Órgãos) corresponde, então, à frente montanhosa de erosão da área elevada do Espírito Santo e a superfície de erosão que se acha acima da escarpa é, nos dois casos, a superfície Sul-Americana.

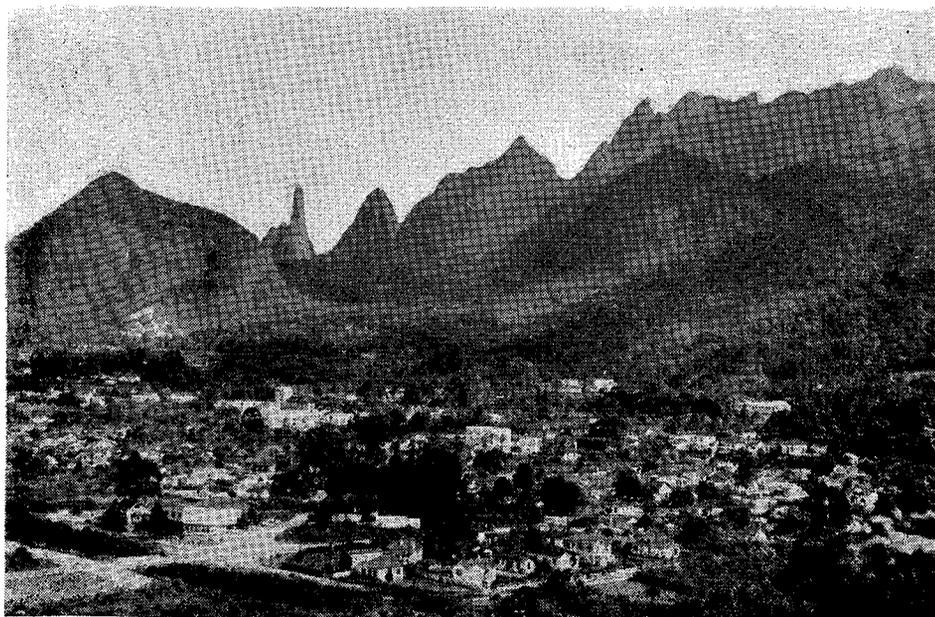


FOTO 50 — O *Dedo de Deus*, um enorme monólito de gnáisse, aponta o caminho para os habitantes de Teresópolis. Aspecto típico dos escarpados terrenos acima da serra do Mar

A baixada costeira do ciclo Velhas é menos evidente no Rio de Janeiro (estado), a oeste de Cabo Frio, do que ao norte do cabo, em Macaé, e no Espírito Santo; ou melhor, é representada por uma fase de aplainamento menos intenso. O afogamento das feições costeiras pelo rebaixamento da margem do continente é observado nas duas regiões.

A geomorfologia é a mesma. Não será mais normal que a estrutura seja uma costa monoclinal trabalhada pela erosão? Um outro argumento: se a escarpa da serra do Mar no centro do estado do Rio de Janeiro representa verdadeiramente, como a frente montanhosa do Espírito Santo, uma escarpa dos ciclos Velhas e Paraguaçu que margina a região, então pode ter regredido por 15 ou 20 quilômetros desde o terciário médio. É esta, aproximadamente, a largura da baixada que separa a grande escarpa das montanhas, menos importantes, que estão na costa propriamente dita, incluindo o resistente bloco da Capital Federal e as serras do Lagarto e da Boa Esperança, a leste, que represen-

ta a parte inferior do bloco monoclinial que foi, até certo ponto, truncada pela erosão marinha no Terciário superior (Fig. 4).

Porém, se a estrutura predominante no sudeste do estado do Rio de Janeiro é um bloco monoclinial de idade Terciária média, qual a relação entre o sistema de fraturas representado na figura 13 e este bloco? Algumas das falhas que exibem escarpas retilíneas ou suavemente recurvas, às vezes com facêtas triangulares nos esporões, são patenteadamente mais modernas do que o deslocamento principal e devem ser referidas a movimentos da costa em época post-Velhas, isto é, Plio-Pleistocênica. Alguns desses movimentos são recrudescentes ao longo de linhas de falha mais antigas e, em parte, causaram novos basculamentos dos blocos falhados, o que causou a confusão da drenagem previamente estabelecida (Fig. 13)

A maior parte das fraturas são, no entanto, mais antigas do que a superfície do Terciário médio que foi afetada pelo basculamento e os vales muitas vezes a elas associados são vales de erosão escavados ao longo de linhas de falhas e não depressões de ângulo de falha. Esta definição se aplica mesmo ao longo e retilíneo curso do rio Paraíba a jusante de Três Rios, se bem que seja possível reconhecer capturas fluviais controladas por falhas recentes, e pelo basculamento de blocos, por muitos quilômetros ao norte do rio principal

Quanto à idade a ser imputada às fraturas mais antigas, poucas provas foram encontradas, a não ser por uma ocorrência de calcário próximo de Itaboraí. Nas proximidades desse local ocorre um calcário de idade cretácea superior, deslocado por falhas no sentido das rochas arqueanas, que fornece importantes informações

Os calcários apresentam grã fina, com fósseis de gastrópodos característicos de um meio aquático (água doce) e indicando idade Cretácea superior. Os calcários inferiores apresentam 85% de calcita, com alguma sílica e detritos graníticos acumulados em águas serenas. A julgar pelo seu tipo, esses calcários devem ter sido bastante generalizados e não depositados em uma pequena bacia; a área adjacente deve ter sido, também aplainada bem uniformemente. No início do Paleoceno (Couro, 1953) o calcário conchífero foi cortado por canais de erosão que, juntamente com grutas escavadas no subsolo, ao mesmo tempo, foram entulhados por uma margam (*marl*) rica de fósseis da qual os remanescentes de uma surpreendente coleção de vertebrados do Paleoceno superior foi recuperada. Couro declarou que "como a bacia de São José de Itaboraí foi uma depressão que abrigava um lago nas rochas cristalinas da região, provocada por fraturas e falhas, podemos quase com certeza concluir que os movimentos tectônicos que causaram o falhamento aconteceram antes do Paleoceno, isto é, no Cretáceo superior. Estes movimentos tectônicos são considerados síncronos com os que causaram os generalizados fraturamentos e falhamentos ao longo da costa sul-oriental do Brasil". Porém, os movimentos crustais que afetaram a zona de Itaboraí pertencem a mais de uma época. Primeiramente, existem movimentos que, deformando a superfície relativamente uniforme sobre a qual repousam os calcários, criaram a bacia; e ocorreram, ainda, mutações posteriores, provavelmente de pouca monta, que permitiram a erosão dos calcários durante o Paleoceno. Mais tarde, ocorreu o poderoso fraturamento que fendeu toda a área ocupada pelo calcário cretáceo e rebaixou o atual bloco falhado, colocando-o

abaixo do nível dos seus congêneres. Ocorreu também o basculamento em direção ao mar que conferiu ao bloco calcário seu mergulho atual de 20.º para sudeste. Este último deslocamento, conquanto possa representar o efeito cumulativo de múltiplos deslocamentos distribuídos por um grande período, deve ser correlacionado, em parte, ao soerguimento monoclinal que deformou a superfície Sul-Americana durante o Terciário médio. Da mesma forma, porém, pode ser devido a movimentos semelhantes ocorridos durante o Cretáceo superior e o Terciário inferior, que se seguiam à ação do ciclo post-Gondwana, e que foram associados ao seu soerguimento no interior. É possível que as falhas principais que limitam o bloco de Itaboraí pertençam à mesma fase tectônica. Esta não é ainda, todavia, a fase mais recuada, já que movimentos ainda mais antigos já tinham deslocado a superfície Gondwana preexistente e criado o contorno moderno da massa continental brasileira, no Cretáceo inferior ou, possivelmente, no Jurássico superior.

A inclinação para sudeste do bloco de Itaboraí é também digna de nota pelo fato de ser oposta à inclinação para o norte dos blocos do interior, no lado oposto do eixo les-nordeste de soerguimento máximo que atravessa o estado do Rio de Janeiro. Constitui prova importante que confirma a existência da estrutura monoclinal costeira acima deduzida, estrutura esta que, provavelmente, tornou-se cada vez mais íngreme a cada levantamento isostático do interior e conseqüente abaixamento da plataforma continental.

A maior parte da topografia do estado do Rio de Janeiro pode ser enquadrada nos profundos sistemas de vales dos ciclos de erosão Velhas e Paraguaçu. Poucos remanescentes podem ser identificados nos topos das elevações, porém o observador experimentado verá muitas vezes concordâncias que são sugestivas, se não demonstrativas, dos planaltos produzidos pelos ciclos Sul-Americano e post-Gondwana. Assim, próximo a Cordeiro, um aplainamento de tampo (que desce para o norte) pode ser observado a 650 metros acima das feições do ciclo Velhas, que descem até os 500 metros. Pequenos pontões elevam-se de 50 a 70 metros acima do nível superior, em Monnerat. Os dois ciclos se elevam para oeste como se o bloco tivesse sido basculado.

A oeste de Nova Friburgo, o que pode ser presumivelmente o truncamento do ciclo Sul-Americano acha-se a 100-200 metros, apresentando uma inclinação para o norte e para oeste. Na região ao norte de Petrópolis e Teresópolis, as concordâncias de cristas sugerem a presença do ciclo post-Gondwana, porém não existem topos aplainados que se mostrem claramente. Esta área constituiu, evidentemente, um divisor de águas durante todo o Terciário inferior. Não é possível, ao que parece, identificar nenhum aplainamento antigo no maciço do Distrito Federal, nem ocorrem, de acordo com os meticolosos estudos de LAMEGO e com as observações aéreas de RICH, deslocamentos por falhas em torno da capital federal.

Do outro lado da baía de Guanabara, nas vizinhanças de Niterói, no entanto, a presença de longas falhas cuvas foi demonstrada por LAMEGO (1945), que identificou uma estrutura de *grabens* e *horsts*.

Muitos dos vales abertos durante o ciclo Velhas foram escavados ao longo de linhas de falhas. O vale de São Luís, no baixo Paraíba, a nordeste de São Fidélis é claramente um vale adaptado a uma falha, talvez rejuvenescido, po-

rém com o rio encaixado bem abaixo da posição da depressão de ângulo de falha original. Esta característica é também aplicável ao vale do rio principal, que corre transversalmente à zona de fraturas em São Fidélis. Um outro vale retilíneo, alinhado segundo uma falha, é o do rio Grande, afluente do rio Dois Rios, a oeste de São Fidélis. Nesta área, um alinhamento de pontões ocorre acompanhando o lado norte (soerguido) da linha de falha. Ainda um exemplo de vale dêsse tipo é o vale de São José, a nordeste de Nova Friburgo.

A ausência de bacias sedimentares nos vales da parte oriental do estado do Rio de Janeiro também está de acôrdo com a definição dêsses vales como feições produzidas pela erosão ao longo de linhas de falhas e não como depressões tectônicas recentes ocupadas por cursos d'água modernos.

O ciclo de erosão Paraguaçu avançou rio Paraíba acima até São Paulo e é responsável por parte do profundo encaixamento dêsse sistema fluvial. Em alguns dos rios mais curtos que atingem diretamente a costa, êsse ciclo avançou até as cabeceiras, eliminando completamente as feições provocadas pelo ciclo Velhas, como acontece em tôrno da baía de Guanabara. Esta hiperatividade é presumivelmente da estrutura monoclinal que marca o término do ciclo Velhas junto à costa. Em vários lugares em volta da baía de Guanabara ocorrem terraços — algumas vêzes recobertos por cascalho, com 40 a 50 metros de altura. Êstes terraços podem ser interpretados como remanescentes do aplainamento ocorrido durante o ciclo Velhas, como correlatos da planície costeira que ocorre nos estados do Espírito Santo e Rio de Janeiro (ao longo da costa), ou como representantes da *fase de terracamento* do ciclo Paraguaçu, tão generalizada na Bahia. Esta mesma fase também aparece em certos vales a oeste de São Fidélis constituindo terraços que estão 30 a 40 metros acima dos atuais fundos de vale. Considerada no todo, esta fase de terracamento se eleva em relação aos talvegues à medida que é observada para o interior (como na Bahia), aparecendo, por vêzes, até 100 metros acima do atual leito dos rios.

O afogamento final das embocaduras dos rios do ciclo Paraguaçu é bem exemplificado nas lagoas costeiras a leste do Distrito Federal e pelos cabos e ilhas de uma área montanhosa submersa, a oeste. O entulhamento posterior das lagoas tem-se processado normalmente e é particularmente generalizado em tôrno da baía de Guanabara. Baixadas aluviais ocorrem, com efeito, a oeste, até Seropédica (?), aparecendo as extremidades dos picos residuais e, possivelmente, de blocos falhados, como massas isoladas que se destacam da planície. Também a leste, grande parte da área original ocupada pela baía foi entulhada, como em Majé e Itaboraí.

A parte ocidental do Rio de Janeiro e a zona adjacente do estado de São Paulo — A oeste do Distrito Federal ocorrem grandes modificações na zona elevada. O viajante que percorre a rodovia entre o Rio e São Paulo começa a observá-las na garganta Viúva Graça, onde a estrada sobe por entre colinas partindo da zona aluvionar percorrida desde a margem da baía de Guanabara. Estas colinas apresentam indícios de falhas recentes, incluindo escarpas e zonas de cisalhamento e constituem uma série de blocos falhados dispostos *en echelon*.

(Fig 11) Ainda no Distrito Federal, próximo de Campo Grande, ocorrem elevações semelhantes alinhadas segundo a direção geral das fraturas (Fig 11) que também podem ser blocos falhados que compõem uma sucessão de *horsts* e *grabens*, porém nenhuma prova concludente é visível devido às aluviões.

A escarpa principal atravessada pela rodovia é marcada pelo Monumento Rodoviário Com uma direção de 35° norte, acompanhando a direção geral das fraturas, a escarpa é relativamente jovem, se bem que possa seguir o alinhamento de uma fratura anterior que foi rejuvenescida. Após a escarpa atinge-se um planalto dissecado que pode ser imediatamente reconhecido como correspondente da superfície sobre a qual atuaram dois ciclos (superfícies Sul-Americana com vales encaixados do ciclo Velhas) que forma a paisagem típica do sul de Minas e de São Paulo

Nesta região a superfície do Terciário superior não foi elevada à mesma altura que atingiu sobre o topo das montanhas no estado do Rio, porém constitui um planalto dissecado que apresenta altitude moderadas (500 a 800 metros) e sobre o qual os dois ciclos de erosão, além do ciclo Paraguaçu próximo ao rio Paraíba, podem ser mapeados com facilidade Esta larga faixa de terrenos foi relativamente pouco perturbada e se estende desde Matias Barbosa, em Minas Gerais, passando por Marquês de Valença e Barra do Piraí, até além de São Luís do Paraitinga, em São Paulo Ocupa, portanto, uma posição oblíqua em relação à região elevada, separando a área montanhosa de leste dos grupos de blocos falhados e depressões a oeste e formando um "corredor" de terrenos mais baixos e pouco perturbados que, do interior do sul mineiro, atinge o mar. Dêste modo, constitui importante elemento na estrutura da região elevada Um aspeito típico aparece na foto 4

Em Barra do Piraí, truncamentos de topo semelhantes ocorrem a altitudes comparáveis, sobre a região, em lados opostos do vale do Paraíba, mostrando assim que o curso do rio não foi determinado, nesta área, por falhamentos de idade terciária-média ou posterior. Os três ciclos aqui presentes são (com as respectivas altitudes): o aplainamento de topo do ciclo Sul-Americano a 450 metros; os vales do ciclo Velhas 50 a 80 metros mais abaixo e o fundo do vale do rio Paraíba (ciclo Paraguaçu) a 300 metros. A superfície Sul-Americana apresenta-se nesta região como um planalto ondulado, no qual ocorrem colinas arredondadas e um relêvo da ordem dos 100 metros. Os vales do ciclo Velhas têm aparência jovem e em proporção à que são escavados neste ciclo, aumenta para o norte, sugerindo que durante o Plioceno esta região foi tributária do rio Grande, com um divisor de águas situado mais ao sul

Se bem que tenha escapado ao supersoerguimento causado por arqueamento ou falhamento de blocos, esta faixa oblíqua não deixou de sofrer deformações. Algumas falhas transversais atingiram-na nas direções usuais e elevaram porções da superfície que passaram a constituir serras, como a da Taquara e a do Barreiro, que apresentam falhas ao longo da face sudeste, com um deslocamento de cerca de 500 metros a oeste, que diminui até zero em direção a leste, onde a superfície Sul-Americana passa em volta da extremidade da serra com uma altitude um pouco maior do que a normal.

Uma massa elevada muito maior é constituída pela serra da Bocaina que se eleva sobre a baía da Ilha Grande, mais ao sul. Não tivemos oportunidade

de estudar detidamente esta serra e verificar se constitui um bloco soerguido independente ou se faz parte de um ciclo post-Gondwana mais antigo. A julgar pelas informações existentes, a última hipótese é provavelmente correta.

Em direção a sudoeste, a partir da serra da Bocaina, estende-se o planalto dissecado com altitude bem regular cujo aspecto pode ser observado na foto 4; esta última zona completa a larga faixa de terrenos relativamente pouco perturbados que descrevemos acima e que atravessa obliquamente a faixa elevada do estado do Rio de Janeiro e do sul de São Paulo.

A *serra da Mantiqueira* — Consideramos agora a extremidade ocidental da zona elevada como se apresenta no sudeste de São Paulo e nas áreas adjacentes de Minas Gerais. Nesta área, três elementos contrastantes dominam a topografia: a) a imponente serra da Mantiqueira, que se eleva sobre o “altiplano” do interior e que domina o vale do Paraíba entre Guararema e Resende; b) o vale do Paraíba e c) no lado sul desse vale o planalto dissecado (Foto 4) que ter-



FOTO 51 — Esporões da escarpa da Mantiqueira descendo para o vale do Paraíba; vista para leste próximo a Piquête

mina junto ao mar na espetacular escarpa — a serra do Mar. O planalto é relativamente uniforme, mas na sua extremidade oriental um planalto bem mais elevado, forma a serra da Bocaina, que atinge quase 2 000 metros sobre o oceano Atlântico.

A frente montanhosa que separa o topo da serra da Mantiqueira (que ultrapassa 2 800 metros no Itatiaia) do fundo do vale do Paraíba assemelha-se a uma grande muralha e apresenta 2 300 metros de altura, tendo sido objeto de opiniões controversas. Estas opiniões, em resumo, são: a) que essa frente constitui uma recente escarpa de falha e que o vale é um *graben*; b) que nenhuma falha atingiu essa frente e que a depressão do vale é de origem erosiva. Procuraremos rever estas opiniões diametralmente opostas.

A excepcional uniformidade da frente da Mantiqueira (Foto 51) e sua queda abrupta de 2 700 metros até o fundo aluvionai do vale do Paraíba, a 400-500

metros (Foto 52), impressionaram vários autores, inclusive DE MARTONNE (1940, p. 5), que, apresentando secções esquemáticas através da zona elevada, emprestaram às falhas importantes expressão topográfica, isto é, avançando o datamento do aplainamento da superfície superior para considerá-la como de origem tectônica. RUI OSÓRIO DE FREITAS (1950, p. 64) relacionou as seguintes características da serra da Mantiqueira como provas de falhamento: a) estruturas paralelas à margem da serra; b) o truncamento abrupto da borda do planalto; c) alinhamento paralelo ao da serra do Mar; d) o aspecto de juventude apresentado pela escarpa; e) rochas que apresentam aproximadamente a mesma resistência à erosão, nos dois lados da suposta falha; f) ausência de capturas na serra; g) a forma linear do vale do Paraíba entre a Mantiqueira e a serra do Mar; h) coincidência da escarpa com a xistosidade; i) os contornos lineares da escarpa que corta o planalto

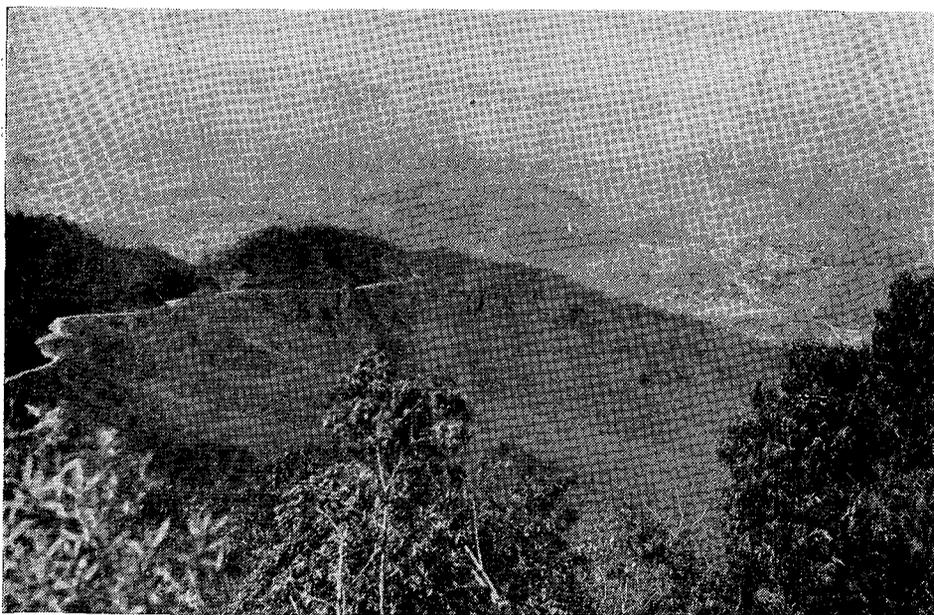


FOTO 52 — A planície do Paraíba próximo a Piquê; vista da escarpa da Mantiqueira

CHESTER WASHBURN (1939) apontou perturbações tectônicas no entulhamento terciário superior da extremidade sudoeste da bacia do Paraíba que foram interpretadas como tendo tido causa na recrudescência dos movimentos originariamente responsáveis pela formação da escarpa. Notou o mesmo autor a semelhança dos sedimentos do fundo do vale com o antigo aplainamento de tópo (com colinas graníticas) que ocorre a nordeste da escarpa principal, tendo invocado um falhamento ao longo da frente Mantiqueira que teria causado um deslocamento de 700 metros.

MORAIS RÊGO e A. R. LAMEGO notaram, no entanto, a ausência de provas concludentes de falhamento na escarpa da Mantiqueira e preferiram considerar a bacia do Paraíba e a frente montanhosa como formas de erosão. A escassez dos cascalhos nos sedimentos do Terciário superior foi também considerada como indício contrário à hipótese de fraturamento.

J. L. RICH (1953, p. 58) argumentou que tanto a bacia do Paraíba quanto a de São Paulo constituem blocos falhados deprimidos parcialmente entulhados por sedimentos do Terciário superior e do Quaternário e desenvolvem “uma hipótese de trabalho segundo a qual os depósitos terciários surgiram antes do falhamento principal, em uma época em que os terrenos que circundavam os locais de deposição eram relativamente baixos, e que, mais tarde, estes sedimentos foram deprimidos por falhas que formaram fossas nas quais estão preservadas” Este autor mostrou-se também preocupado com a ausência de cascalhos.

Os cascalhos, todavia, raramente são encontrados, no Brasil, distribuídos sobre áreas notáveis devido à rápida meteorização química das rochas plutônicas e metamórficas do embasamento que compõem grande parte da área florestada. Os detritos são normalmente das fases areia – *silt* – lama (vasa) que aparecem tão abundantemente nos sedimentos do vale do Paraíba. Mesmo os rios que dissecam a massa foiaítica do Itatiaia não arream *boulders* dessa rocha a grande distância pois esses são logo reduzidos a detritos. A ausência de cascalhos grossos da depressão do Paraíba, mesmo nas proximidades dos terrenos mais altos que estão ao norte, não prova, assim, a inexistência da escarpa quando da acumulação dos depósitos. A escarpa lá se encontra e não contribui com sedimentos (cascalhos) para a bacia.

Os depósitos são associados somente às bacias do Paraíba e de São Paulo e não têm equivalente conhecido nos terrenos mais elevados em redor. Podem, assim, ser considerados como tendo sido depositados no âmbito das bacias atuais. Nas bacias, os depósitos mostram relações sedimentares normais com a maior parte dos sedimentos vizinhos e recobrem, aparentemente, as elevações, como acontece com o bloco angular próximo a Guaratinguetá. Na maior parte, esses depósitos não se apresentam perturbados. Deste modo, acumularam-se em relação normal aos depósitos que são confinantes.

Neste ponto recorreremos ao exame das superfícies cíclicas relacionadas à serra da Mantiqueira. Estas superfícies podem ser observadas, sem perturbação, na maior parte do sul mineiro, onde constituem a topografia dicíclica de cristas aplainadas pelo ciclo Sul-Americano e vales do ciclo Velhas. Entre Pouso Alegre e Santa Rita do Sapucaí a superfície Sul-Americana apresenta muitas elevações residuais, porém nenhuma delas atinge a altura suficiente para apresentar o truncamento post-Gondwana, a não ser a 10 quilômetros a leste de Santa Rita, onde esse truncamento aparece a 1 000-1 100 metros. O considerável deslocamento vertical entre as superfícies indica um forte arqueamento do Cretáceo superior.

Ao sul de Santa Rita do Sapucaí as várias superfícies elevam-se em direção à região montanhosa. Em Itajubá, a superfície Sul-Americana ultrapassa os 900 metros e a superfície post-Gondwana aumenta progressivamente até que, ao sul da cidade, atinge a proporção de montanhas. O aspecto dessa área (Foto 53) indica que o arqueamento é de idade post-Velhas, o que concorda com a época em que se formou a bacia do Paraíba, no lado oposto da serra da Mantiqueira. Se bem que não tenha sido observado nenhum remanescente da superfície post-Gondwana, as serras desta região constituíram uma área montanhosa (divisor de águas) à época (Terciário inferior) do aplainamento Sul-Americano, uma observação em concordância com as condições que prevalecem, mais a leste, na

faixa de terrenos elevados. A frente montanhosa voltada para o norte foi claramente definida e o aplainamento Sul-Americano avançou sobre ela como um terraço que pode ser observado desde a passagem até as montanhas atrás de Itajubá onde, elevando-se rapidamente para o sul, esse terraço pode ser visto a 150-200 metros sobre o atual leito do rio.

Nas montanhas, o ciclo post-Gondwana eleva-se a 1 350 metros ou mais, sendo que a rodovia que demanda Piquête cruza a escarpa principal da Mantiqueira (Fotos 51 e 52) a mais de 1 400 metros. Várias fraturas antigas controlam feições de erosão em linhas de falhas entre Itajubá e a escarpa da Mantiqueira, todavia não existem provas de movimentação terciária ou quaternária de nenhuma dessas fraturas. A região parece, assim, ter sido soerguida como um

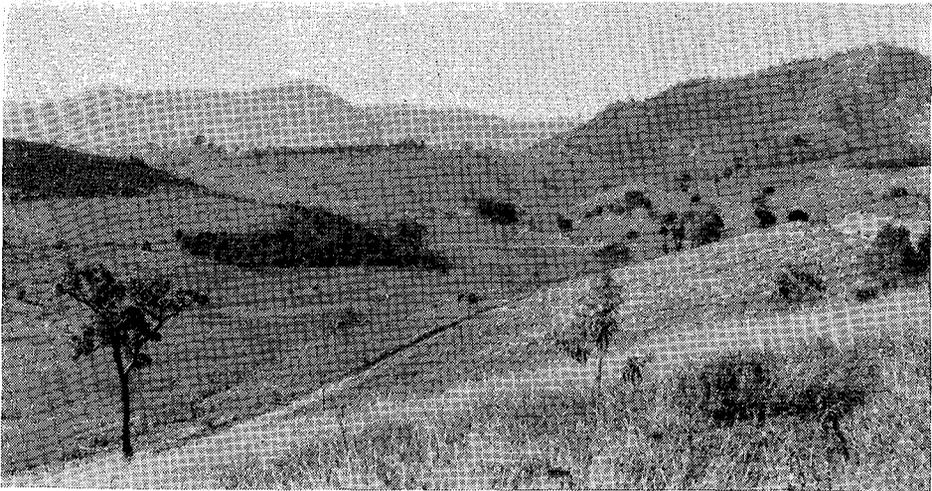


FOTO 53 — Aspecto setentrional da serra da Mantiqueira próximo a Itajubá. A superfície dicíclica do sul de Minas (vales do ciclo Velhas, cristas truncadas do ciclo Sul-Americano) elevando-se para o sul, termina em colinas residuais que se elevam em direção ao truncamento de tópo do (ciclo post-Gondwana) da Mantiqueira Vista para o sul

bloco único e atingido, para o sul, a escarpa principal. Esse soerguimento foi pelo menos da ordem dos 400 metros. A descida pela escarpa até Piquête é abrupta (Fotos 51 e 52) Um pouco além, abaixo da capa de sedimentos do Paraíba, aparecem os lineamentos soterrados dos mesmos ciclos de erosão que foram elevados à altitude da Mantiqueira. A origem por falhamento deve ser aceita para a face da serra da Mantiqueira, com base nas superfícies de erosão deslocadas

Uma secção semelhante através da serra da Mantiqueira é observada em Passa Quatro. Também aqui o flanco meridional da serra não mostra indícios de falhamento e as várias superfícies cíclicas se elevam progressivamente para o sul em direção à serra. Próximo à cidade, as altitudes são: os fundos dos vales do ciclo Velhas a cerca de 900 metros, o terraço da superfície Sul-Americana a cerca de 1 000 metros, as cristas do ciclo post-Gondwana a 1 400-1 600 metros. Ao sul da escarpa, em Cruzeiro, estas superfícies estão sob acumulações posteriores, a 540 metros.

A mais instrutiva das secções é a que, de Itamonte, atinge Engenheiro Passos, incluindo o maciço do Itatiaia (Foto 54, fig 4) A superfície dicíclica do

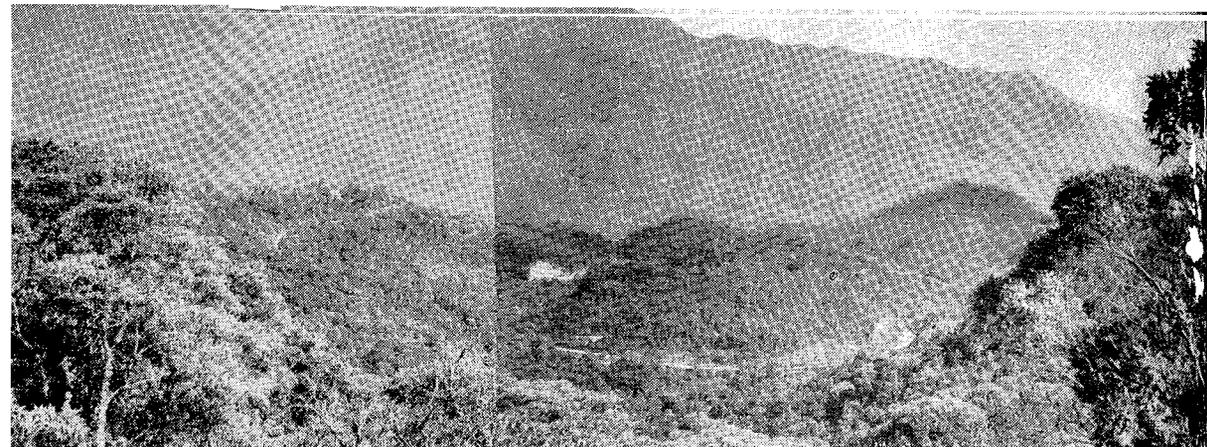


FOTO 54 — Secção sul-norte através da serra da Mantiqueira a oeste do Itatiaia. O declive à esquerda é a parte superior da escarpa da Mantiqueira. Na parte mais alta da serra os topos quase não atingem truncamento de tópo Gondwana. O elevado ressalto no flanco norte da serra representa o ciclo post-Gondwana, que se inclina para o norte, de onde uma escarpa de 400 metros leva à superfície dicíclica do sul mineiro. O vale que forma o passo também pertence ao ciclo Sul-Americano.

sul mineiro termina no flanco setentrional das montanhas em uma escarpa de erosão que apresenta 400 metros de altura, após a qual ocorre um terraço irregular (post-Gondwana) com declive para o norte (Foto 54)

Em seguida, ocorre outra escarpa que chega aos topos, que parecem suavemente arqueados acima da crista da serra, sem exibirem o truncamento Gondwana se bem que sejam possivelmente concordantes. Encontra-se aqui representada, evidentemente, a crista de um divisor que permaneceu desde o Mesozóico. Os grandes intervalos verticais entre as várias superfícies cíclicas mostram também, que no intervalo entre cada aplainamento o eixo das montanhas constituiu uma região de arqueamento máximo.

A diferença de nível entre o tópo (2 800 metros) e o embasamento da bacia do Paraíba (500 metros), mesmo considerando que esta não deve ser muito mais antiga que o aplainamento Sul-Americano, é de tal ordem que deve ter sido produzida por falhamento. Mesmo considerando que o embasamento apresenta o truncamento da superfície Sul-Americana, este não deveria ocorrer abaixo de 900-1 000 metros (que é a sua altitude no flanco norte da Mantiqueira e na serra do Mar, a sudoeste), de modo que um deslocamento de 400-500 metros no lado sul deve ter ocorrido no fim do Terciário ou logo no início do Pleistoceno.

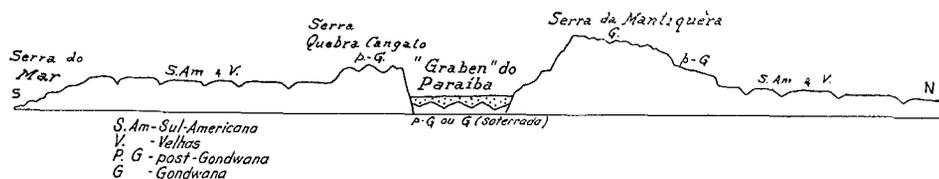


Fig 14 — Secção esquemática das superfícies cíclicas através da serra da Mantiqueira nas vizinhanças de Engenheiro Passos e Itamonte

O mesmo ponto de vista foi exposto por RAIMUNDO RIBEIRO (1948, p. 16): “Depois do período de aplainamento post-Cretáceo, o vale do Paraíba não existia. Tõda a área cristalina desta região de São Paulo foi elevada, constituindo um divisor. Provavelmente, antes do Plioceno, o continente se estendia muito além da costa atual e o bloco continental foi prolongado até ao sul da serra do Mar

Durante o Plioceno médio ou superior, a área ao sul foi elevada por violentos fraturamentos da crosta. Nesta ocasião, deu-se a formação do vale do Paraíba”

A planície do Paraíba, pelo que inferem as superfícies de erosão, constitui um *graben* situado próximo à cista de um eixo repetidamente arqueado, ao qual é paralelo, e é de idade terciária superior ou quaternária inferior. Pelas suas características tectônicas e por sua idade esse *graben* concorda precisamente com o vale de afundimento do São Francisco, já estudado. Esses dois *grabens* coincidem com dois dos mais importantes lineamentos tectônicos do Brasil: um orientado quase exatamente de norte a sul, o outro de les-nordeste a oeste-sudoeste.

O graben do Paraíba: A planície do Paraíba já foi mencionada em conexão com a origem da serra da Mantiqueira, porém é necessário que mais alguns detalhes sejam acrescentados. O rio Paraíba corre, entre o delta, em Campos, e Resende, em um vale profundo e jovem, do ciclo Paraguaçu que, mesmo em Resende, está apenas a 350 metros acima do nível do mar. Na maior parte desta distância (entre o delta e Resende), o curso do rio é surpreendentemente reto e paralelo à direção estrutural les-nordeste e à costa do estado do Rio de Janeiro. Esta uniformidade do curso foi atingida em um ciclo de erosão anterior, seja pela adaptação a formações menos resistentes (subseqüente) ou pelo aproveitamento de um *graben* semelhante ao relacionado ao atual curso médio do Paraíba.

A montante de Resende ocorrem consideráveis mutações. O vale se alarga e o rio meandrea pelo fundo aluvionar do *graben*, abaixo do sopé da escarpa da Mantiqueira. O *graben* não constitui uma única feição mas sim uma série de bacias separadas por *sills*, de tal modo que a altitude aumenta por uma série de saltos, de 350 metros, em Resende, até 560 metros próximos a Jacareí. Em Resende a bacia, que se apresenta entulhada e ladeada por terraços, é limitada por encostas íngremes que se aproximam novamente em direção a Queluz, onde o rio, em leito estreito e rochoso, atravessa um trecho difícil. Aqui se acha um *sill* que liga a Mantiqueira, ao norte, com a Bocaina, ao sul.

A oeste de Queluz a rodovia Rio-São Paulo atravessa um bloco cuja superfície é ondulada e apresenta uma inclinação para o norte até Cachoeira. Para sudeste uma poderosa escarpa atinge a serra do Quebra-Cangalha na qual o aplainamento do Terciário médio se apresenta a mais de 1 000 metros. A larga planície aluvionar do Paraíba, aqui a 500 metros sobre o nível do mar, é limitada, ao norte, pela gigantesca escarpa da Mantiqueira, após a qual atinge-se o tópo das montanhas, 1 200 metros mais acima.

Em Guaratinguetá (520 metros), o rio é parcialmente confinado por elevações de rocha viva que formam um promontório da serra do Quebra-Cangalha, limitado por falhas; esta é, porém, a última construção deste tipo até a extremidade ocidental do *graben*, em Guaratema. Nesta porção principal do *graben*, a planície aluvial, flanqueada por terraços dos depósitos mais antigos, alarga-se para vários quilômetros. Estes depósitos mais antigos são constituídos por areias e argilas (vasa) avermelhadas ou amarelas, com estratificação ligeiramente ondulada e com uma espessura de quase 150 pés. Não podem, no entanto, ser mais antigos do que o Plioceno superior, já que o *graben* não existia anteriormente. As camadas apresentam falhamentos locais e uma inclinação, como pró-

ximo a Taubaté; na extremidade ocidental do *graben*, onde mostram indícios de subsidência, aparecem relações de discordância próximo às falhas.

As camadas ocidentais formam colinas de tópo plano próximo a Jacareí e terraços que estão a 25-36 metros acima da planície aluvial moderna; estas camadas não ultrapassam, todavia, o divisor entre o *graben* do Paraíba e a bacia aluvial de São Paulo.

A bacia de São Paulo: A bacia de São Paulo, que se acha a 750 metros sobre o nível do mar em meio a uma área ondulada e mesmo montanhosa, é por muitas de suas características, semelhante ao *graben* do Paraíba, e tem, também, sido considerada como de origem tectônica

Esta bacia é também parcialmente entulhada por sedimentos do Plioceno superior ou do Pleistoceno, aos quais se sobrepõem camadas de areias e argilas quaternárias. No momento, os longos vales do rio Tietê e de seus tributários estão encaixados cêrca de 40 metros abaixo dos divisores secundários (de tópo plano) formados nos sedimentos mais antigos

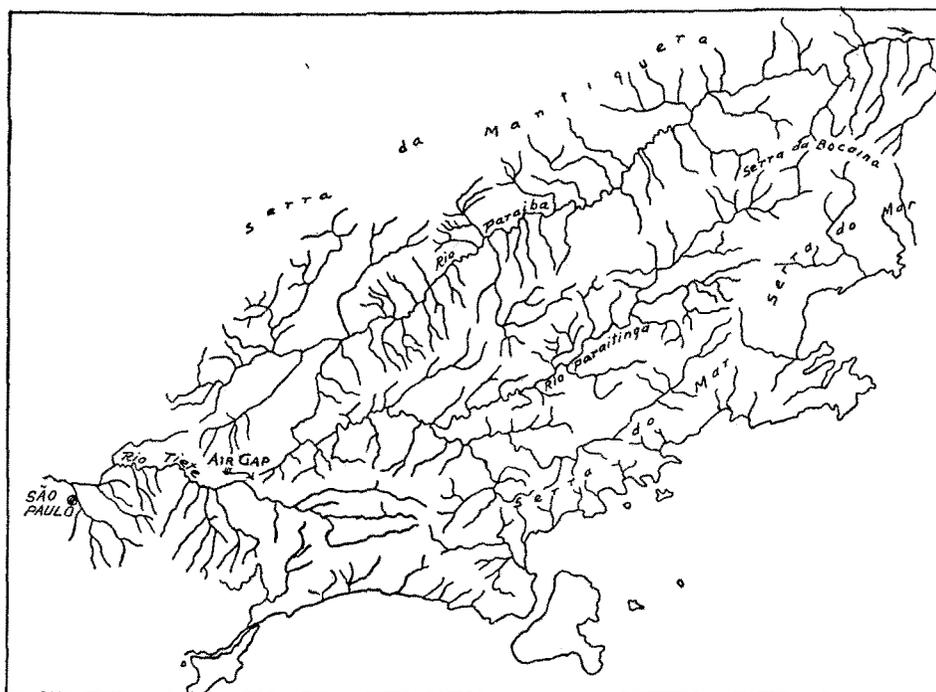


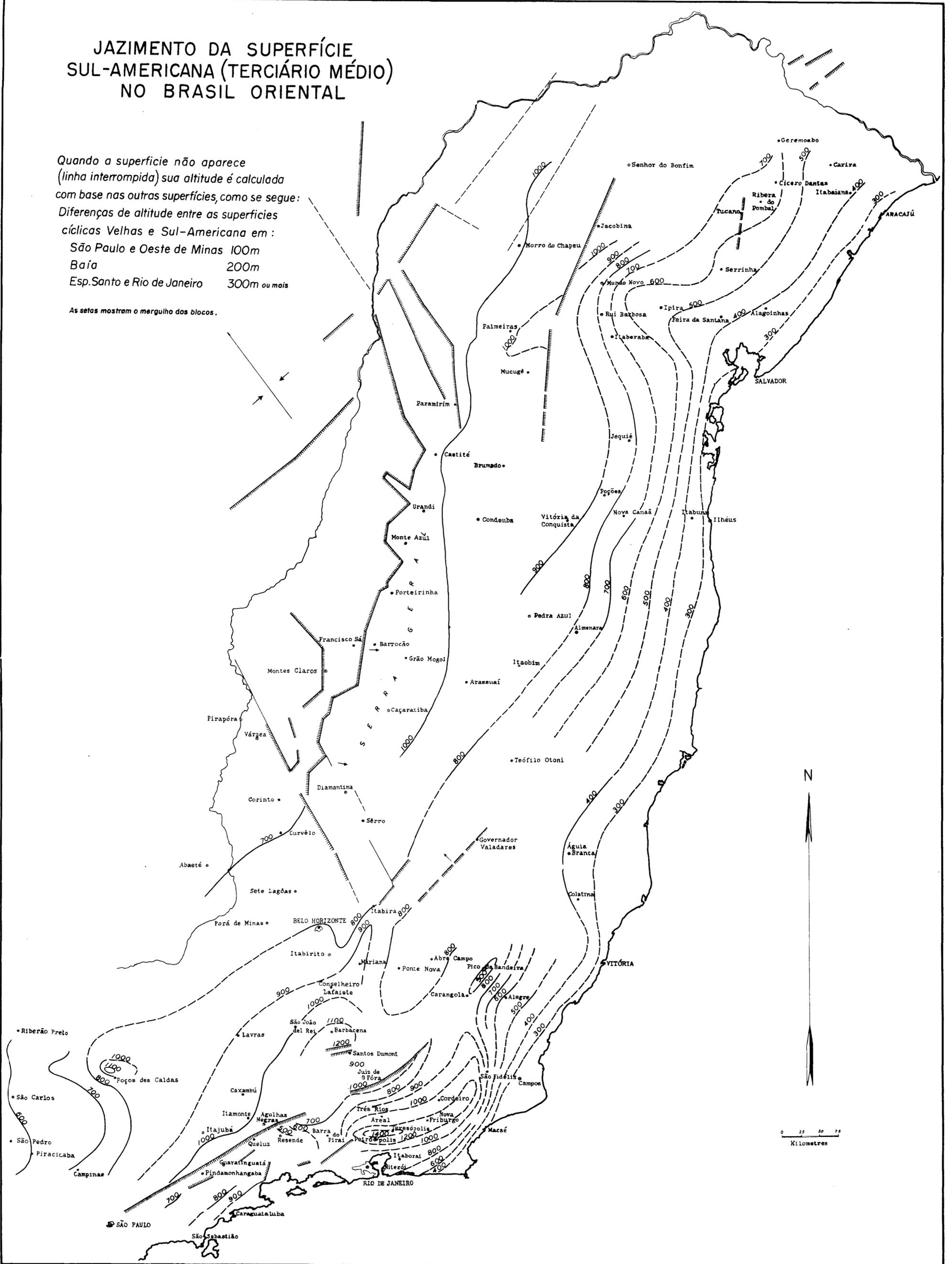
Fig 15 — Captura das antigas cabeceiras do rio Tietê pelo rio Paraíba

Uma curiosa relação existe entre as bacias de São Paulo e do Paraíba: as antigas cabeceiras do rio Tietê foram anexadas pelo rio Paraíba, constituindo um exemplo clássico de captura fluvial (Fig 15). Das atuais cabeceiras o rio Paraíba, elevando-se nas encostas da serra da Bocaina, corre por 160 quilômetros para ocidente antes de voltar-se para leste. Um dos seus tributários nasce a apenas 5 quilômetros do oceano, na elevada serra do Mar, porém só o alcança após atravessar todo o estado do Rio de Janeiro até Campos (500 quilômetros)

JAZIMENTO DA SUPERFÍCIE SUL-AMERICANA (TERCIÁRIO MÉDIO) NO BRASIL ORIENTAL

Quando a superfície não aparece (linha interrompida) sua altitude é calculada com base nas outras superfícies, como se segue:
 Diferenças de altitude entre as superfícies cíclicas Velhas e Sul-Americana em:
 São Paulo e Oeste de Minas 100m
 Baía 200m
 Esp.Santo e Rio de Janeiro 300m ou mais

As setas mostram o mergulho dos blocos.



WASHBURN, MORAIS RÊGO e RICH descreveriam essa captiva, que certamente constitui uma das mais espetaculares do mundo. Certamente a origem tectônica da planície do Paraíba conferiu-lhe decisiva vantagem sobre o Tietê e foi a principal causa da captura.

Reconstituindo a disposição da drenagem antes da captura, o principal divisor antigo pode ser colocado no alinhamento Itatiaia — Bocaina, onde também aparece o obstáculo ao curso do Paraíba (posterior ao falhamento) que separa as bacias de Resende e Pindamonhangaba, em Queluz. A oeste deste alinhamento a drenagem era feita para o Tietê, porém a interrupção do divisor, próximo a Queluz, causada pelo *graben* do Paraíba, obliterou os antigos cursos, invertendo o fluxo para o mar. A serra da Mantiqueira não constituía, assim, o importante divisor atual que separa os rios que drenam para ocidente dos que demandam o mar.



FOTO 55 — Falhas e pequenos blocos falhados basculados próximo a Pirapora, São Paulo

A região a noroeste da bacia de São Paulo constitui uma continuação da Mantiqueira. A superfície original era o planalto do ciclo Sul-Americano dissecado por vales do ciclo Velhas.

O relêvo original seria da ordem dos 150 metros, com um mergulho regional dirigido para noroeste. Apesar da superfície original não ter sido inteiramente plana, mas ondulada, não ocorrem testemunhos sobre ela. Perto de Pirapora, esta superfície foi muito atingida por falhas (Fig. 11). Os vários blocos falhados se apresentam inclinados para oeste (Foto 55), se bem que alguns dos blocos menores tenham sido basculados na direção inversa, de modo que seus topos se inclinam para sudeste. Esses blocos falhados são atravessados pelo Tietê, que corre para noroeste. Digna de nota é a sua passagem por uma garganta granítica (antecedente) na serra do Japi, a sudeste de Itu. Os tributários do Tietê acham-se usualmente adaptados às falhas como, por exemplo, o rio que foi barrado em Pirapora.

Além de Itu aparece o amplo planalto da bacia do Tietê-Paraná, no qual os rios se afundaram cêrca de 100 metros. A oeste da cidade ençontiam-se poucas falhas e nenhuma pôe rochas arqueanas a aflorar. Além da cidade, para o norte e noroeste, só se encontram as rochas Gondwana e Cretáceas da imensa bacia do Paraná. Estas rochas, sendo relativamente pouco resistentes, permitiram um magnífico aplainamento durante o Terciário inferior. O mesmo aplainamento estendia-se anteriormente para leste, como é óbvio, até os granitos arqueanos, mostrando assim que a área de terrenos elevados formava uma região geològicamente mais soeiguada, mesmo durante o Terciário inferior.

A Serra do mar: A porção da serra do Mar que ocupa a região oriental e central do Estado do Rio de Janeiro já foi estudada neste trabalho. Examinaremos agora seu prolongamento que acompanha a costa oriental do Rio de Janeiro e São Paulo. Nesta área a serra do Mar forma uma gigantesca escarpa que desce até o oceano, como em Ubatuba, ou até uma baixada costeira, como acontece ao longo da serra de Paranapiacaba, de Santos até o limite do estado do Paraná. Duas direções são evidentes, emprestando um contôrnio irregular (zig-zague) à frente da serra, que se desloca sucessivamente da direção leste-oeste para nordeste-sudoeste, e novamente para leste-oeste, através do estado de São Paulo.

Desde 1950 opiniões diametralmente opostas foram enunciadas no que concerne à origem da frente montanhosa. R. O. DE FREITAS (1950, p. 63), depois de considerar as escarpas de falha aplicadas à serra do Mar, pensou que, pelo aspecto de juventude que apresenta, esta serra fôsse uma escarpa de falha, "isto é, com escarpamentos causados diretamente pelo tectonismo". Concluiu ainda que "a erosão não bastaria para explicar a topografia encontrada na serra do Mar" que, portanto, deve ser classificada como uma verdadeira escarpa de falha. Como apoio ao seu pensamento, o mesmo autor cita a seguinte seqüência de características associadas à serra do Mar:

- a) alinhamento das rochas cristalinas;
- b) limites e bordas retilíneas;
- c) vales suspensos;
- d) elevações assimétricas;
- e) o contraste entre a drenagem na escarpa e no planalto;
- f) ausência de capturas;
- g) topografia escalonada;
- h) coincidência da topografia com a direção da xistosidade;
- i) adaptação da drenagem;
- h) ausência de correlação entre a morfologia e a dureza das rochas.

RICH (1953, p. 26), porém, hesitou. Após investigar do sul de São Paulo até além da região que importa ao presente relatório, não conseguiu registrar e identificar qualquer falha ou escarpa de falha ao longo da frente da serra do Mar. Com efeito, suas observações são paralelas às que tivemos oportunidade de realizar ao longo da serra ao fundo da baía de Guanabara, onde a topografia

resulta do esfacelamento, pela erosão, de uma estrutura monoclinal. Foi esta também a explicação sugerida por RICH para a forma da serra do Mar em São Paulo, de modo que a mesma estrutura, sob o ataque dos agentes erosivos, parece suficiente para explicar a origem da serra, desde o Terciário superior. ||

Esta estrutura é uma flexura monoclinal que se prolonga do planalto soerguido do interior até abaixo do nível do mar e cujo eixo se dirige de um ponto um pouco a leste da Guanabara até Iguape, passando, pelo lado do continente, entre êsses dois pontos. Aí, a erosão marinha atacou o lado elevado do arco e a costa é alta, escarpada e pontilhada de ilhas ponteadas.

Em ambos os lados do eixo o litoral é baixo e deprimido, apresentando lagoas costeiras.

Uma confirmação do nosso ponto de vista é encontrada na frente montanhosa das lavas basálticas que ocorrem nos três estados do sul do Brasil. O afloramento destas lavas, que constitui uma escarpa orientada de leste a oeste sobre o alto planalto a oeste de Botucatu, volta-se inicialmente para sudoeste, para o sul e finalmente para sul-sudeste, enquanto acompanha o declive da flexura da estrutura monoclinal, até que atinge as adjacências da costa, em nível baixo, um pouco ao norte de Porto Alegre. Acha-se preservada, aqui, a flexura que foi destruída pela erosão marinha no sul de São Paulo e no estado do Rio de Janeiro.

Importantes escarpas de erosão cíclica participam de muitas características comuns às escarpas de falha: alinhamento retilíneo, vales suspensos, capturas fluviais, elevações assimétricas, contraste entre a drenagem na escarpa e no planalto, coincidência com as direções locais das rochas e das estruturas, adaptações da drenagem e ausência de correlação entre a morfologia e a dureza das rochas. Não apresentam, porém, três importantes características: desabamento ao longo das zonas de falha*, deslocamento abrupto de camadas e o deslocamento das superfícies de erosão. Nenhuma destas peculiaridades foi demonstrada em associação à serra do Mar, apesar das cuidadosas pesquisas de observadores como LAMEGO e RICH (Em contraste, na serra da Mantiqueira é possível demonstrar o deslocamento das superfícies cíclicas). Por outro lado, provas colhidas no campo demonstram a existência de uma estrutura regional — uma estrutura monoclinal junto à costa, com inclinação para o sul e ligeiro declive de leste para oeste que, em conjugação com a atividade dos agentes erosivos, nos forneceu as relações observadas entre a topografia e a estrutura geológica.

CONSEQUÊNCIAS TECTÔNICAS

Os estudos que realizamos sobre as superfícies cíclicas que ocorrem no Brasil oriental constituem como que um guia para o conhecimento do comportamento tectônico da região no tempo geológico. O jazimento da superfície Sul-Americana revela a deformação sofrida por esta área desde o Terciário médio. Deu-se uma elevação geral a partir da costa oriental para o interior onde, acima da altitude de 1 100 metros, a crista do arco foi fendida para formar o vale de afundimento do rio São Francisco. Na região adjacente à costa, formou-se

* N. do T — "Shattering along fault-zones", no original inglês

uma íngreme estrutura monoclinal que levou a superfície até além da atual linha da costa

Atavés do Rio de Janeiro e do Paraná, uma estrutura monoclinal semelhante, porém mais íngreme, dirige-se para ENE, como foi descrito, e em São Paulo a superfície Sul-Americana mostra-se inclinada para o norte até a bacia do Paraná. Em tôdas as áreas examinadas a superfície do Terciário médio foi soerguida em relação ao nível do mar.

Porém, na bacia do alto Amazonas, a mesma superfície foi deprimida e soterrada por sedimentos posteriores. Considerada no todo, a deformação tomou a forma de eixos de soerguimento e bacias de depressão

Só localmente, onde os soerguimentos atingiram um máximo, o arqueamento foi superado por falhas, como nas partes superiores dos vales de afundimento do São Francisco e do Paraíba e provavelmente na área do Pico da Bandeira, durante o Pleistoceno, e na íngreme estrutura monoclinal do Rio de Janeiro em época mais recente

A deformação da superfície Sul-Americana não é um fato isolado; faz parte de um esquema generalizado, já que a deformação segundo linhas precisamente do mesmo tipo (com a ocorrência de eixos de soerguimento e bacias de depressão) operou desde o Mesozóico médio, como é demonstrado pelo jazimento das formações cretáceas em todo o centro e o leste do país (Fig. 16). Este fato é claramente revelado pelos jazimentos e interrelações das várias superfícies cíclicas: Gondwana, Post-Gondwana, Sul-Americana, Velhas e Paraguaçu, como, por exemplo, na secção entre Curitiba e o Rio de Janeiro. As diferenças de altitude entre as superfícies são, muitas vezes, regulares de região a região. Assim, o intervalo vertical entre as superfícies Sul-Americana e Velhas, em São Paulo e no oeste mineiro, é geralmente de 100 metros ou um pouco mais na zona dos seixos arqueados, como nas serras da Mata da Corda e do Quartel; na Bahia, esse intervalo é freqüentemente de 200 metros e na faixa ultra-elevada do estado do Rio de Janeiro é de 300 metros ou mais

A regularidade e a repetição notada nos movimentos que deformaram as várias superfícies cíclicas fazem crer em uma única força deformante que teria iniciado sua ação desde o Mesozóico médio. Cálculos preliminares sugerem que, para a secção entre Curitiba e o Rio de Janeiro, esta força é a simples compensação isostática que se seguiu a cada uma das fases de desnudação; a observação de que a zona de falhas associada a estrutura monoclinal do Rio de Janeiro parece ter sido deslocada cada vez mais para o interior após cada soerguimento, vem ao encontro desse ponto de vista. O mesmo pode ser dito em relação aos falhamentos da Bahia, onde o afundimento cretáceo tem expressão na secção Salvador — Tucano, ao passo que o afundimento plio-pleistocênico margeia o vale do São Francisco; estas conclusões concordam com pesquisas realizadas na África (KING, 1955). Esta explicação não é, porém, inteiramente aplicável às margens do vale de afundimento do São Francisco, onde a superfície Velhas foi soerguida a mais de 700 metros.

No todo, o país apresenta duas regiões tectônicas contrastantes. Ao norte, a região eleva-se gradualmente da costa para o interior e apresenta rochas progressivamente mais antigas na mesma direção; ao sul, diminui em altitude

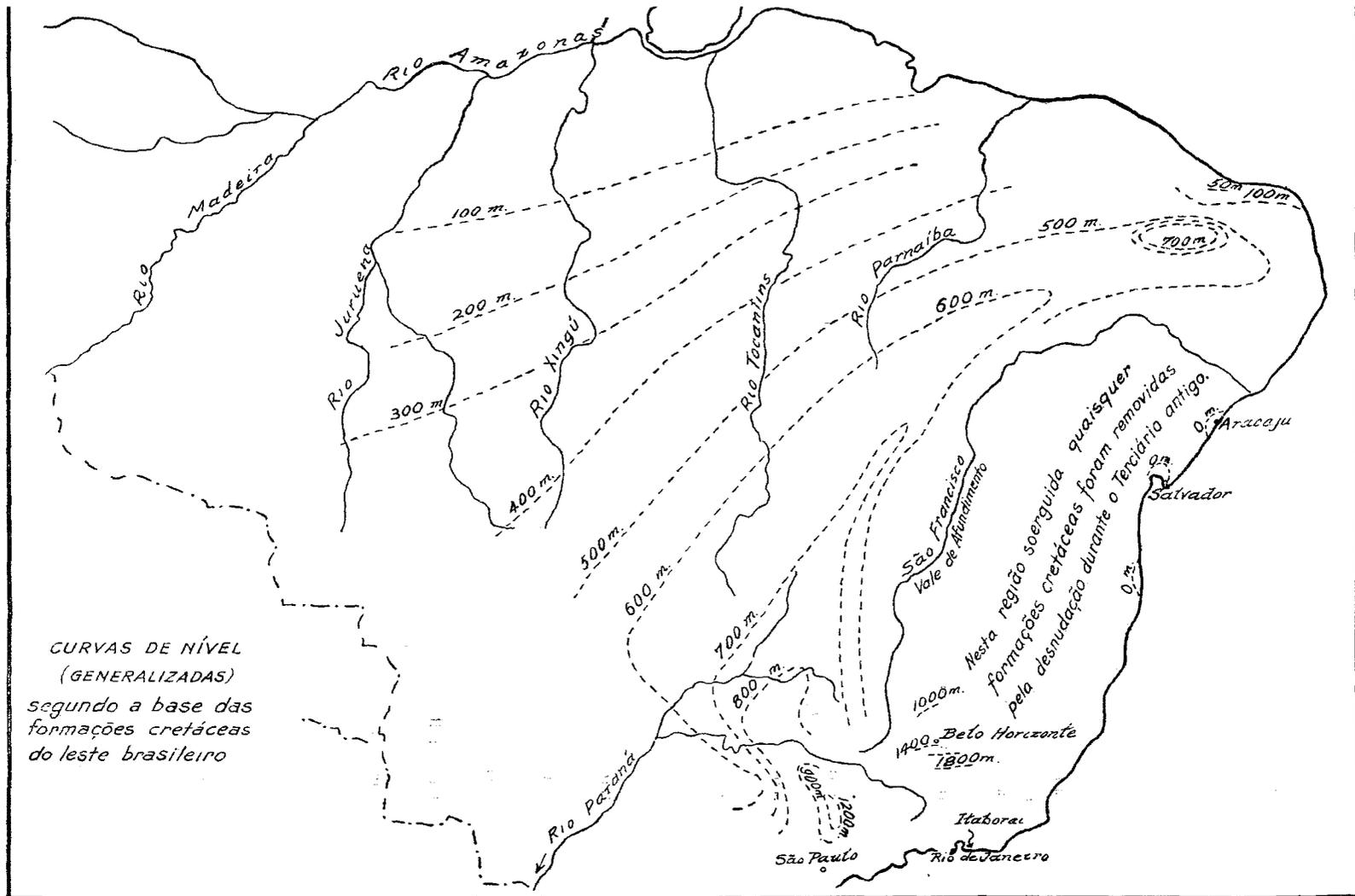


Fig. 16 — *Curvas de níveis estruturais na base das formações cretáceas para mostrar a deformação do Brasil oriental desde o Cretáceo superior.*

a partir do litoral e apresenta as rochas mais antigas na famosa faixa arqueana dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. Esta dissimetria fundamental constituiu uma característica primitiva e concorda inteiramente com uma posição marginal do Brasil no continente de Gondwana.

Como ficou claro pela disposição dos tipos de rochas marinhas e terrestres, especialmente da era Mesozóica, em comparação com as que ocorrem na África, a separação do Brasil do continente de Gondwana provavelmente data do Mesozóico médio.

Tal hipótese apresenta concordância aceitável com o desenvolvimento das superfícies, acima descrito, já que o Mesozóico médio, de acordo com os indícios presentes na própria paisagem, foi aparentemente o período em que a geomorfologia brasileira começou a assumir seu aspecto atual e no qual os ciclos de erosão passaram a predominar sobre a fase anterior de sedimentação, como é indicado pela deposição semi-generalizada das rochas do tipo Gondwana (Carbonífero-Triássico).

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.M. de e BARBOSA, O — 1953 — *Geologia das Quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo*, Bol n° 143, DNPM, 96pp
- BRAJNÍKOV, B. — 1948 — “*Essai sur la Tectonique de la Région a l’Est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brésil*”, Bull Soc Geol de la France, 5 th ser, vol 17, pp 321-334
- 1949 — “*Observations Géologiques dans l’Ouest de l’Etat de Minas Gerais, Brésil*”, Bull Soc Geol. de la France, 6 th. ser, vol. 19, pp 467-476
- 1952 — “*Carte des Directions de Cisaillements dans le Brésil Centre-Est*” Inst. Téc Indust. de Belo Horizonte, Av n° 13
- BRANNER, J C — 1911 — “*Aggraded Limestone Plains of the Interior of Bahia*”, Bull. Geol Soc Amer., vol 22, pp 187-206.
- BRETZ, J H — 1942 — “*Vadose and Phreatic Features of Limestone Caverns*” Jour Geol., vol 50, pp 675-811
- COUTO, C P — 1953 — “*A Bacia Calcária de Itaboraí e a Tectônica da Costa Sudeste do Brasil*”, Not Prelim, DNPM, n° 75
- FREITAS, R O de — 1951 — “*Ensaio sobre a Tectônica Moderna do Brasil*”, Fac Ciência Univ S P, Bol n° 130, 120 pp
- GUIMARÃES, D — 1951 — “*Arqui-Brasil e sua Evolução Geológica*”, D N P M, Bol n.º 88, 317 pp
- JAMES, P E — 1953 — “*The Surface Configuration of South-Eastern Brasil*”, Ann Assn. Amer Geog, vol 23, pp 165-193
- 1952 — “*Observation on the Physical Geography of Northeast Brasil*”, Ann Assn Amer. Geog, vol 42, pp 153-176
- KING, L C — 1940 — “*The Monocliminal Coast of Natal, South Africa*”, Journ Geomorph, vol 3, pp. 144-153
- 1946 — “*Landscape Study in Southern Africa*”, Proc Geol Soc. S Afr, vol 50, pp XXIII.
- 1948 — “*A Theory of Bornhardts*”, Geog Journ, vol 112, pp 83-87
- 1950 — “*The Study of the World’s Plainlands: a New Approach in Geomorphology*”, Q. J G S, vol 106, pp 101-131
- 1953 — “*Canons of Landscape Evolution*”, Bull Geol Soc Amer, vol 64, pp 721-752
- 1955 — “*Pediplanation and Isostasy*”, Q J G S, no prelo

- LAMEGO, A R — 1938 — “*Escarpas do Rio de Janeiro*”, Serv Geol e Min, Bol n° 93, p 71.
 1940 — “*Restingas na Costa do Brasil*”, D N P.M, Bol n° 96, 63 pp
 1941 — “*Mármore de Muriaé, Estado do Rio de Janeiro*”, Serv Geol e Min., Bol. n° 97.
 1945 — “*Ciclo Evolutivo das Lagunas Fluminenses*”, D N P M, Bol n° 118, 48 pp
 1945 — “*A Geologia de Niterói na Tectônica da Guanabara*”, D.N P M, Bol n° 115.
 1949 — “*A Faixa Costeira de Vitória*”, D N P M, Bol 128, 68 pp
 DE MARTONNE, E — 1940 — “*Problèmes Morphologiques du Brésil Tropicale Atlantique*”,
 Ann Geog, vol. 49, pp 1-27, 129
 MAURY, C — 1952 — “*Fósseis Terciários do Brasil com descrição de Novas Formas Cretáceas*”,
 Serv. Geol e Min, Mon 4, pp. 390-431.
 MENDES, J C — 1950 — “*O Problema da Idade das Camadas de São Paulo*”, Assoc. Geóg
 Bras, n° 5, pp 45-48
 OLIVEIRA, A I — 1943 — “*Geologia de Sergipe*”, Min. e Metalurgia, 16 pp
 LEONARDOS, O. H — 1943 — “*Geologia do Brasil*”, Rio de Janeiro
 PUGH, J C — 1955 — “*Isostatic Readjustment in the Theory of Pediplanation*”, Q J G S.,
 no prelo
 RÊGO, L. F M — 1936 — “*O Vale do São Francisco*”, Rev do Mus Paulista, vol 20, pp.
 491-706
 RIBEIRO, R — 1948 — “*Caracteres Físicos e Geológicos da Bacia do Paraíba*”, D C M, —
 Bol. 127, pp 55
 RICH, J L. — 1953 — “*Problems in Brazilian Geology and Geomorphology Suggested by
 Reconnaissance in Summer*” of 1951, Fac Cienc, Univ S P, Bol. 146, 80 pp.
 SANTOS, L. B. e outros — 1952 — “*Reconhecimento Geográfico de Parte do Sertão Nordestino*”,
 Conselho Nacional de Geografia, — Publ. especial.

 RÉSUMÉ

La region ici étudiée se trouve entre la vallée du fleuve São Francisco et le littoral et continue vers le sudouest jusqu'à São Paulo Elle comprend des morceaux de 6 États et sa superficie est d'environ un million de kilomètres carrés

L'auteur déclare avoir analysé le paysage du Brésil oriental et l'avoir comparé à un certain nombre de cycles d'érosion qui se sont suivis dans le temps géologique. Les cycles sont tellement actifs que chacun dans son développement vers l'intérieur prend les formes sculptées par le cycle antérieur et lui-même est recouvert par le nouveau modelé de son successeur D'après l'auteur c'est dans la conception d'un développement ordonné par cycles successifs d'érosion que nous rencontrons le secret de la geomorphologie brésilienne. L'élément fondamental du paysage brésilien a été une vaste plaine conséquence du devètemnt qui s'est produit entre le Crétacé inférieur et le Tertiaire moyen quand elle a été soulevée et plus tard reduite a um plateau désseché par l'érosion polycyclique (celle-ci a creusé des vallées dans presque toute la surface ou a une serie d'elavations de surface coincidente sur la crête Cette grande surface aplainie et commue sous le nom de peneplanação Sud-americaine

La superficie post-Gondwana, de l'âge Crétacée supérieure jamais ne se présente entièrement applatie et sa topographie est souvent accidentée. Sa superficie désertique (Sub-Botucatu) de l'âge riassiqu supérieur et une superficie fossile que a souffert une ancienne glaciation à l'âge Carbonifère sont revues par l'auteur en même temps que les indices qui nous renseignent sur leurs âges

Les cycles d'érosion qui se sont succédés au cycle Sud-américain et qui durent pendant le Tertiaire supérieur et le Quaternaire après les soulèvements épirogéniques de Tertiaire moyen et postérieurs sont marqués par l'entaillement et l'ouverture de vallées qui ont détruit la plus grande partie du plateau produit par le cycle Sud-américain et qui occupent maintenant presque tout le paysage Le cycle d'érosion Velhas qui est arrivé tout de suite après le Sud-américain et a atteint un niveau de base du Tertiaire supérieur, par exemple, est présent, tiquement sous la forme de vallées que déssechent le plateau produit par le cycle Sud-américain

L'érosion cyclique quaternaire est représentée par la superficie contenu à la côte et quelques fois détruit toutes les topographies antérieures (cycle Paraguaçu)

Après avoir énuméré les cycles que ont agi scr le paysage brésilien l'auteur commence à décrire le procédé de développement de même paysage Il passe alors à décrire en détail les unités du relief, du gisement des séries et des preuves de l'action des différents cycles L'auteur déclare encore que dans un autre travail il comparera une à une les phases des paysage brésilien et africain qui lui est familier

RESUMEN

La región estudiada en este artículo queda entre el valle del río São Francisco y el litoral y se dirige hacia sudoeste hasta São Paulo. Comprende partes de seis estados y cubre un área de casi un millón de kilómetros cuadrados.

El autor afirma que analizó los paisajes del Brasil oriental y los compara a una serie de ciclos de erosión que han ocurrido en la época geológica. Estos ciclos son tan activos que en su desenvolvimiento hacia el "hinterland" abarcan las formas esculpidas por el ciclo precedente y son, de su parte, recubiertos por el nuevo modelado de su sucesor.

Según el autor, la geomorfología brasileña debe ser comprendida como un desenvolvimiento ordenado por ciclos sucesivos de erosión. El elemento fundamental del paisaje brasileño fué una vasta planicie causada por la desnudación entre el Cretáceo inferior y el Terciario medio, cuando se levantó. Esta planicie más tarde fué reducida a un planalto disecado por la erosión policíclica, la cual excavó valles en casi toda la superficie, y a una serie de elevaciones de superficie coincidente sobre la cresta. Esta gran superficie allanada recibe la denominación de "peneplanación" Sudamericana.

La superficie post-Gondwana, de la edad Cretácea superior, nunca se presenta completamente allanada y su topografía es frecuentemente accidentada. La superficie desértica (Sub-Botucatu), de edad Triásica superior y una superficie fósil, que sufrió glaciación antigua, de edad carbonífera, son examinadas por el autor.

Los ciclos de erosión subsecuentes al ciclo Sudamericano y que actuaron durante el Terciario superior y el Cuaternario, después de los levantamientos epirogénicos del Terciario medio y posteriores, son señalados por el entallamiento y hendidura de valles que destruyeron la mayor parte del planalto producido por el ciclo Sudamericano y que ocupan Sudamericano, se presenta bajo la forma de valles que disecan el planalto del ciclo ahora casi todo el paisaje. El ciclo de erosión Velhas, que sucedió inmediatamente al Sudamericano.

La erosión cíclica cuaternaria en el área adyacente a la costa destruye a veces todas las topografías anteriores (ciclo Paraguaçu).

El autor menciona los ciclos que modificaron el paisaje brasileño y describe el proceso de su desenvolvimiento, y de manera detallada las unidades de relieve, el yacimiento de las series y las pruebas de acción de los varios ciclos.

SUMMARY

The region studied herein lies between the valley of the Rio São Francisco and the Atlantic seaboard, continued southwestwards as far as São Paulo; it includes portions of six states and covers approximately one million square kilometers.

The author states that the various types of landscapes were analysed by referring the multitudinous forms of Eastern Brazil to a relatively small number of denudational cycles, following each other successively in geologic time; and so operative that each, in its development from the coast towards the interior encroaches upon the landforms of its predecessor and is itself in turn encroached upon by the freshly developing features of its successor.

According to the author it is in this conception of orderly development by sequential landscape cycles that lies the secret to the understanding of Brazilian geomorphology. Though, in few words, the fundamental element of modern Brazilian scenery was a vast plain produced by denudation between the late Cretaceous and mid-Tertiary, when it was uplifted, later polycyclic stream incision has almost everywhere carved valleys into the surface reducing it to a dissected upland or, locally, even to a set of mere even-crested skylines upon the ridges. This vast planation is termed the Sul-Americana planation.

The post-Gondwana surface, late Cretaceous in age, is never very smoothly planed and is often a relatively rough topography. The desert landscape (Sud-Botucatu), of late Triassic age, and a fossil surface which emerges locally and of Carboniferous age, are reviewed by the author, together with the evidence for their ages.

Erosional cycles succeeding the Sul Americana and current during the late Tertiary and Quaternary, after mid-Tertiary and later epirogenic uplifts, are evidenced by river incisions and valley excavations that have destroyed most of the Sul Americana upland and now occupy most of the landscape. The Velhas cycle of erosion, immediately succeeding the Sul Americana and graded to a late Tertiary base-level, for instance, is typically present as valley incisions dissecting the Sul Americana upland.

Quaternary cyclic erosion is represented in the coastal hinterlands of the East (Paraguaçu cycle) where it is sometimes destructive of all former topographies.

After describing the cycles which actuated on the Brazilian landscape, the author studies the mode of development of the same, discussing in detail the relief units, the series involved and the evidence pertaining to each denudational cycle.

A comparison with data from Africa will be made in a second, and later, report.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet, das in dieser Arbeit behandelt wird, liegt zwischen dem Tal des Rio São Francisco und dem Litoral. Es setzt sich in südwestlicher Richtung bis in den Staat São Paulo fort. Das Gebiet enthält Teile von sechs Staaten und bedeckt eine Fläche von etwa 1 Million Quadratkilometer.

Der Autor analysiert die Landschaften Ostbrasilien, indem er sie auf eine verhältnismässig kleine Zahl von Erosionszyklen zurückführt. Diese lösen einander im Laufe geologischer Zeiträume derartig ab, dass jeder einzelne von ihnen, in der Anordnung vom Litoral nach dem Innern, in seiner Entwicklung die Formen mit umschliesst, die der vergangene Zyklus erzeugt hat. Ebenso wie er selber von der modellierenden Arbeit seines Nachfolgers überdeckt ist.

Nach der Meinung des Autors ist dieser Gedanke von der auf subsecquenten Erosionszyklen beruhenden Entwicklung geeignet, das Geheimnis für das Verständnis der geomorphologischen Erscheinungen in Brasilien zu lösen. Danach war das Grundelement in der brasilianischen

Landschaft zunächst eine weite Ebene, die durch Abtragung zwischen der älteren Kreidezeit und dem mittleren Tertiär entstand. Sie wurde dann gehoben und durch polyzyklische Erosion in ein zerschnittenes Hochplateau verwandelt. Die Erosion grub fast auf der ganzen Oberfläche Täler aus oder sie schuf, örtlich begrenzt, auf den Kämmen eine Reihe von Erhebungen. Diese Verebnung wird als die südamerikanische Verebnung bezeichnet.

Die Postgondwana-Oberfläche, die während der oberen Kreidezeit bestand, zeigt sich niemals vollständig eingeebnet. Ihre Topographie ist häufig hügelig. Die wüstenhafte Sub-Botucatu-Oberfläche aus der oberen Trias und eine andere fossile Oberfläche, die im Karbon vereist war, wurden vom Autor untersucht, ebenso wie die Schlüsse, zu der seine Gedanken führen.

Die Erosionszyklen, die auf den Südamerikazyklus folgten, und die während des oberen Tertiärs und des Quartärs wirksam waren, nachdem die epirogenetischen mitteletertiären und späteren Hebungen stattgefunden hatten, sind durch Zertalungen gekennzeichnet. Diese haben den größten Teil der im Laufe des Südamerikazyklus entstandenen Hochebene zerstört und sie haben sich jetzt fast über die ganze Landschaft ausgedehnt.

Die quartäre Erosion in den küstennahen Gebieten hat mehrfach die älteren topographischen Verhältnisse zerstört (Zyklus Paraguaçu).

Nach der Erklärung der Zyklen, die in den geschilderten brasilianischen Landschaften wirksam waren, geht der Verfasser daran, Einzelheiten des Reliefs und der Ablagerungen zu beschreiben. Er schließt damit, dass seine spätere Arbeit anzeigt mit vergleichenden Studien zwischen der brasilianischen und der afrikanischen Landschaft, mit der er gut vertraut ist.

R E S U M O

La regiono studata en ĉi tiu artikolo estas entenata inter la valo de la rivero São Francisco kaj la marbordo kaj etendiĝas sudokcidenten ĝis São Paulo; ĝi enhavas partojn de ses Statoj kaj okupas areon de proksimume unu miliono da kvadrataj kilometroj.

La aŭtoro deklaras, ke li analizis la pejzaĝojn de la orienta Brazilo komparante ilin kun relative malgranda nombro da cikloj de erozio, kiuj sin intersekvis en la geologia tempo kaj tiamaniere aktivaj, ke ĉiu el ili, en sia elvolviĝo ekde la marbordo internlanden, ampleksas la formojn gravuritajn de la antaŭa kaj ĝi mem estas kovrita de la nova modlado de sia postvenanto.

Laŭ la aŭtoro en tiu koncepto de elvolviĝo ordigita de sinsekvaj cikloj de erozio kuŝas la sekreto de la kompreno de la brazila geomorfologio. Tiel la fundamenta elemento de la brazila scenejo estis vasta ebenaĵo produktita de la nudigo inter la malsupera Kretaco kaj la meza Terciario, kiam ĝi estis levita, kaj poste ĝi estis reduktita al altebenaĵo sekigita de la multcikla erozio, kiu fosis valojn sur preskaŭ la tuta supraĵo aŭ loke, al serio da altaĵoj kun pintoj kincidantaj, sur la suproj. Tiu vasta duonebenaĵo estas nomata sudamerika duonebenaĵo.

La post-Gondwana supraĵo, kun supera kretaca aĝo, neniam sin prezentas tute ebenigita kaj ĝia topografio estas ofte malebena. La dezerta supraĵo (sub-Botucatu), kun supera triasa aĝo, kaj fosila supraĵo, kiu elportis malnova glaciigo, kun karboneca aĝo, estas reviziitaj de la aŭtoro, kune kun la indicoj, kiuj induktigas pri iliaj aĝoj.

La cikloj de erozio, kiuj sekvis la sudamerikan ciklon kaj kiuj agis dum la supera Terciario kaj la Kvaternaro, post la epirogeniaj leviĝoj de la meza Terciario kaj postaj, estas markitaj de la tranĉado kaj malfermigo de valoj, kiuj detruis la plej grandan parton de la altebenaĵo produktita de la sudamerika ciklo kaj kiuj okupas nun preskaŭ la tutan pejzaĝon. La ciklo de erozio *Velhas*, kiu sekvis senpere la sudamerikan kaj kiu atingis nivelon kun bazo sur la supera Terciario, ekzemple, ĉeestas, tipe, sub la formo de valoj, kiuj sekigas la altebenaĵon produktitan de la sudamerika ciklo.

La kvaternara cikla erozio estas reprezentata en la areo apuda al la marbordo; kelkfoje ĝi detruas ĉiujn antaŭajn topografiojn (ciklo Paraguaçu).

Post la mencio de la cikloj, kiuj agis sur la brazila pejzaĝo, la aŭtoro priskribas la amnieron de elvolviĝo de tiu pejzaĝo kaj tiam faras detalan priskribon pri la unuoj de la reliefo, pri la kuŝo de la serioj kaj pri pruvoj de laagado de la diversaj cikloj.

La aŭtoro deklaras ankaŭ, ke komparo, fazon post fazon, inte la brazila pejzaĝo kaj la afrika — kiu estas familiara al liestos farata en posta raporto.