

A serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba - SP

Contribuição à Geomorfologia Litorânea Tropical*
(Conclusão)

OLGA CRUZ **

CAPÍTULO III

CONHECIMENTOS SOBRE A DINÂMICA DA PAISAGEM NA ÁREA DE CARAGUATATUBA

1 — ALGUMAS REFERÊNCIAS SOBRE OS MATERIAIS DE ALTE- RAÇÃO E COLUVIAÇÃO SOB A FLORESTA TROPICAL ATLÂN- TICA

Não foram feitos, nesta pesquisa, estudos pedológicos e sedimentológicos do manto de alteração e colúviação das encostas escarpadas. Foram, apenas, constatados fatos no trabalho de campo e relacionados ao que tem sido verificado por alguns autores a respeito. Diversos deles têm focalizado a evolução das vertentes sob a floresta tropical úmida no Brasil, entre outros, RUELLAN (1952-a), BIROT (1959), TRICART (1961), ERHART (1956), TRICART-CAILLEUX (1965), DEMANGEOT (1969) e AB'SABER (1966 e 1970).

Nessas vertentes a migração de material é comandada pela natureza dos processos bioquímicos que por sua vez vão provocar processos mecânicos, reptação, solifluxão, escoamento superficial e deslizamentos.

* Transcrição da Série Teses e Monografias n.º 11, do Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo.

** Tese de Doutorado realizada sob orientação do Professor Dr. Aziz Nacib Ab'Saber apresentada em 18-12-1972 — Departamento de Geografia — F.F.C.L.H. — USP.

N. do Editor — Os capítulos anteriores deste trabalho foram transcritos nos números 2 e 3, ano 37 da *RBG*.

Os elementos climáticos, sobretudo temperatura e chuva e o teor de umidade, aliados a uma baixa radiação e evaporação, atacam as rochas de acordo com as influências litológicas. À medida que as formações de alteração e de transporte e a cobertura vegetal aparecem, passam a proteger as vertentes rochosas. A parte superior, ou seja, o solo propriamente dito, é a mais afetada; sofre com intensidade o ataque bioquímico e, conseqüentemente, quando não protegida, está sujeita a uma dinâmica muito maior.

Nas áreas escarpadas do litoral, especialmente na desta pesquisa, os solos têm sido classificados como tipo Campos do Jordão na categoria dos solos com Blatossólico, litosol fase substrato granito-gnaiss na de solos pouco desenvolvidos (Lj + Li.gr) (Comissão de Solos, 1960). Para QUEIROZ NETO e OLIVEIRA (1964) ocorrem 3 grandes categorias: latossolos bem drenados, podzólicos vermelho-amarelo moderadamente drenados e litossolos poucos desenvolvidos. A associação mais comum nessas áreas seria latossolo-litossolo. Na serra do Dom os solos Campos do Jordão, associados a litossolos, parecem estar geneticamente ligados aos latossolos, na categoria de latossolos húmicos. Sua fertilidade é geralmente superior à dos solos arenosos marinhos, porém menor que a das aluviões, carecendo sempre de corretivos. Os declives fortes depreciam-nos, além de serem irracionalmente aproveitados quanto às técnicas de cultivo.

Tais solos fixam a floresta tropical que, na serra do Mar em São Paulo tem sido estudada, dentre outros por WETTSTEIN (1904), COUTINHO (1962), ROMARIZ (1963), VENTURA (1964), GOLFARI (1967), JOLY (1970). A maior parte das áreas escarpadas da serra de Caraguatatuba recoberta por essa floresta latifoliada tropical úmida de encosta, a mata atlântica, faz parte da reserva florestal do parque estadual de Caraguatatuba e do 1.º Perímetro de São Sebastião. Criada em 1930 e ocupando uma área de 13.769,60 hectares, 20% desta reserva foi destruída pelos escorregamentos de 18 de março de 1967, tendo sido feitas, nessas áreas atingidas, tentativas de reflorestamento com *Pinus Caribaeae*.

TRICART (1961), referindo-se aos processos bioquímicos sob a floresta tropical, sublinha a intensidade desses fenômenos que resultariam da convergência de diversos fatores: — forte quantidade de matéria orgânica e sua rápida decomposição; — persistência de um certo teor de húmus da camada superficial, com facilidade de infiltração; — conservação de temperatura constante e umidade sob a floresta que mantém o solo permeável, com infiltração, salvo por ocasião de chuvas fortes criadoras de ações relacionadas ao escoamento superficial. O autor cita o exemplo de Adiopodioumé (Costa do Marfim), onde o coeficiente de escoamento superficial sob floresta em declives fracos (menos de 10%) é de 1 a 3%; foi preciso uma chuva de 193mm para que se elevasse a 7,8%. Assim, as vertentes cobertas de mata são altamente favoráveis à alteração e à movimentação da água subterrânea, reforçadas pela persistência da umidade nos horizontes mais profundos e menos favoráveis ao escoamento superficial. Segundo o autor, a camada superficial contém muitos elementos minerais liberados pela decomposição do húmus (as árvores sempre desenvolvem raízes superficiais, num horizonte pouco profundo de 1 a 2m, alimentadas pela percolação quase constante das águas pluviais e não pelo lençol aquífero), mas a camada imediatamente inferior é pobre, porque, uma vez infiltrados, esses elementos descem profundamente, até as proximidades da rocha sã, onde readquirem teores mais elevados em sais solúveis. Nos declives fortes, onde os solos são pouco espessos, as raízes

logo atingem essas camadas menos lixiviadas. Apesar dos declives, este fato é favorecido pelas neblinas e chuvas finas de condensação orográfica e contribui para a manutenção da mata.

Descrevendo os diversos horizontes dos solos de alteração *in situ*, o mesmo autor (1961) refere-se à camada superficial de 1 a 2m, onde os óxidos de ferro dão um colorido amarelado. A camada logo abaixo, menos húmica, menos úmida, com precipitação do ferro, numa espessura de 2 a 5m de profundidade, corresponderia ao horizonte B que pode aflorar por meio da ação de processos erosivos. Trata-se do limite inferior do solo agrônômico. O horizonte C, que o autor chama de "alterita", resultante da alteração da rocha local, pouco influenciada pela vegetação, apresenta grandes espessuras. Conserva a mesma estrutura da rocha-mãe, sem alteração de volume; mas também torna-se pouco consistente, transformada quimicamente pela caolinização dos feldspatos, cada vez mais acessível à penetração da água e mais esponjosa com a perda de substâncias em solução nas águas. Abaixo das "alteritas" ocorre a camada pouco alterada: aparecem matações de rocha sã com mais freqüência, de acordo com as linhas estruturais, favoráveis ao caminamento da água. Quanto mais diáclases suficientemente espaçadas maior será o desenvolvimento dessa zona com núcleos de rocha sã. Se a rocha é maciça, tal zona não ocorre, havendo então passagem direta das "alteritas" para a rocha sã. Esta passagem pode ser gradual, caracterizada por um simples alargamento das diáclases por alteração, zona esta que pode descer a 100, 130m abaixo da superfície do solo. Aí o lençol aquífero é irregular: em geral a movimentação deste lençol é grande, não só pela quantidade, como pela reduzida viscosidade em áreas de clima quente.

DAVINO (1970), estudando o manto de alteração de rochas cristalinas pré-cambrianas por meio de eletrorresistividade, apurou que a natureza do manto de alteração depende essencialmente da composição petrográfica da rocha-mãe, levando em conta a xistosidade, zonas de fraturamento e declives. Resultariam disso grandes diferenças de permeabilidade e porosidade, que iriam influir na capacidade dos materiais de reter a água. Segundo o autor, essa capacidade de retenção é outro fator importante para a formação do manto de alteração. As argilas podem reter 45%, enquanto as areias só fixam 3%. Existindo 3 zonas de retenção da água, a de retenção superficial influenciada pela evapotranspiração, a da água capilar e a de saturação, o autor pôde constatar que, estando a capilar acima do nível freático, sua zona é mais úmida do que a de retenção superficial, fato que determina nela vapores de resistividade menores. É, no entanto, a zona de saturação do lençol aquífero que atinge os valores mais baixos. No perfil analisado pelo autor na serra do Cubatão, os depósitos coluviais com blocos de gnaisses semi-alterados, entre 1 e 5m de profundidade, apresentavam água de retenção; abaixo, no gnaisse parcialmente alterado com estrutura ainda visível, entre 5 e 6m de profundidade, foi também encontrada água de retenção. O mesmo gnaisse alterado apresentou água capilar até abaixo de 10m, onde começava a zona de saturação do lençol aquífero. Neste nível, onde a movimentação é muito lenta, a água permanece longo tempo em contato com os minerais que então são dissolvidos ou produzidos.

Em resumo, vertentes cobertas por floresta são muito mais sensíveis à alteração e movimentação da água subterrânea e criam maiores obstáculos ao escoamento superficial. Em declives fortes, porém, o manto de alteração é desequilibrado pela força morfogenética paralela às vertentes que ajuda a manter uma pequena espessura. Assim, as

raízes atingem facilmente as camadas menos lixiviadas, as dos lençóis aquíferos, mais próximas da rocha e a floresta apresenta-se pujante, sobretudo nas escarpas litorâneas como a serra do Mar, favorecida pelas neblinas e chuvas finas de condensação orográfica.

2 — AS ESPESSURAS DAS CAMADAS DE ALTERAÇÃO E COLUVIAÇÃO NAS ESCARPAS DA SERRA DO MAR EM CARAGUATUBA E EM SÃO SEBASTIÃO

Foram examinados 80 perfis dos resultados de sondagens efetuadas para fins dos estudos de instalação da usina hidroelétrica de Caraguatatuba, cedidos pela CESP. No planalto e escarpas, inclusive no morro do Jaraguá, as sondagens acusam profundidades diferentes de alteração das rochas gnáissicas que aí ocorrem. As tabelas em anexo, baseadas nas sondagens mais representativas, foram organizadas de modo a incluir: — o chamado manto de alteração e colúvio, ou o solo propriamente dito; — a zona de decomposição, com alteração parcial e conservação da estrutura da rocha subjacente, às vezes com núcleos menos alterados; — a zona pouco decomposta; — a zona quase sã, estas duas últimas apresentando-se como as camadas mais espessas até a rocha sã. As “alteritas” corresponderiam, no caso, sobretudo, à zona de decomposição e, em boa parte, à zona pouco decomposta. A zona quase sã é a que se apresenta com as maiores espessuras. No planalto, às vezes atinge profundidades acima de 100m; nas escarpas chega a 80m, com exceção dos patamares onde, também, pode atingir maiores profundidades.

No *planalto*, o manto superficial (o de alteração e colúvio) espessa-se nos altos interflúvios e diminui nas encostas íngremes e fundos de vale. Apresenta restos de vegetais e fragmentos de rocha misturados a materiais predominantemente arenosos, mas também siltico-argilosos. As zonas de decomposição e a pouco decomposta não são tão espessas quanto à zona de rocha quase sã, isto é, aquela que se distingue por apresentar a rocha sã, porém, fragmentada com fissuras em grande parte já ferruginizadas, mas suas espessuras equivalem, aproximadamente, às da rocha quase sã. São as duas zonas *mais vulneráveis aos movimentos de massa*, deslizando sobre esta. Quando o manto de alteração se apresenta espesso, é ele que sofre imediatamente os efeitos dos escorregamentos.

Nas *escarpas*, o manto superficial apresenta-se sensivelmente mais delgado. Espessa-se não imediatamente ao pé de encostas abruptas mas, para diante, na borda dos patamares. É o que ocorre em SR-707, (fig. 6) onde a zona de decomposição se confunde com o manto de alteração e colúvio. Em SR-722, fundo de vale no sopé de encosta escarpada, o manto superficial é delgado, surgindo logo a 10,70m de profundidade a zona quase sã dos gnaisses facoidais. Já na sondagem 723, o manto superficial é menos espesso que em 707, indicando o início dos declives íngremes de escarpa. Em 724, em plena escarpa, não há quase possibilidades das ocorrências superficiais e mesmo da zona quase sã. Em SR-783, também em vertente íngreme, nota-se o contato direto do fino manto superficial com a rocha sã.

Sobre o grande patamar em altitude de 400-450m, a sondagem CFO-1 indica camadas mais espessas até 190,27m na zona quase sã, enquanto as mais superficiais indicam apenas finas camadas até 16,50m de profundidade.

No vale do córrego da Volta, formado em zonas de cruzamentos de falhas, nos furos 782 e 781 que acusam leptinitos, o manto super-

PROFUNDIDADES DE ALTERAÇÃO

No planalto

	SR-540 <i>DIQUE DE QUARTZO DIORITO</i> à meia encosta cota: 718,07 m l. aq. à superf. (agosto 1964)	SR-541 <i>GNAISSE MIGMATÍTICO</i> à meia encosta cota: 694,25 m l. aq. de 0,35 a 0,80 m de prof. (julho 1964)	SR-537 <i>MIGMATITO e GNAISSE GRANÍTICO</i> alto interflúvio cota: 767,76 m l. aq. a 11,50 m (out.-dez. 1964)	SR-546 <i>BIOTITA GNAISSE</i> pequena várzea no alto interflúvio cota: 742,44 m l. aq. 1,36 a 2,20 m (março 1964)	SR-567 <i>GNAISSE FACOIDAL E GRANÍTICO</i> alto interflúvio cota: 717,52 m l. aq. a 67 m (agosto 1964)	SR-550 <i>GNAISSE FACOIDAL</i> fundo de vale cota: 715,05 m l. aq. à superfície (set. 1964)	SR-571 <i>GNAISSE FACOIDAL</i> alto interflúvio cota: 764,36 m l. aq. — 8 a 42,60 m (ag.-set. 1964)
MANTO DE ALTERAÇÃO E COLÚVIO	areia fina cinza c/ fragmento da rocha 4,50	restos vegetais e argila escura 1,45	areia fina micácea 23,90	areia fina a média 27,20	areia fina a média — micácea, quartzosa 78,75	areia média, grossa, pouco micácea e frag- mentos de gnaissse 2,80 m	solo vegetal argiloso, argila siltosa, média e grossa c/fragmentos de quartzo 34,85 m
ZONA DE DECOMPOSIÇÃO DA ROCHA	—	areia com pequenos matações arredond. material argl. c/vest. rocha decomposta 6,45	alteração incipiente, fragm. e frat. c/fissu- ras íngremes ferrugi- nosas e esverdeadas 41,00	pco. alterado, mto. fragm. e frat. c/fissu- ras íngremes ferrugi- nosas 33,40	alterado muito frag- mentado 83,60	—	—
ZONA POUCO DECOMPOSTA	10,30	—	51,80	gnaissse biot. xistoso c/ alt. incipiente e muito fragmentado 39,40	—	—	gnaissse parcialmente alterado xistoso, frag- mentado 35,50 m
ZONA QUASE SÃ	45,05	15,30	101,30	muito fragmentado 79,10	mto. fragmentado c/ fissuras íngremes e verticais ferruginosas 120,00	quase sempre mto. fragment. 66,20 m	gnaissse quase são 65,85 m
ROCHA SÃ	de 45,05 em diante						

PROFUNDIDADES DE ALTERAÇÃO

Nas escarpas

	SR-722	SR-707	SR-723	SR-724	CFO-1	SR-783	SR-782	SR-781	SR-780
	<i>GNAISSE FACOIDAL</i> fundo de vale de falha cota: 679,40 m l. aqu. a 4,50 m (março 1966)	<i>GNAISSE FACOIDAL</i> alto interflúvio-patamar cota: 708,44 m l. aqu. 53-54 m (março 1966)	<i>DIABÁSIO e GNAISSE FACOIDAL</i> encosta patamar cota: 699,24 m l. aqu. de 28,20 a 58 m (mai. a jul. 1966)	<i>GNAISSE FACOIDAL</i> alta escarpa cota 496,36 m l. aqu. de 10,40 a 23,40 m (ago. a set. 1966)	<i>GNAISSE FACOIDAL</i> patamar cota: 387,25 m l. aqu. de 8,75 a 29,89 m (jun. a ago. 1966)	<i>GNAISSE FACOIDAL</i> média escarpa cota: 288,86 m l. aqu. de 5 a 15 m (jan. e fev. 1967)	<i>LEPTINOLITO</i> Vale corr. da Volta cota: 125,01 m Vale de falha l. aqu. 0,25 a 0,69 m (maio 1967)	<i>GNAISSE FACOIDAL</i> encosta morro Jaraguá cota: 299,56 m l. aqu. 41,38 a 73,15 m (set. 1967)	<i>GRANITO e GNAISSE FACOIDAL</i> baixa encosta m. rio Jaraguá cota: 171,84 m l. aqu. 8,69 a 22,99 m (março 1966)
MANTO DE ALTERAÇÃO E COLÚVIO	areia fina micécea com manchas caulínicas 3,90	areia fina argilosa micécea 4,00	areia fina a média micécea, quartzosa, feldspática e/ fragmentos pegmatito e quartzo 43,33	areia fina micécea e/ pequenos matacões diabásio são 10,58	areia fina argilosa pouco micécea 14,10	areia fina a média micécea pouco feldspática 10,00	areia média a fina micécea com matacão alterado 30,70	argila arenosa, areia fina micécea 44,90	areia argilosa 4,60
ZONA DE DECOMPOSIÇÃO DA ROCHA	areia fina siltosa micécea e média a grossa quartzosa feldspática com textura de gnaíse alterado posto 7,15	areia fina siltosa micécea com textura gnaíse todo decomposto e com fragmentos 55,00	areia média quartzosa, feldspática, micécea, com textura de gnaíse muito alterado e diabásio decomposto 49,57	atacões diabásio e gnaíse facoidal muito alterado 11,40	muito alterado 16,00	— —	silicificação nas fissuras em rocha muito alterada e muito fraturada (falhas) 55,00	— —	alterado muito fragmentado 8,50
ZONA POUCO DECOMPOSTA	fragmentado com fissuras verticais ferruginosas 10,70	— —	— —	muito fragmentado com fissuras íngremes ferruginosas 13,82	fragmentado 16,50	— —	— —	— —	— 9,10
ZONA QUASE SÃ	fácilmente desagregável, muito fragmentado 14,05	muito fragmentado, ou com finas fissuras 73,90	diabásio quase são, fragmentado com fissuras íngremes ferruginosas, gnaíse facoidal fragmentado e fraturado 76,18	— —	гнаíse granítico quase são, pouco a muito fragmentado, gnaíse facoidal fragmentado, pegmatitos 190,27	— —	muito fragmentado, fraturado e fissurado 60,60	muito fragmentado com fissuras ferruginosas 53,62	— —
ROCHA SÃ	fragmentado, fissurado com planos micéceos cloritizados 51,35	— —	fragmentado com fissuras limpas ou esverdeadas 172,36	pouco fragmentado com fissuras íngremes limpas e ferruginosas, pegmatitos, brechas de falha 205,09	гнаíse granítico e facoidal fragmentados e pegmatitos até 291,67 m, leptinólito até 333,30 m, biotita gnaíse até 370,20 m pouco fragmentados 148,20	fragmentado com fissuras, biotita gnaíse e gnaíse granítico e/ brecha até 148,20	fragmentado com fissuras íngremes esverdeadas, fraturado 125,40	fragmentado com fissuras esverdeadas, gnaíse, pegmatito brechóide, leptinólito a 169,40, facoidal, granítico e leptinólito até 176,40	fragmentado com fissuras verticais, gnaíse granítico leptinito, granito e leptito até 140,30

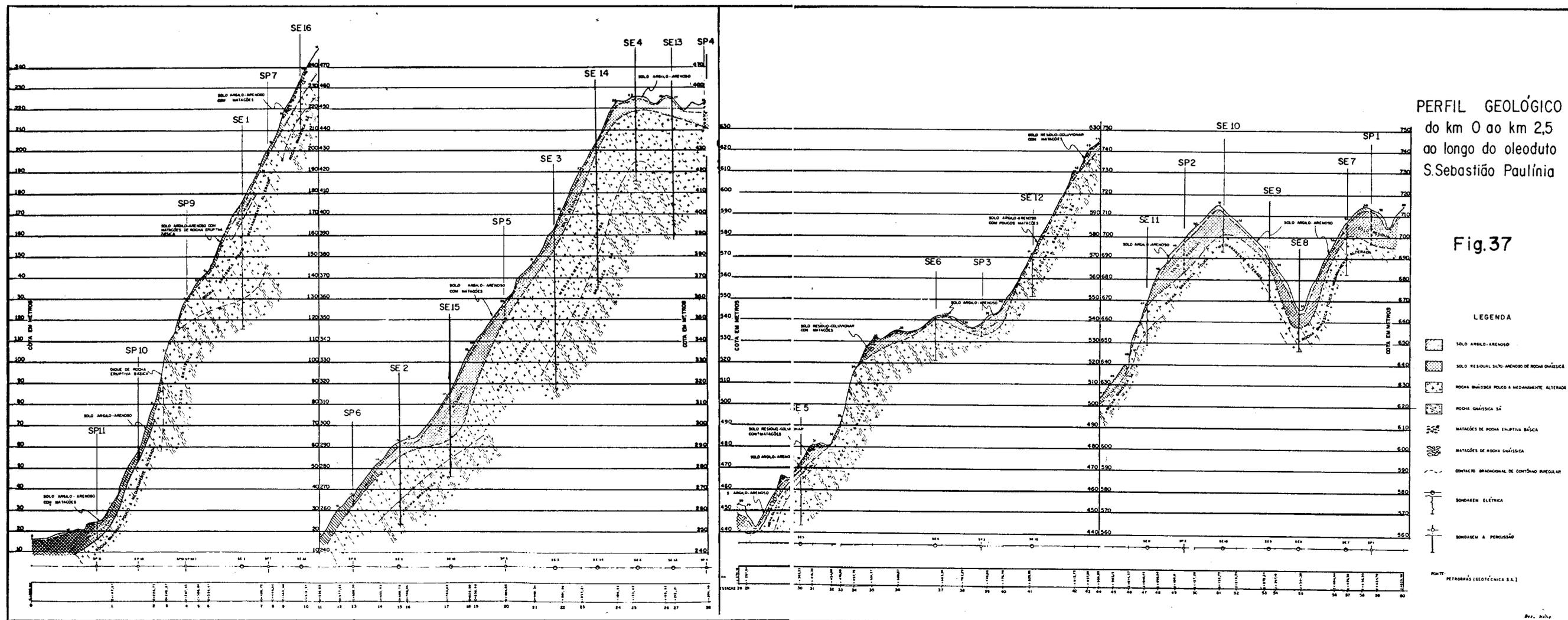
ficial da baixa encosta é mais espessa e a zona de decomposição mais expressiva. Assim os leptinitos parecem ser tão vulneráveis à alteração química como os gnaisses facoidais, ao contrário dos leptitos mais resistentes.

No *Planalto*, o lençol aquífero, mesmo no inverno, acha-se muitas vezes quase à superfície do solo, oscilando de acordo com a situação topográfica e com as variações pluviométricas sazonais e diárias. Ao se espessar, o manto de alteração e colúvio sobre os interflúvios, o lençol aquífero se aprofunda nele, como em SR-537 e SR-567, onde atinge 67m, e em SR-751 desce a 42,60m.

Nas *escarpas*, apresenta-se superficial quando o manto de alteração e colúvio é delgado, mas em geral mais profundo, situa-se *quase sempre no contato entre a zona de decomposição e a zona pouco decomposta*. No furo SR-722, situa-se entre o manto superficial e a zona de decomposição. Já em 707, a zona de decomposição é mais espessa, descendo o lençol até o seu contato com a zona quase sã. Em SR-723, o lençol aquífero situa-se no manto superficial e na zona de decomposição, e isto acontece toda a vez em que estas camadas se apresentam espessas. *Somente quando são mais delgadas, é que o lençol aquífero desce à*

zona quase sã. SR-724, em declive forte, mostra que as quatro camadas de alteração-decomposição apresentam-se delgadas até 13,82m, permitindo que o lençol aquífero vá fixar-se na zona de contato entre elas e a rocha sã. Em patamares, como é o caso de CFO-1, desenvolve-se a zona quase sã; o lençol nunca chega à rocha sã e, mesmo, à quase sã, oscilando nas zonas superficiais e no contato entre a zona pouco decomposta e a quase sã. É óbvio que nos fundos de vale, nas várzeas, o lençol fica à superfície (SR-782). Mas oscila quando ocorre manto superficial mais espesso como, por exemplo, à meia encosta do morro do Jaraguá (SR-781). Nas baixas encostas, antes de chegar aos sopés (SR-780), o manto é ainda muito pouco espesso e o lençol então desce aos contatos entre as zonas de decomposição, a pouco decomposta e a quase sã até a rocha sã.

O relatório geológico-geotécnico preliminar dos reconhecimentos ao longo da diretriz e das faixas laterais do oleoduto São Sebastião—Paulínea, efetuado em 1969, focaliza o trecho até o km 2,5 a partir das instalações da PETROBRÁS, na baixada de São Sebastião, até o morro do Outeiro na serra de São Sebastião (Figura 37). O reconhecimento geológico de superfície acusou ocorrências de gnaisses, migmatitos e



rochas graníticas, com diques de eruptivas básicas de direção Nordeste (dominante nas estruturas gnáissicas). Pelo sistema de diaclasamento, há grupos distintos de direções estruturais: N30-70E (mergulho N25-50W), N30-60E (N15-35E), N12W (vertical) e um grupo formado pelas direções N26E (vertical), N13E (N85W) e N48W (N55W).

As sondagens e o levantamento geofísico acusaram uma camada superficial de material argiloso, abaixo da qual ocorre uma camada siltico-arenosa, podendo conter matações. São, no relatório, os chamados “solos de cobertura” que repousam sobre a rocha pouco a medianamente alterada como uma camada intermediária até a rocha sã e que são relacionados neste trabalho, ao manto de alteração e colúvio na serra de Caraguatatuba.

Este solo residual ou de cobertura varia de 1 a 10m nas escarpas e de 3 a 20m no Planalto. São silto-arenosos, e geralmente pouco espessos, de 0,5 a 2m. Apenas uma sondagem acusou quase 10m em área de declives fortes. Sobre o patamar de 290-300m de altitude, o manto superficial espessa-se a mais de 20m. No patamar a 350-450m, as espessuras atingem 10m e no de 530-540m são menores, constituindo exceção quando atingem 7,20m. Enfim, no planalto acima de 680m, o manto superficial espessa-se novamente, chegando a mais de 10m e até mesmo a 15,54m e 16,30m. Somente no fundo de um vale apresenta-se inferior a 10m.

As rochas gnáissicas apresentam graus variados de alteração, de pouco a medianamente alteradas. São friáveis a golpes de martelo, porém suficientemente compactas para fins de fundação. A espessura dessas camadas é muito variada, de alguns centímetros a 30m, em contatos gradacionais e extremamente irregulares.

Em SP-11, na baixa encosta, o manto superficial é de 8,20m, enquanto que em SP-10 e SP-9, em plena escarpa, sua espessura reduz-se a 10,03m. Em SE-1, percebe-se que a rocha pouco ou medianamente alterada apresenta maiores espessuras, contrastando com os afloramentos rochosos nos taludes mais íngremes; isto denuncia a existência de núcleos mais resistentes, formando patamares sobre os quais a camada de rocha alterada é mais desenvolvida. Em SE-16, torna a ocorrer delgada, aparecendo a rocha sã já a 15m de profundidade. Em SE-15, as formações superficiais no patamar a 290-300m de altitude tornam-se espessas, e também em SE-13, no de 440-450m. O mesmo ocorre nas bordas do Planalto a 700-710m de altitude (como SP-2), quando então as formações superficiais se espessam e são modeladas pela ação das águas superficiais.

Em resumo, o manto de alteração e colúvio ou de cobertura é composto de material de preferência siltico-arenosos e varia de acordo com sua posição topográfica e com o substrato rochoso. Espessa-se no topo dos interflúvios e nas bordas de patamares, diminuindo nas vertentes íngremes e fundos de vales. Quando se apresenta espesso, os lençóis aquíferos nele se aprofundam e neste caso é a camada que sofre imediatamente os efeitos dos escorregamentos. As zonas de decomposição, pouco a medianamente alteradas, são as camadas intermediárias entre o manto superficial e a rocha quase sã ou sã propriamente dita. Equivalem às chamadas “alteritas” e em geral, em conjunto, são tão espessas quanto às que se apresentam quase sã. Estas atingem no *Planalto* grandes profundidades, acima de 100m. Nas *escarpas* chegam a 80m e quando o manto superficial é delgado e as zonas de decomposição parcial se

PROFUNDIDADE DE ALTERAÇÃO

	SP-11 Cota: 25,0	SE-1 Cota: 175,6	SE-16 Cota: 233,8
SOLO ARGILO-ARENOSO	argila porosa arenosa dura 1,88	Argiloso 2,50	Argilo-arenoso com ma- tações 9,0
SOLO RESIDUAL	Silte argil. pc. compacto, silte aren. c/fragm. va- riados, silte c/mica mt. compacto 8,20	silto-arenoso 8,0	—
ROCHA PCO. OU ME- DIAN. ALTERADA	—	45,50	15,0
ROCHA SÃ			

	SE-15 Cota: 315,5	SE-13 Cota: 454,8	SP-2 Cota: 699,8
SOLO ARGILO-ARENOSO	Argiloso 0,80	Argiloso 0,60	argila porosa arenosa c/ fragm. finos e médios 1,70
SOLO RESIDUAL	silto-arenoso 21,80	silto-arenoso 10,0	silte arenoso c/fragm. va- riados, areia fina e média siltosa c/mica e c/fragm. variados, silte arenoso c/ mica muito compacto 15,54
ROCHA PCO. OU ME- DIAN. ALTERADA	30,0	57,50	—
ROCHA SÃ			

espessam, funcionam como pranchas sobre as quais, no caso de escorregamentos, deslizam os materiais das camadas sobrepostas. Os lençóis aquíferos situam-se no manto de cobertura quando este se apresenta espesso. Mas quando é delgado, os lençóis passam a localizar-se quase sempre nas zonas de decomposição, no contato entre estas e as pouco decompostas. Quando ambas não são espessas, descem então ao contato com a rocha quase sã e mesmo às proximidades da rocha sã. No caso de declives abruptos, muitas vezes o manto superficial está em contato direto com a rocha sã ou quase sã; é então neste contato que as águas subsuperficiais se situam e são as zonas preferenciais de escorregamentos.

3 — OBSERVAÇÕES NA SERRA DE CARAGUATATUBA SOBRE A DINÂMICA DAS VERTENTES RELACIONADAS AO ESCOAMENTO SUPERFICIAL, SUBSUPERFICIAL E AO RASTEJO, ATERROS E ENTULHOS

O escoamento superficial é um dos agentes principais do modelado das vertentes escarpadas. Sua ação é acentuada a cada chuvada e, no litoral Norte, isto acontece frequentemente.

RUELLAN (1952a) chama a atenção para o papel das águas pluviais nas encostas. Sua ação depende da intensidade das chuvas e da preparação dos materiais detríticos nos seus intervalos. O caráter espasmódico das chuvas e do escoamento em lençol por elas provocado é fato essencial no estudo geomorfológico de áreas tropicais úmidas.

Nos altos de escarpas, nas altas vertentes, os canais e canaletas de escoamento são temporários e formam uma rede anastomosada de

escoamento difuso descontínuo sob a floresta, mas que logo se concentra, por causa das declividades fortes (só se concentra em declives íngremes), produzindo um talvegue elementar ainda temporário. TRICART (1961) refere-se a um limite abaixo do qual ocorre o escoamento concentrado: é preciso uma certa velocidade da água para a corrente vencer os obstáculos e sobrepor-se à infiltração. Quanto maior a intensidade e frequência das chuvas maior é o aparecimento do escoamento concentrado nas vertentes e, conseqüentemente, a escavação de um talvegue elementar e contínuo, considerando a frequência estatística das chuvas fortes. Tal limite, também, depende da natureza do solo e sobretudo dos declives.

A partir do momento em que as canaletas, canais e talvegues elementares concentrados encontram afloramento do lençol aquífero ou das águas de infiltração (em nascentes, em poças, em fundos úmidos inicialmente e, posteriormente, em filetes) o escoamento passará a ser permanente e fluvial. Há um grande desenvolvimento do escoamento superficial nos altos das bacias de recepção, por causa dos declives íngremes que não favorecem a infiltração da água pluvial. Os canais rasos e os mais profundos, hierarquizados nas altas vertentes, impedem o desenvolvimento do solo que se apresenta pouco espesso. A floresta densa não consegue proteger a área da ação dos pingos de chuva, pois quase não existe tapete herbáceo. E ainda mais, segundo BERTONI (1968), nas chuvas muito fortes, milhões de gotas de chuva por hectare caem sobre a mata. Imediatamente transformam-se em gotas maiores que tombam das folhas e galharias. A velocidade aumenta com o tamanho da gota e com a altura da queda. Entretanto, “uma gota de chuva que cai de uma árvore não diminui sua velocidade de queda ao solo, porque ela atinge outra vez sua velocidade terminal (sua velocidade máxima que se torna constante e a partir da qual o movimento de queda é uniforme)”.

Os pequenos anfiteatros de abatimento ou de desbarrancamento em torno das “minas” formam as cabeceiras do escoamento fluvial que daí por diante passa a predominar. TRICART (1961) refere-se a este fenômeno, nas nascentes, chamando-o de “suffosion” (dissolução e infiltração de partículas finas que podem provocar abatimentos de detalhe). Estes abatimentos são importantes na medida em que os produtos são evacuados em suspensão ou em dissolução e tingem as águas dos rios, em geral amareladas ou negras.

Neste trabalho já foi considerado o papel importante dessas águas subsuperficiais, transportando materiais finos que vão tingir, em manchas, os depósitos dos terraços mais altos do Queixo d’Anta e Empresa. São fenômenos de infiltração nos horizontes superiores das formações superficiais e com o escoamento subsuperficial, afloram nos pés de vertente, carreando os detritos finos que vão impregnar os altos terraços.

O rastejo (reptação ou *creep*) é um tipo de movimento a seco, dinamizador das vertentes escarpadas. Também ocorre sob a floresta, afetando somente a capa superficial de 10 a 15cm., sendo então acelerado por solifluxão ou deslizamentos nas horas de chuva. Para FELICISSIMO JUNIOR (1967), é um movimento lento estimado em 30cm por decênio, enquanto o escorregamento é rápido e perigoso, chegando sua velocidade a ultrapassar 30cm por hora.

O rastejo e o escoamento difuso provocam nas altas vertentes, acima da ação do escoamento concentrado, um início de arrastamento das partículas superficiais do solo. Esses movimentos lentos e contínuos do rastejo explicam a espessura aproximadamente constante do manto de alteração. Há sempre um equilíbrio morfogenético nas vertentes,

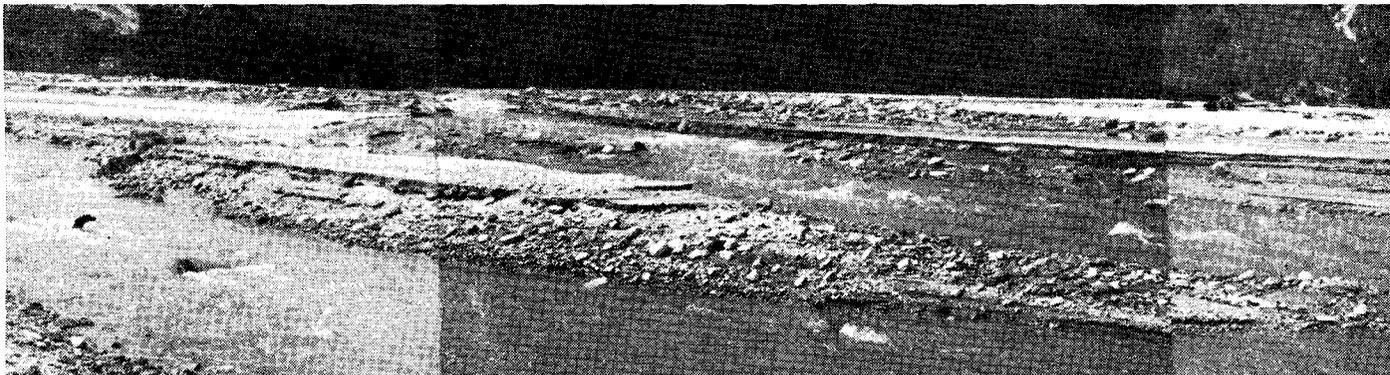
conforme citação anterior, governado pelo arrastamento das partículas superficiais do solo, um coluvionamento que equilibra a ação da alteração química. Mas na zona dos canais de escoamento concentrado, por ação pluvial constante, há uma acentuação e aprofundamento dos talvegues; haverá então uma diminuição do manto, sobretudo quando ocorrem paredões de origem tectônica. Os talvegues, ao se aprofundar, criam um modelado de formas abruptas, com interflúvios estreitos, reduzindo os vestígios de aplainamentos.

No momento em que se multiplicam as estradas na serra do Mar, exigindo aterros sobre talvegues profundos, pode-se prever uma ativação dos rastejos, ativação esta aliada à ação intensa do escoamento superficial e subsuperficial.

Os aterros são sempre mais móveis do que qualquer outra formação superficial. Ao longo da estrada ainda em construção que acompanha o oleoduto de São Sebastião—Paulínea, tais fenômenos de instabilidade ocorreram por ocasião de fortes chuvas em 25 de fevereiro de 1971 (307mm em 24 horas — 260mm das 10 às 14 horas) originando deslizamentos nos aterros ainda não compactados, com danos consideráveis à estrada. Esses movimentos costumam deslocar os tubos da drenagem interna das formações superficiais e com isto acabam por concentrar novamente as águas recolhidas. As obras de engenharia complementares de contenção da drenagem superficial destinam-se a impedir novamente a destruição da estrada.

Após os acontecimentos de março de 1967, a estrada que percorre a serra de Caraguatatuba teve que ser refeita. Grande parte dos aterros nas curvas do alto da serra foram feitos com material arenoso extraído do rio Santo Antônio, no grande alvéolo do baixo vale. Após o término da estrada, em novembro e dezembro de 1969, chuvas fortes provocaram enxurradas, desventrando os aterros em ravinas enormes, cujos detritos desceram e foram entulhar novamente o grande alvéolo. Soterraram parte do bairro do Rio do Ouro, castigando boa porção do baixo vale do rio Santo Antônio. Este soterramento ocorreu durante o verão de 1969-1970. A rapidez inicial do assoreamento provocou o abandono do bairro. O material sedimentar foi de tal volume que em pouco tempo soterrou as casas à margem direita do rio à jusante do córrego da Volta. A 3 de janeiro de 1970 (dia em que foram tiradas as fotografias em anexo) (Figuras 38 e 39), o soterramento tinha atingido 2m, segundo informações locais. Foi como se um tampão de areia obstruísse a várzea: o leito do rio e as águas e detritos sobretudo arenosos, invadiram toda a várzea, em canais anastomosados, reativando os processos de carreamento do material descido em 1967, misturados a restos vegetais. Percebeu-se, na ocasião, que, pela rapidez com que eram transportados os grãos de areia na várzea entulhada e inundada, esse tampão caminhava em direção à foz, numa onda de sedimentação agressiva. Os sedimentos se apresentavam heterogêneos, às vezes com seleção parcial do material, areia e cascalhos miúdos de 5 a 10cm de diâmetro. Os grandes blocos com eixo maior de 20cm ou mais ocorriam apenas a montante, em meio a depósitos arenosos e com pouca argila. Foram verificados na ocasião diversos tipos de depósitos, às vezes entrecruzados, às vezes em finas camadas arenosas paralelas, em contraste com camadas de seixos mais grosseiros trabalhado ou fragmentados. Os tufos de capim, os troncos de árvores e as casas eram lugares que retinham detritos mais grosseiros (seixos e grânulos).

As acumulações de pé-de-serra provenientes dos escorregamentos são também facilmente movimentadas. No bairro da Casa Grande, os taludês detríticos entopem a várzea do rio Ipiranga e a bacia de recep-



Figs. 38 e 39 — Chuvas intensas em novembro/1969 ravinaram os aterros da estrada recém-terminada na serra de Caraguatatuba, que foram entulhar o alvéolo de jusante do Santo Antônio. O leito do rio foi elevado e as águas invadiram a várzea em canais anastomozados. Observa-se o acamamento e heterogeneidade dos materiais.



ção de suas cabeceiras. Com as enxurradas de março/1967, houve mudança do trajeto do rio por entre esses depósitos. Ali ocorriam matacões gnáissicos facoidais em criptodecomposição, completamente esfarelados, mas ainda conservando a estrutura. Uma vez remexidos, descamados pelo embate da movimentação, tais blocos foram novamente soterrados por material sobretudo arenoso vindo em constante descida pelo rio. Quando a área foi visitada em 10 de janeiro de 1970, boa parte dos grandes blocos descidos em 1967 *já estavam soterrados*. A medida que se formavam os entulhos no vale iam sendo entalhados por ravinas, pelas enxurradas e pelo próprio escoamento fluvial. Também aí formou-se um tampão fluvial que tendia a caminhar para jusante, continuando a alterar o antigo trajeto do rio.

Portanto, não é somente a ação antrópica que ocasiona descidas de material em ondas agressivas como no vale do Santo Antônio. Também a aceleração da dinâmica dos processos morfogenéticos na paisagem, independentes da ação humana, desencadeia tais processos. Os materiais, com restos de troncos ainda não removidos após os acontecimentos de 1967, tendem a descer, aos poucos, cada verão, por meio dos canais fluviais; depositam-se, são logo ravinados e levados adiante, até se espalharem na várzea. Assim, após fenômenos de escorregamento, às várzeas dos rios que descem as escarpas tendem a ficar entulhadas, acrescentando novas camadas aos baixos terraços e à planície de inundação. Esses entulhos podem criar novas zonas de depressão à sua retaguarda, com águas paradas. E novamente o rio recomeça seu trabalho a procura de um equilíbrio que pode ser perturbado em cada chuvada.

As escarpas da serra de Caraguatatuba resultam de uma evolução tectônica e de retomadas de erosão em rochas gnáissicas. Estas rochas sofrem uma acentuada alteração. Entretanto a floresta impede acumulações de colúvios espessos e movimentação do material alterado, a não ser por deslizamentos, em geral violentos. A carta geomorfológica mostra que a maior parte das baixas vertentes apresenta contatos angulosos com a baixada. Mesmo os contatos com depósitos coluviais são, às vezes, angulosos. Isto mostra que a ação do escoamento superficial e as ressurgências das águas subsuperficiais redistribuíram esses materiais pela baixada, dificultando as acumulações de pé-de-vertente. E por isto mesmo boa parte deles apresenta-se em forma de terraços. TRICART (1961) atribui essa pobreza de coluvionamento à ação das fontes e "minas" de pé-de-vertente. Essas dependem também da existência de diaclasamentos bem desenvolvidos na base das vertentes; solapam, criam abruptos, favorecem movimentos de massa e ravinamentos basais, decrescendo progressivamente para o alto. As partículas finas que essas águas abundantes exportam vão decantar na baixada. Quando a vegetação é destruída, podem ocorrer maiores acumulações coluviais, tornando côncavas as bases das vertentes. Nos altos das vertentes, se a rocha é maciça ou afetada por raras diáclases concêntricas, ocorrem picos rochosos, formando os "pães-de-açúcar", nos seus flancos formam-se somente caneluras e alvéolos por desagregação granular e ação pluvial.

Nas áreas escarpadas da serra de Caraguatatuba o coluvionamento só se espessa na parte inferior das encostas, enquanto a parte superior é sempre dinamizada pelo rastejo e escoamento superficial, movimentando o solo húmico e no máximo o horizonte B pelo escavamento de canaletas e ravinas de escoamento concentrado ou por pequenos escorregamentos locais. Nessas zonas basais os canais de escoamento concentrado passam a ravinas quando há desmatamento. As formações de

pé-de-vertente sofrem então alteração mais rápida, formando um solo que poderá ser fossilizado pela descida de novos materiais nas enxurradas posteriores. Esse solo poderá ser novamente reentalhado, sobretudo nas zonas de gargantas fluviais desmatadas. Estas retomadas de erosão, após a descida dos materiais por ocasião das chuvadas, são uma prova e um exemplo de que a dinâmica nos sopés de escarpa ocorre sempre.

4 — OBSERVAÇÃO DE ALGUNS DADOS HIDROLÓGICOS DE RIOS DE ESCARPA NO LITORAL NORTE E FATOS CONSEQÜENTES

Os processos provenientes da ação hidrológica fluvial são de grande importância na evolução das vertentes escarpadas.

BIROT (1959), comentando o perfil longitudinal dos canais fluviais que descem a serra do Mar, refere-se à alternância de calhas rasas e quase horizontais, contrastando com as quedas e corredeiras. Sob a água fluvial, a rocha sã não chega a ser atacada por falta de material grosseiro: os fragmentos rochosos desfazem-se em alguns quilômetros de transporte. A alteração química é mais eficaz que o escavamento mecânico; a água corre rápido sobre os leitos rochosos, limpos da capa de alteração, sem exercer ação química sobre a rocha sã. Assim, sem armas para um desgaste mais profundo, os rios das escarpas apresentam uma drenagem inteiramente subordinada à influência estrutural. TRICART e CAILLEUX (1965) tratam com mais detalhe das particularidades da morfogênese fluvial nas áreas quentes de florestas.

SAVELLI (1958), discorrendo sobre a variabilidade de vazão dos rios que descem a serra do Mar, comenta a do rio Cubatão que, em direção à Baixada Santista, desce 400m em 4km, percorrendo depois 10km por um vale apertado entre as serras de Cubatão e a de Mongaguá. A ocupação intensiva e sem planejamento deste baixo curso cria agravantes que causam obstruções no leito maior durante as inundações.

A régua e linígrafo instalados na Ponte Preta, limitando uma área de drenagem de 140km², acusou a partir de 1927 as seguintes leituras máximas:

março/1934	—	alt. 6,87m	—	descarga 516m ³ /s
março/1938	—	" 6,40m	—	" 425 "
fev./1942	—	" 6,97m	—	" 538 "
março/1944	—	" 6,98m	—	" 540 "

Em 23 de março de 1958 a altura da régua chegou a 7,36m e a descarga foi de cerca de 550m³/s. No posto rio das Pedras choveu 253mm (quando então deixou de funcionar), numa média de 23mm por hora em 11 horas consecutivas, chegando a 61mm entre 1 e 1,40 horas da manhã. Isto provocou uma das maiores cheias do rio, também influenciada por alta maré de sizígia de novilúnio do dia 20.

De acordo com as informações da Light S.A. sobre os acontecimentos na serra das Araras em janeiro de 1967, com o que foi observado durante esta pesquisa sobre os efeitos dos eventos de março do mesmo ano em Caraguatatuba e com as consultas bibliográficas, deduz-se que a maior parte dos produtos dos movimentos de massa sob forma de escorregamentos nas vertentes escarpadas da serra do Mar é evacuada pelos canais fluviais, produzindo, às vezes, ondas turbilhonares de mais de 2m de altura. Ao desembocar nas baixadas, os rios depositam os detritos maiores, levando para jusante os mais finos. SANTOS JR.

(1967), descrevendo os efeitos das chuvas na serra das Araras, referiu-se ao material sólido de todos os tipos e tamanhos provenientes dos escorregamentos, enquanto a chuva intensa e continuada produzia deflúvio a alta velocidade sobre toda a vertente. A resultante dessas duas componentes foi a formação de escoamento não de água, mas de blocos de pedra, troncos, lama etc. Houve descarga sólida, sendo impossível estimar-se a descarga líquida dos cursos de água.

Os únicos dados disponíveis para dar uma idéia do comportamento do escoamento fluvial nas áreas escarpadas da serra do Mar no litoral Norte foram as variações hidrométricas de alguns rios em 10 anos (DAEE). Os gráficos, confeccionados à base das duas medidas de níveis médios diários no período de 1958-1967, foram combinados aos dados das variações térmicas e pluviométricas diárias do posto Empresa, Rio do Ouro e Caputera nos anos 1966-1967. Os resultados de sua análise podem ser interpretados da seguinte forma (Figura 40):

— *ribeirão Água Branca* — (bacia do Perequê-ilha de São Sebastião) registrou maiores amplitudes de altura de régua em:

1962 — mínima de 0,44 e máxima de 1,65 = 1,21m

1966 — mínima de 0,32 e máxima de 2,25 = 1,93m

1967 — mínima de 0,30 e máxima de 1,45 = 1,15m

com 1,97m de amplitude em 10 anos. É o que apresenta uma maior estabilidade nas suas variações sazonais.

— *rio Tavares* — (mun. de Ubatuba) registrou:

1958 — mínima de 0,08 e máxima de 1,77 = 1,69m

1959 — mínima de 0,17 e máxima de 1,85 = 1,68m

1966 — mínima de 0,50 e máxima de 2,05 = 1,55m

1967 — mínima de 0,40 e máxima de 1,86 = 1,46m

com 1,97m de amplitude em 10 anos. Apresenta maiores variações sazonais, com alturas mais altas e mais constantes no verão.

— *rio Grande* — (bacia do rio Ubatuba) registrou:

1958 — mínima de 0,09 e máxima de 3,40 = 3,31m

1959 — mínima de 0,09 e máxima de 2,97 = 2,88m

1967 — mínima de 0,45 e máxima de 3,04 = 2,89m

com 3,31m de amplitude em 10 anos. Apresenta um contraste maior sazonal, com alturas bem variadas no verão.

— *rio Camburu* (bacia do Juqueriquerê), com dados a partir de 1964, registrou picos extremos acima de 2 metros em todos os verões, no de 1966-1967 atingiu alturas acima de 4 metros.

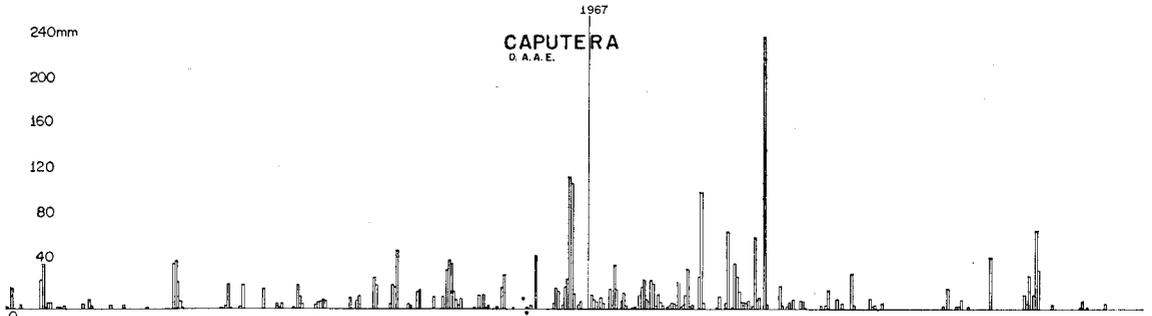
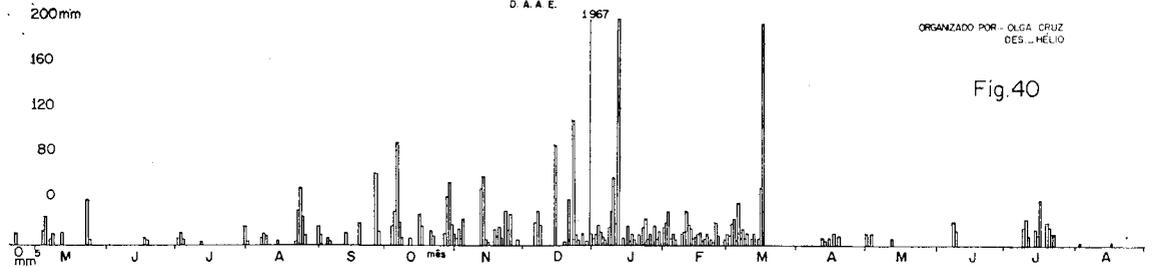
Ao pé das escarpas da serra de Ubatuba, os rios Grande e Tavares apresentaram resultados diferentes. Com uma bacia maior e descendo direto as escarpas da serra de Ubatuba, o rio Grande apresenta maiores alturas de régua, com fluviograma em cristas mais agudas, indicando maiores amplitudes. Por sua vez, o Tavares parece ser menos impetuoso, oferecendo boas vazões durante todo o ano, principalmente no verão-outono. Os dois fluviogramas deram cristas mais altas em 3 verões: 1958-1959, 1965-1966 e 1966-1967.

O ribeirão da Água Branca, menor e mais protegido nas vertentes internas do maciço de São Sebastião, apresenta um fluviograma mais

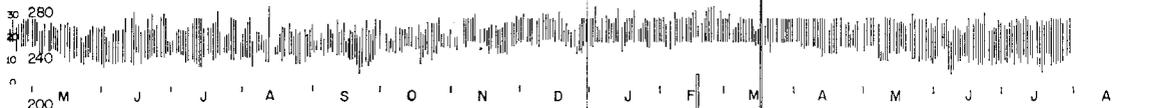
RIO DO OURO
D. A. A. E.

ORGANIZADO POR - OLGA CRUZ
DES. - HÉLIO

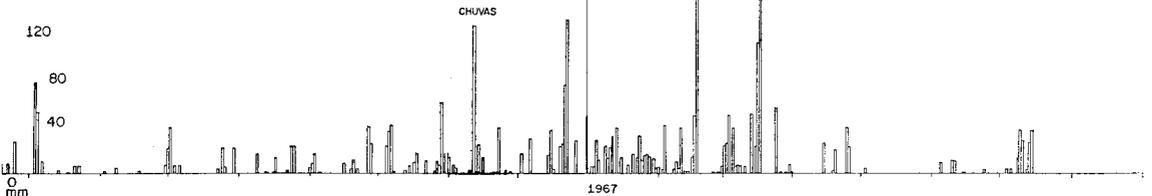
Fig.40



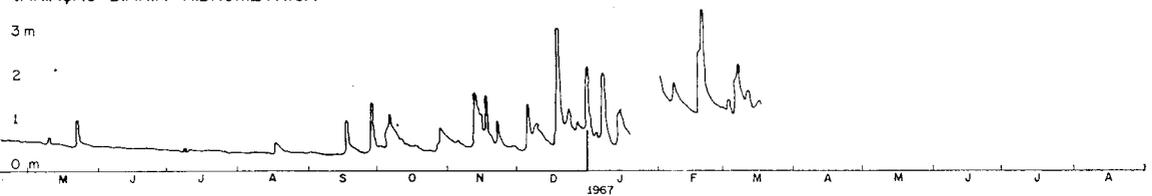
EMPRESA - FAZENDA SÃO SEBASTIÃO
VARIÇÃO DIÁRIA TÉRMICA
320



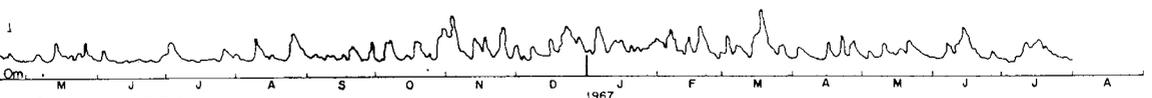
VARIÇÃO DIÁRIA PLUVIOMÉTRICA



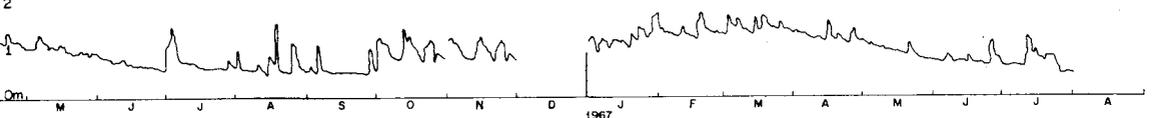
RIO CAMBURU - FAZENDA SÃO SEBASTIÃO
VARIÇÃO DIÁRIA HIDROMÉTRICA



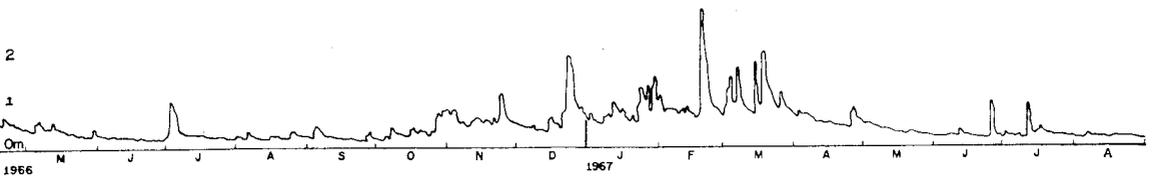
RIB. ÁGUA BRANCA - MUN. DE ILHA BELA
2 VARIÇÃO DIÁRIA HIDROMÉTRICA



RIB. TAVARES - MUN. DE UBATUBA
2 VARIÇÃO DIÁRIA HIDROMÉTRICA



RIB. GRANDE - MUN. DE UBATUBA
2 VARIÇÃO DIÁRIA HIDROMÉTRICA



1966

1967

estável, com menores alturas e oscilações. Somente no verão 1965-1966 e 1966-1967 manifestou-se com picos mais agudos em janeiro e abril.

O rio Camburu é o mais agressivo; sua variação é mínima no inverno. No verão registra amplitudes extremas. No verão de 1965-1966 atingiu em dezembro mais de 4 metros e é certo que tenha ultrapassado bastante esta altura em março/1967.

Confrontando-se as alturas dos rios Camburu e Água Branca em 1966-1967 com a variação diária pluviométrica e térmica da Empresa e com a variação diária pluviométrica de Rio do Ouro e Caputera, algumas conclusões podem ser feitas a respeito. Percebe-se logo que, em geral, há uma coincidência dos dias de maior pluviosidade com os de maior altura nas réguas, às vezes com retardamento de um ou dois dias na chegada das cheias. Mas nem sempre isto ocorre: o Água Branca apresentou maiores alturas até abril e mesmo em junho; o Tavares e o Grande até maio. O Camburu apresentou cheias maiores de novembro a março, durante ou logo após as chuvas, como por exemplo, em novembro e fevereiro. Na crise do verão 1966-1967 suas cheias começaram em fins de setembro, culminando em março. As máximas térmicas no posto Empresa alcançaram, mesmo no inverno, temperaturas acima de 30°, descendo a menos de 10° não raras vezes. No verão focalizado, na maior parte dos dias, as temperaturas atingiram ou ultrapassaram 30°, descendo abaixo disto por ocasião das passagens de frentes (FPA) e da Pa.

Os postos meteorológicos do rio do Ouro e Caputera, como o da Empresa, registraram poucos valores pluviométricos mais elevados nos meses de inverno, apresentando-se, sobretudo no rio do Ouro, em colunas agrupadas que acusam as perturbações das passagens de frentes. Mesmo a partir de outubro, os 3 postos da área de Caraguatatuba acusaram mais freqüentemente maiores índices pluviométricos e um maior número de chuva, podendo-se frisar mais uma vez o caráter de umidade que vigorou durante todo esse verão. Nota-se que nos 3 postos, ainda que localizados todos na área vizinha a Caraguatatuba, as maiores alturas de chuva não coincidem e por isto, também, não coincidem as alturas de régua. Pode-se repetir então que as chuvas de maior intensidade e conseqüentemente as cheias dos pequenos rios que descem as escarpas são estritamente locais, com raras exceções como a da chuvada do dia 18 de março que apresentou colunas elevadas nos 3 postos e que levou ao transbordamento de todos os rios da área.

5 — OS DESLIZAMENTOS OU ESCORREGAMENTOS

Segundo a opinião geral de geomorfologistas, os movimentos de massa constituem um dos conjuntos de processos responsáveis pela evolução do relevo. As vertentes são o setor fundamental de atuação dos processos morfogenéticos. Como lembra SILVA (1968) as encostas podem ser entendidas como um conduto de seção transversal irregular. Sua vasão máxima dependeria da área da vertente, da capacidade de infiltração do terreno, da espessura do manto de alteração e da sua porosidade e permeabilidade. Excetuando a evaporação e a água não infiltrada, a vasão da encosta em um dado setor será igual aproximadamente à soma do escoamento superficial e do escoamento subsuperficial de alto a baixo da encosta. Nas grandes chuvas, a capacidade de escoamento de uma encosta (vasão máxima) pode ser excedida, originando uma sobrecarga pelo acúmulo de água em trânsito.

MOUSINHO e SILVA (s/data) trataram das formas, depósitos e movimentos de massa ocorridos na Guanabara, em janeiro de 1966 e

fevereiro de 1967. Como tem sido sublinhado por outros geomorfologistas contemporâneos, os autores também se referem ao equilíbrio do material alterado da vertente que pode ser rompido por transformações climáticas (no passado geológico) ou pela ação humana. Este material pode ser removido por movimento de massa e pela ação das águas correntes. O fenômeno está ligado estreitamente às precipitações intensas e ao processo de desnudação das vertentes. A percolação das águas, o intemperismo e a criação de planos internos que ajudam os deslizamentos estão condicionados à presença de diáclases. Na Guanabara, segundo os mesmos autores, em vertentes protegidas pela cobertura vegetal, não foram observados movimentos de massa naturais sob as condições climáticas atuais. Esses movimentos estariam ligados à ação antrópica, fazendo convergir para determinados locais as águas superficiais e de infiltração, provocando maior atuação da água no "regolito".

LEITE (1966) também cita, entre as causas do escorregamento de terra em Salvador — Bahia, a ação do homem, pelas escavações na base das escarpas, construção de muros de arrimo impermeáveis, falta de esgoto, impermeabilização das escarpas de falha, cortes muito inclinados ou empapamento na base por represas.

Na área de Caraguatatuba as observações de campo deram a oportunidade de se chegar às seguintes reflexões:

Os escorregamentos estão particularmente ligados aos dois tipos de contato onde, em geral, se localizam os lençóis aquíferos: — solo propriamente dito (horizonte A e B) — rocha parcialmente decomposta, (horizonte C e rocha com alterações em núcleos e com alargamento de diáclases) — e rocha sã (tabelas nas páginas 137 e 143). Muitas vezes tais lençóis localizam-se no contato entre rocha sã (ou pouco decomposta, apenas atingida por diáclases alargadas) e rocha parcialmente decomposta, isto é, rocha alterada, mais ainda conservando sua estrutura, onde a alteração ainda não teve tempo de atingir o estado caolinítico encontrado no horizonte B. Assim, esses materiais contêm mais areia e menos argila, atingindo mais depressa o limite de liquidez. Este, por sua vez, está preso à plasticidade das argilas que depende da forma e do teor de água (VARGAS, 1970). Há dois limites entre os quais o solo é plástico, denominados por ATTERBERG limites de plasticidade e de liquidez. Ultrapassado este último, o material passa a se comportar como um líquido viscoso.

De acordo com os princípios de mecânica dos solos, uma das causas internas do escorregamento é a alteração do equilíbrio entre as tensões no interior da massa. A água diminui o valor da coesão; em decorrência, diminuirá a resistência às tensões de cisalhamento, ocorrendo então a movimentação. Para PETRI e SUGUIO (1971b) os materiais mantidos em equilíbrio instável nas encostas íngremes, em virtude de sua granulção geralmente grosseira, definem um ângulo maior de repouso nos períodos de chuvas menos abundantes. As chuvas funcionam como "agente lubrificante", rompendo o equilíbrio dessas massas detriticas que são deslocadas encosta abaixo.

Se há um contacto do material parcialmente decomposto com a rocha sã, sem zonas intermediárias pouco decompostas ou apenas atingidas por diáclases alargadas, formar-se-á uma superfície lisa, inclinada, que favorecerá os escorregamentos. Assim, tais movimentos fazem a rocha sã aflorar, ocorrendo descarnamentos totais da mesma. Se as camadas de rocha parcialmente decomposta em diversos graus de alteração são espessas, os deslizamentos atingem enormes massas de material, afetando às vezes milhões de toneladas.

PETRI e SUGUIO (1971a) calcularam, para os escorregamentos de março de 1967 em Caraguatatuba, uma movimentação aproximada de 2 milhões de toneladas. PICHLER (1957), para os escorregamentos de Santos em março de 1956 (após fortes chuvas de intensidade máxima de 250mm em 10 horas), referiu-se a deslocamentos superiores a 20m de espessura. Nos declives fortes do morro Santa Teresinha as camadas de rocha ricas em diáclases alargadas também foram afetadas. Aliás, tais fenômenos de escorregamentos sempre ocorrem na serra do Mar. Conforme FELICISSIMO JUNIOR (1967), já eram registrados, em 1805, nos rios das Minas e ribeirão Mandira, na serra do Itapitangui e Mandira, a Oeste de Cananéia; em 1928 e 1956 em Santos; em 1956 em São Sebastião; em Ubatuba em 1942-1943 e em 1949. Todas as rodovias que percorrem a Serra sofrem quedas de barreiras quase anualmente.

TRICART (1961) refere-se a 2 tipos de deslizamentos em massa. Os referidos acima descem em prancha, paralelos à vertente. Os escorregamentos de Caraguatatuba foram em geral deste primeiro tipo. Os deslizamentos por rotação constituem o segundo tipo; a parte superior da massa em movimento desce quase verticalmente sem se desmantelar, formando uma espécie de banquetta no fundo do nicho de deslocamento. Ocorre quando o plano de escorregamento corta a zona de diáclases alargadas e seria o tipo mais comum nos morros mamelonizados do Planalto Atlântico. Nas escarpas ocorre muitas vezes associado a deslizamentos locais, sobretudo nos pés-de-vertente, onde o manto detrítico se espessa.

Em Caraguatatuba, a 18 de março de 1967 (figuras 41 a 51), massas de material heterogêneo desceram com violência, em movimentos turbilhonares paralelos às vertentes. Talvez por isto a população local refere-se a esses escorregamentos com a expressão "rodar". Quanto maior o turbilhonamento maior o desventramento das formações superficiais e taludes de detritos na base das vertentes, conseqüentemente maior o volume de material descido. É um fenômeno em cadeia, cada vez mais poderoso para jusante, tudo arrazando à sua passagem, até atingir a baixada (Ver item 4 cap. I). Têm razão os autores quando se referem aos movimentos de massa de *rapid flowage* (SHARPE, 1938), em classificá-los no tipo *debris avalanche*. A classificação dos movimentos de massa de Highway (Research Board Landslide Committee, Special Report 29) citada por LEOPOLD, WOLMAN e MILLER (1964), inclui *debris avalanche* no tipo de movimento em *mixed flows*.

Os escorregamentos de 1967 em Caraguatatuba foram de tipos e formas diversos. Mas os de novembro de 1969, atingindo os cortes da nova estrada, não chegaram até a rocha parcialmente decomposta, atingindo apenas a parte superior do solo (2 a 5m de profundidade). Tal fato não aconteceu na maior parte dos escorregamentos de março de 1967. No fim do verão o manto de alteração já se achava encharcado sob a floresta e os escorregamentos aprofundaram-se também até a rocha sã, sobretudo nas encostas vizinhas aos talvegues fluviais profundos. Em alguns casos, nos declives superiores a 50%, quando não ocorrem talvegues mais profundos, a rocha parcialmente decomposta pôde ser conservada. Nos trechos mais íngremes o solo é mais fino, mas as camadas de alteração parcial continuam profundas e espessas. Somente quando a rocha é quase sã a sã e maciça, apresentando uma superfície rochosa com declives fortes, ela mesma serve de superfície de escorregamento. Fora dos dias chuvosos, sobretudo de verão, os cortes e encostas não apresentam externamente nenhum sinal de umedecimento. Sua superfície, exposta ao calor, é seca. Mas se os taludes não estiverem bem

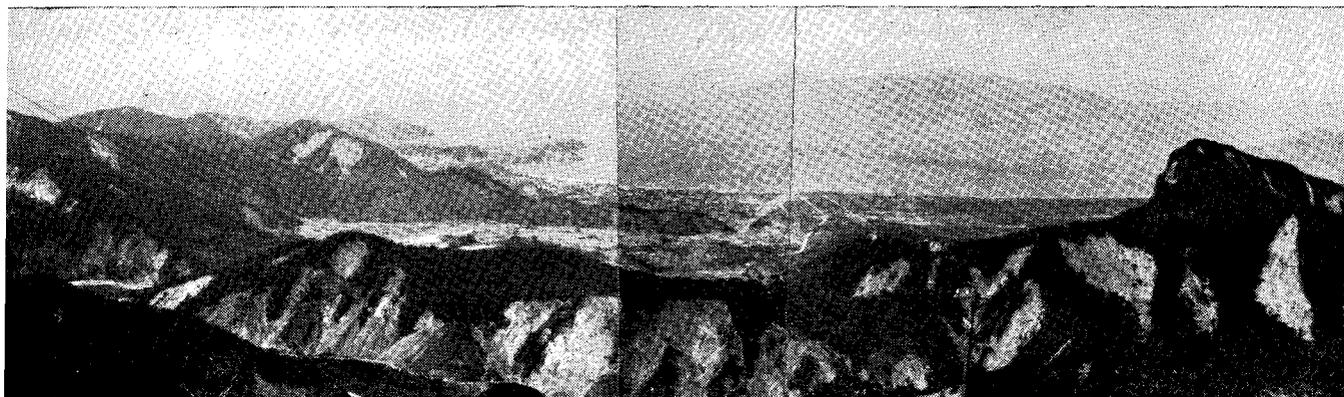


Fig. 41 — O morro do Jaraguá e seus baixos esporões, que fecham os alvéolos do vale do Santo Antônio em frente às escarpas da Serra de Caraguatatuba, foram duramente atingidos pelos escorregamentos. Ao fundo, a cidade e a enseada de Caraguatatuba e a ilha de São Sebastião (Foto em 21-4-67).

protegidos, as águas subsuperficiais entram imediatamente em processo dinâmico logo que ocorram pancadas de chuva, provocando deslizamentos. Nas vertentes mais íngremes (superiores a 50%) só a parte superficial escorrega como uma pasta arenosa de grãos grosseiros e argilas. Quando o depósito aquífero é bem alimentado por chuvas contínuas, as camadas da rocha *parcialmente decompostas* descem em blocos ou em colher sobre outras mais consistentes. Isto denuncia a maior resistência em profundidade do material de alteração. Enfim, *as camadas decompostas que conservam a estrutura da rocha são o eixo em torno do qual se realizam os escorregamentos de áreas escarpadas.*

Na maioria das vezes a acentuação do escoamento superficial não chega a neutralizar nem diminuir a ocorrência dos deslizamentos, salvo em casos locais e isto porque o lençol aquífero é superalimentado. A ação da água subterrânea é fundamental e, somada à saturação da água de percolação, comanda toda a movimentação dos escorregamentos. Por isso as cabeças de zonas de escorregamento estão sempre ligadas às zonas de afloramento do lençol aquífero que, por sua vez, aflora onde há contatos litológicos ou então zonas de maior influência tectônica. A ação desse escoamento subsuperficial ou “hipodérmico” é o fator morfogenético primordial em áreas muito chuvosas. É particularmente ativo quando superalimentado e quando as formações superficiais são permeáveis, intensificando o ressurgimento das nascentes. Para TRICART (1965), o escoamento hipodérmico permite a franquia dos limites de liquidez e de plasticidade, desencadeando fenômenos de solifluxão e, após as corridas torrenciais de lama, sob forma de escorregamentos.

A espessura do manto superficial reflete as influências litológicas. O material de alteração é bem mais espesso sobre gnaisses facoidais que sobre leptitos. Nestes o material decomposto apresenta-se arenítico, friável, menos biotítico e esbranquiçado, como nos granitos. Já no gnaiss facoidal é farinhento, avermelhado claro (outros tipos de gnaiss dão vermelho mais forte), formando uma massa arenosa, com argila e grãos grosseiros de quartzo, fácil de ser removida, favorecendo corrida pastosa ou líquida. Nos cortes de estrada e nos aterros o fenômeno se complica, havendo então maior ocorrência de escorregamentos locais.



Fig. 42 — Altas vertentes das escarpas da serra de Caragatatuba atingidas por pequenos escorregamentos relacionados à estrada.



Fig. 43 — Mas nos talwegues mais profundos e vertentes laterais dos esporões, os escorregamentos são alongados, deixando a salvo as vertentes frontais e atingem os patamares mais baixos e o vale do Santo Antônio (Fotos FAB 23-3-67).

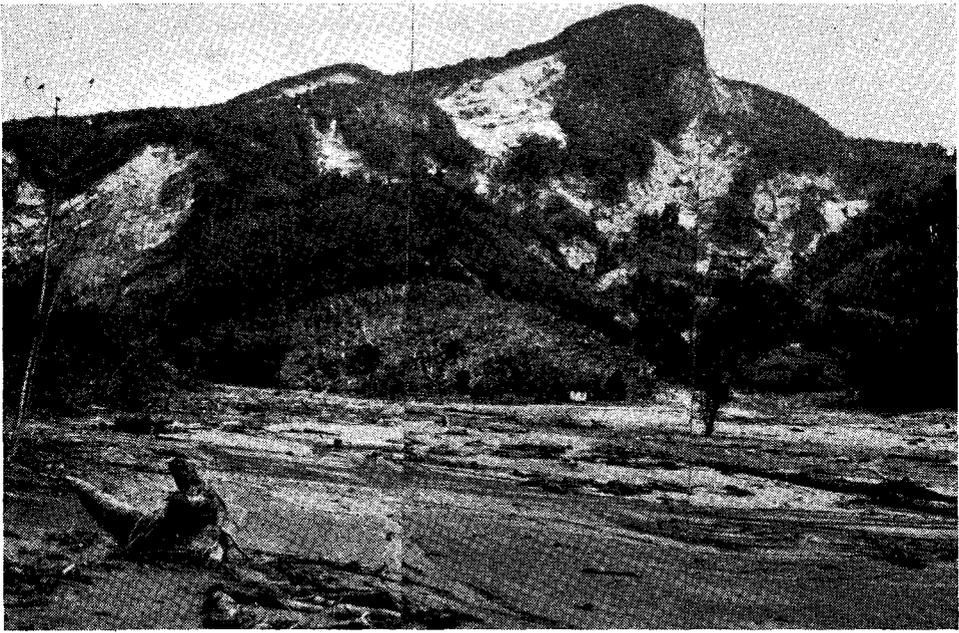


Fig. 44 — Os escorregamentos começam nos topos dos interflúvios, alongam-se e coalescem conforme os canais de escoamento superficial.



Fig. 45 — Morro do Jaraguá — face Leste: concentram-se nas bacias de recepção, ativando formação de rampas de desgaste, deixando a salvo a frente dos esporões.



Figs. 46 e 47 — O baixo vale do rio Mantegueira transformou-se num “rio de pedras”, formando vastos taludes de detritos, em poucas horas, com blocos de mais de 3 m de eixo maior.

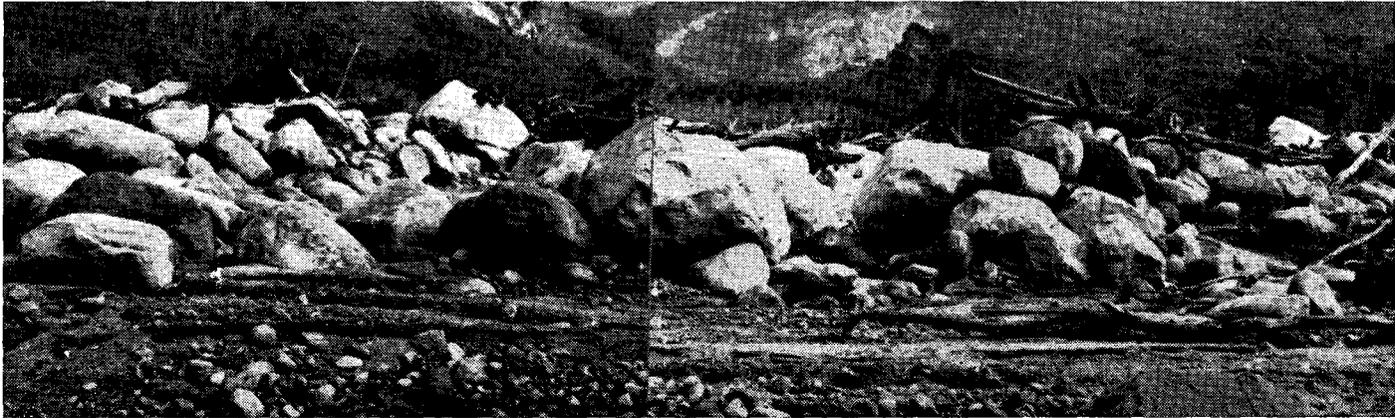




Fig. 48 — Os blocos maiores foram depositados nos pés das escarpas, formando taludes de detritos; já mais a jusante, como por exemplo no alvéolo de montante do rio Santo Antônio, depositaram-se os detritos menos grosseiros.

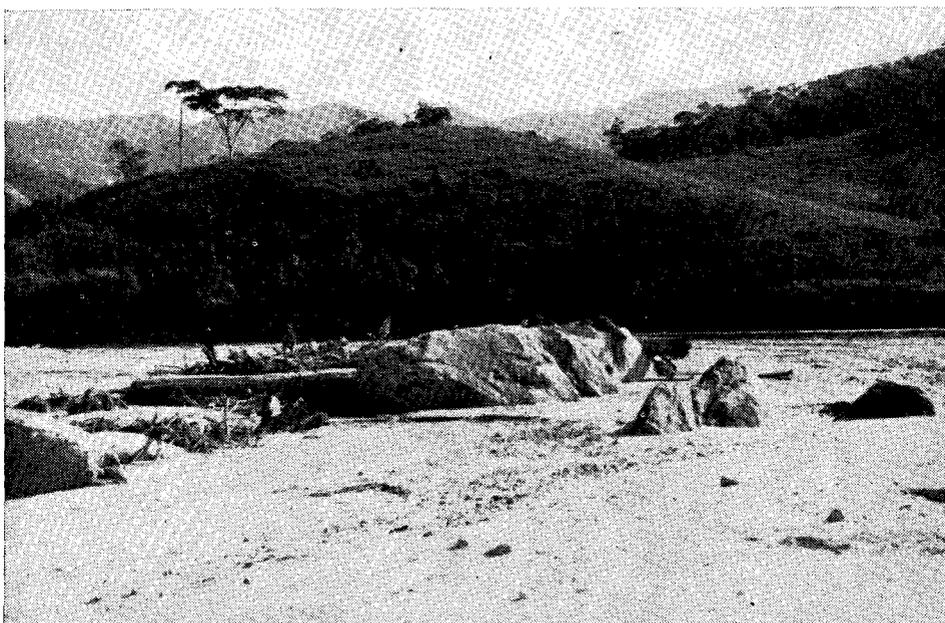


Fig. 49 — No mesmo alvéolo ocorrem grandes blocos como prováveis vestígios de escorregamentos anteriores.



Figs. 50 e 51 — Os materiais desceram em corridas de lama, alargaram o rio, formaram na sua foz um pequeno delta e tingiram o mar de amarelo durante muitos meses. Os troncos e outros detritos vegetais mais leves forraram as praias.



A estrada de Caraguatatuba, refeita após março de 1967, serve de exemplo. Os migmatitos parecem ser menos susceptíveis aos deslizamentos nas camadas parcialmente decompostas. Mas não houve muitas ocasiões para melhor observação deste fato. As escarpas da Serra, mais cuidadosamente examinadas, são formadas por gnaisses facoidais; seus matacões, aparentemente são, também estão decompostos, quebráveis ao martelo, esfarelado-se e partindo-se em escamas finas.

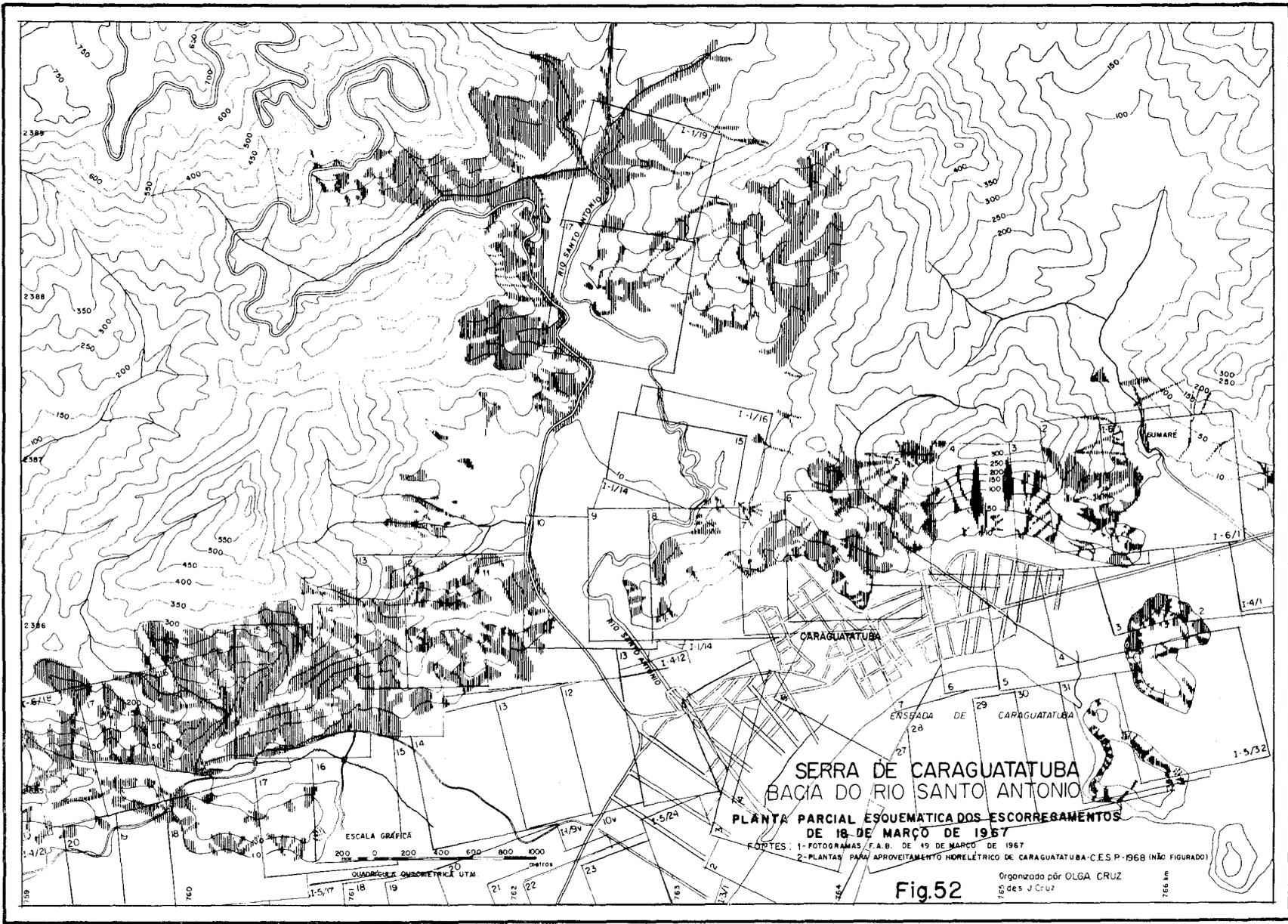
É fácil encontrar encostas mais íngremes diretamente ligadas a praias ou costões, mostrando, sobretudo no verão, pequenos escorregamentos de beira de estrada, motivados pela descida do solo propriamente dito. Após alguns dias de chuvas contínuas alternadas com pancadas fortes, descem em correntes de lama, descarnando os matacões das encostas dos cones detriticos. Esses matacões são bem alterados na superfície, em capas de esfoliação esbranquiçadas, com filamentos ferruginosos nos seus contatos em espessura de 10 a 20cm, contrastando com o núcleo rochoso são. Nas encostas rochosas íngremes da serra da Lagoa, ao longo da rodovia, ocorrem fenômenos de solifluxão e mesmo pequenos escorregamentos, como foi visto no verão 1969-1970. No alto dos abruptos rochosos os deslizamentos não seguem nenhum canal de escoamento; o declive íngreme é que impulsiona a descida do material encharcado em corridas de lama, anastomosadas por entre tufos de vegetação rasteira. Continuam na baixa vertente e vão recobrir outros depósitos detriticos coluviais.

Os desequilíbrios que provocam a movimentação de massa nas áreas intertropicais úmidas estão, muitas vezes, ligados às ações antrópicas. É do domínio técnico comum evitar cortes abruptos nas encostas à beira das estradas para impedir deslizamentos por rotação, sobretudo em locais que apresentam formações superficiais espessas. Tais deslizamentos nunca deveriam ser estancados por muros que barram as águas, sobretudo dos lençóis aquíferos.

A retirada da floresta e a degradação da camada superficial (horizonte A e B) favorecem uma impermeabilidade que acentua o escoamento superficial e pode diminuir a possibilidade de deslizamentos. Zonas de pastos ou de capoeiras ralas nas vertentes dos morros próximos à cidade de Caraguatatuba resistiram aos escorregamentos, enquanto nas áreas circunvizinhas, recobertas pela floresta, a movimentação das massas foi grande. Este fato pode ser explicado pelo peso e altura das árvores em vertentes de declives fortes e a movimentação dos horizontes superficiais do solo onde elas se fixam. Entretanto, se um terreno descoberto apresentar fissuras de ressecamento, ravinas, poderá favorecer o movimento de massa. Escorregamentos ligados à ação antrópica ocorrem, por exemplo, nos barrancos e aterros da estrada. Também há uma evolução desses movimentos de massa ligada ao solapamento de base; se não forem estancados reativam-se cada ano, ocorrendo quedas de barreiras.

6 — PLANTA ESQUEMÁTICA DE PARTE DOS ESCORREGAMENTOS DE 18 DE MARÇO DE 1967 (figura 52)

Foi superposta à carta de Declives do vale do rio Santo Antônio uma planta esquemática abrangendo parcialmente a área atingida pelos escorregamentos (apenas os que aparecem nos fotografamas da F'AB). Também foram lançados nessa planta os escorregamentos localizados pelos serviços da CESP, principalmente nas baixas encostas relacionadas



**SERRA DE CARAGUATUBA
BACIA DO RIO SANTO ANTONIO**

**PLANTA PARCIAL ESQUEMATICA DOS ESCORREGAMENTOS
DE 18 DE MARÇO DE 1967**

FORTES: 1- FOTOGRAFIAS F.A.P. DE 19 DE MARÇO DE 1967
2- PLANTAS PARA APROVEITAMENTO HIDRELÉTRICO DE CARAGUATUBA - C.E.S.P. - 1968 (NÃO FIGURADO)

ESCALA GRÁFICA
0 200 400 600 800 1000
Metros

QUADRICULA QUASIMÉTRICA UTM

Fig.52

Organizado por OLGA CRUZ
des J Cruz

766 m

aos alvéolos do baixo vale. Embora não tenha dado uma visão global de todas as ocorrências, a organização desta planta sugeriu algumas observações:

— As vertentes mais atingidas são as que apresentam mais fortes declives, isto é, os de acima de 40%; os escorregamentos sob condições de declives menos íngremes estão relacionados às zonas de concentração de drenagem.

— Assim, essas zonas de canalização fluvial foram as mais atingidas. Pode-se observar que, por exemplo, ao Norte da folha, na área de concentração dos afluentes do Santo Antônio, elas estão claramente indicadas pelas ocorrências dos deslizamentos.

— Só em casos mais raros as ocorrências em áreas de forte declive não estão presas ao escoamento superficial (concentrado e fluvial).

— Ficaram sempre a salvo os altos dos interflúvios, sobretudo os mais aplainados, nos morros isolados, patamares e esporões. Também as frentes dos mesmos foram poupadas, salvo quando já estavam solapadas por ação antrópica como, por exemplo, à retaguarda da cidade.

7 — ESBOÇOS FOTOINTERPRETATIVOS

Com base nas fotografias aéreas da FAB, executadas 1 ou 2 dias após os acontecimentos de Caraguatatuba, foram confeccionados, por estagiários do Laboratório de Aerofotogeografia, alguns esboços que foram valiosos na constatação de fatos hidrodinâmicos e deposicionais, também observados no trabalho de campo. Dentre os mesmos destacam-se:

Esboço n.º 1 (Figura 53) — focaliza parte dos estragos na área urbana de Caraguatatuba às margens do rio Santo Antônio com:

- alargamento do canal do rio, formando barrancas de erosão
- formação de escoamento anastomosado por entulhamento do canal
- deslocamento e destruição da ponte na entrada Sul da cidade
- dispersão de material sobretudo argilo-arenoso, troncos e galharias ao longo das margens do rio
- permanência de certas manchas de vegetação de maior porte, refreando em parte o material trazido pelo rio
- escorregamentos no baixo esporão situado a Nordeste da cidade, com restos de floresta nos altos dos interflúvios
- invasão do antigo leito do rio, entre o esporão e os cordões litorâneos frontais, pelas enxurradas e entulhos
- destruição parcial das áreas de loteamentos de beira-mar, localizados à margem direita, por efeito do escoamento anastomosado que invadiu toda a baixada
- recobrimento das ruas da cidade por uma camada de lama às vezes superior a 0,80m.

Esboço n.º 2 (Figura 54) — focaliza o baixo esporão (63m) da encosta Sul do morro do Jaraguá (sítio Queixo d'Anta — fazenda dos Ingleses):

- desorganização da drenagem dos ribeirões Anhemi e Canivetal e dos canais artificiais, obstruída e anastomosada pelos entulhos de lama, troncos e galharias

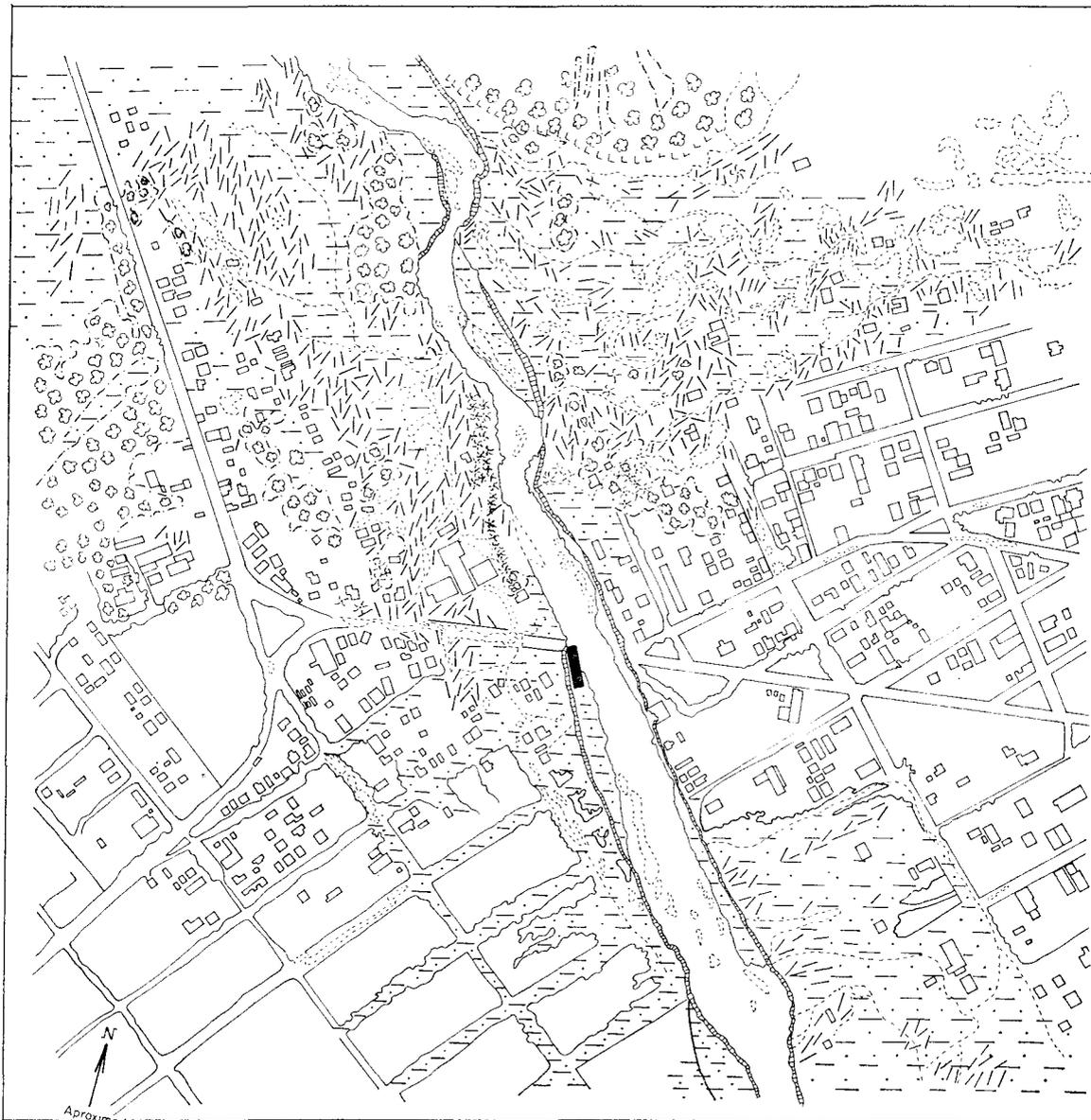
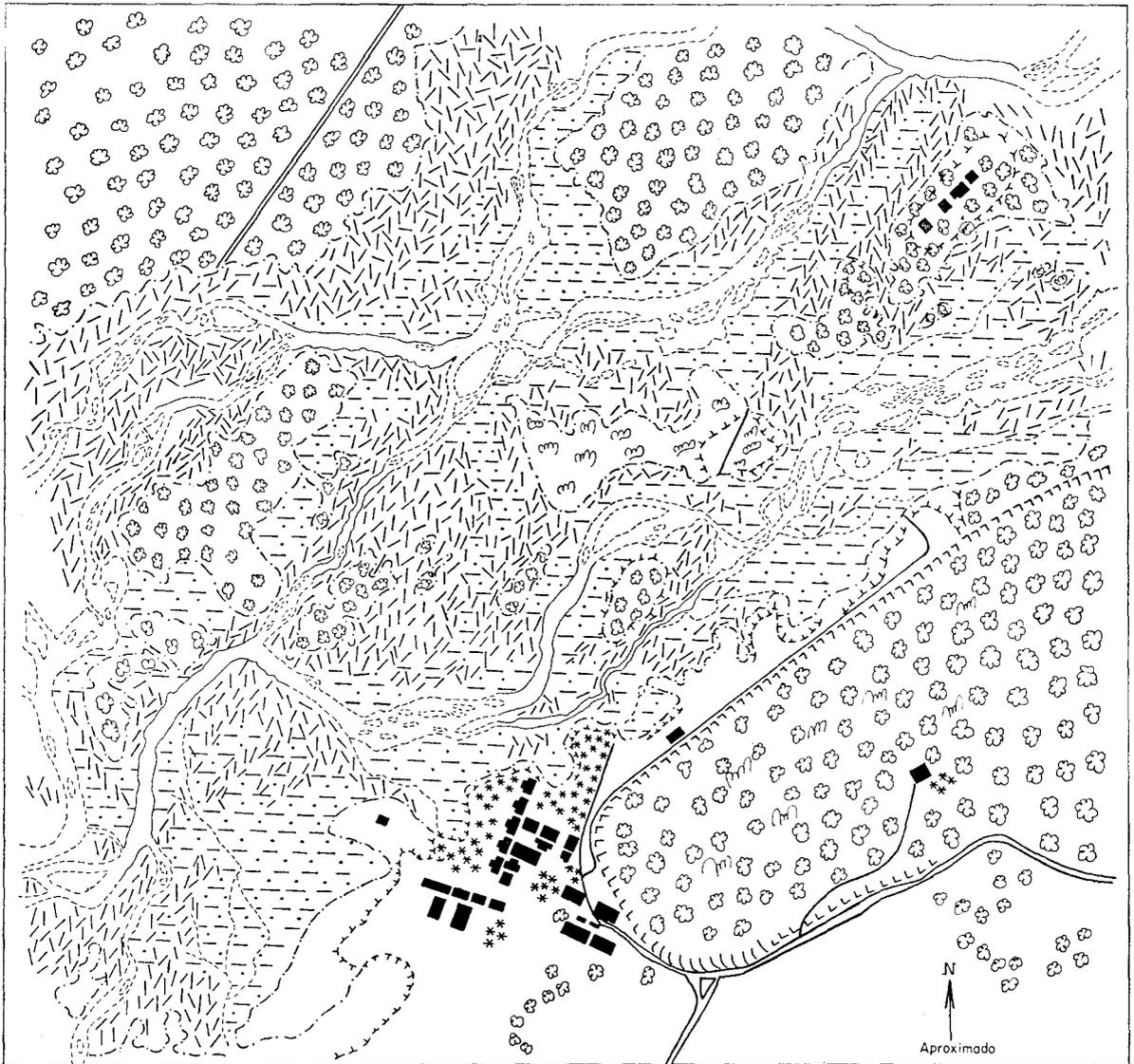


Fig. 53

LEGENDA

- | | | | | | |
|--|-----------------------|--|------------------------------------|--|-----------------------|
| | CANAL DO RIO | | PONTE DE ENTRADA DA CIDADE | | ZONAS ESCORREGAMENTOS |
| | ESTRADA E RUAS | | MATA | | HABITAÇÕES |
| | BARRANCAS DE DESGASTE | | LAMA, DETRITOS, TRONCOS E GALHARIA | | COQUEIROS |

FOTO-INTERPRETAÇÃO -
CARLOTA
Des. - Hélio



0 50 100 200 300 400 500m (aproximada)

Fig.54

LEGENDA

	CANAL DETERMINADO		SEDIMENTAÇÃO ARENO-ARGILOSA		BANANAL
	CANAIS ANASTAMOSADOS		TERRAÇOS		MATA
	LIMITE DA ZONA NÃO ATINGIDA PELOS ENTULHOS		VERTENTES: CONTATO DA BAIXADA COM A ENCOSTA		CAPOEIRA
	GALHOS E TRONCOS		ESTRADA		HABITAÇÕES

FOTO-INTERPRETAÇÃO:
CARLOTA
Des.- Hélio

- preservação dos altos terraços remanescentes, 1 a 2m acima das zonas rebaixadas aluviais, onde predominou a devastação
- conservação das matas e capoeiras
- preservação das encostas do baixo esporão que somente nas vertentes laterais manifesta sinal de enxurradas sob a floresta.

CONCLUSÕES

— A observação e análise da paisagem na área de pesquisa, de abril de 1967 a janeiro de 1970, permite concluir que os problemas da costa Sudeste e Sul do Brasil dependem diretamente da origem e evolução, passada e presente, das escarpas da serra do Mar. Ainda mais, a ação dos processos morfogenéticos, provocada por chuvas prolongadas com períodos de grande intensidade, pode desencadear fases mais acentuadas de dinamização e desgaste das vertentes escarpadas e conseqüente deposição, com aceleração da evolução litorânea. Além das oscilações do nível marinho e tectônica, a extensão espacial das baixadas está na dependência da evolução no tempo das vertentes da serra do Mar.

— A descida dos materiais proporciona o recuo das escarpas para o interior, deixando como vestígios os níveis de patamares. Estes são pouco ou mais desenvolvidos de acordo com a interferência das influências estruturais e controle glácio-eustático; seu escalonamento estende-se também aos maciços costeiros e às ilhas, separados das escarpas principais pela ação das ingressões e regressões marinhas no Quaternário.

— O litoral Norte, alçado a mais de 1.000m a Nordeste, apresenta tipos de costa mista, comandados pelos contatos litológicos, falhamentos escalonados e por cintos orogênicos marcados pelas direções principais N-45°E e N-70-80°E do Bloco Costeiro. Os tipos governados pela primeira direção criam em geral costas altas, maciças, costões, mares agitados e praias de tombo; os comandados pela segunda direção determinam litorais reentrantes, de direção transversal N-S. A zona de contato das 2 direções também proporciona desenvolvimento maior das baixadas, largas enseadas, águas calmas, praias de declives suaves e rebaixamento das bordas escarpadas que limitam os planaltos serranos.

— Na área de pesquisa a paisagem está sob o domínio de 2 tipos de geossistema. O maior abrange o grande eixo morfoestrutural de São Sebastião (de Maresias à serra da Lagoa, com o canal e ilha de São Sebastião); o outro, formado pela área de Caraguatatuba, insere-se no primeiro, não deixando de ser uma unidade de paisagem temporoespacial.

— Na serra de Caraguatatuba os festonamentos, recôncavos e o rebaixamento do planalto de São Sebastião em relação aos setores vizinhos (serras do Juqueriquerê e da Boracéia) estão ligados às áreas de contato dos 2 grupos litológicos e ao cruzamento das direções estruturais. Tais cruzamentos criaram compartimentos estanques sobre o Planalto, aplainados por superfícies e níveis, condicionaram as direções dos vales e dirigiram a drenagem subsequente para o oceano. Nas escarpas o nível "intermediário", correspondente à superfície Santa Teresa—Monte Serrate da Baixada Santista, fragmenta-se nas áreas rebaixadas e baixos esporões quase junto ao mar. O "alto nível" tende a estender-se por entre os festões escarpados, subtraindo suas faixas terminais e criando zonas de transição; assim as escarpas tendem a aumentar seu

recuo, criando áreas indecisas entre as bordas dos planaltos e este nível, rebaixando-se até o mesmo, ou desligando-se em morros residuais. Com o recuo das escarpas para o interior, os baixos níveis e as rampas de desgaste puderam expandir-se nas baixas encostas.

— Sob todos esses aspectos e pela acentuada ação dos lençóis aquíferos, os vales das bacias dos rios Perequê-Mirim, Claro, Pau d'Alho, Anhembu e Santo Antônio são certamente exemplos de área padrão para definição geológico-estrutural da serra do Mar em Caraguatatuba. Alimentada pelas chuvas e pelos lençóis aquíferos, esta drenagem, de pequena significação espacial, adquire, durante ou após as chuvadas, um vigor destrutivo enorme nas vertentes escarpadas e um poder de transporte violento que condiciona grande volume de deposição na faixa litorânea.

— Nos sopés das escarpas a evolução das vertentes processa-se pela formação de *alvéolos*, desenvolvidos em função do nível de base local, no caso o nível do mar. Interiorizam-se cada vez mais, formando outros a montante, governados pelos contatos estruturais. Prendem-se ao recuo das cabeceiras dos cursos d'água e dos afloramentos dos lençóis aquíferos nos baixos níveis e rampas de desgaste. A jusante o vale, a princípio apertado pelos esporões, alarga-se aos poucos, formando novo alvéolo. Portanto, quanto mais a jusante mais antigos, maiores e mais evoluídos, podendo culminar em grandes aberturas na Serra — a baixada. Antes de atingirem este estágio final passam por diversos graus de evolução, dos incipientes, encravados nos medianos e baixos níveis, aos nivelados às baixadas (os 2 alvéolos do vale do Santo Antônio estão vinculados aos do último tipo). Os alvéolos mais antigos, iniciados nos níveis intermediários, rebaixaram-nos, dando oportunidade ao desenvolvimento dos níveis mais baixos e rampas de desgaste. Teriam sido, desde a sua formação, preenchidos por depósitos colúvio-aluviais, agora soterrados ou destruídos, pelo menos em parte, pelas sucessivas vagas de dinamização das vertentes escarpadas.

— Os remanescentes dos terraços marinhos mais altos evidenciam uma linha de costa soerguida que concentrou toda a drenagem da baixada de Caraguatatuba na bacia dos rios Camburu e Claro, relacionam-se ao máximo da última transgressão "flandriana". São dissecados pelos lençóis aquíferos e cabeceiras de drenagem confusa e divagante que vai encharcar as bacias de solos orgânicos, represados pelos cordões arenosos marinhos intermediários e frontais.

— As condições de instabilidade e de contínua dinâmica da paisagem nos sopés de escarpa, aliadas à presença do litoral — paisagem de transição com influência de processos azonais — criam condições concomitantes de biostasia e resistasia. Desse modo, a evolução desta paisagem se processa, em parte, quase independente das oscilações climáticas que têm caracterizado o Quaternário no Brasil de Sudeste e Sul.

— Não foram constatados depósitos grosseiros espessos nem paleopavimentos na área de pesquisa, mas apenas taludes de detritos piemônticos ligados, em geral, aos canais de escoamento que descem as escarpas. Caracterizados por superposições de camadas correspondentes a vagas sucessivas de acumulação e por grandes blocos rochosos (na maioria das vezes provenientes do material de alteração que desce as escarpas por ocasião das chuvadas), são descarnados, revolvidos e remanejados, com avanço brutal, porém curto, controlado pela topografia e carga transportada das enxurradas e águas fluviais. Relacionam-se sempre às rampas de desgaste e aos baixos níveis, mas raras ocorrências, na área de pesquisa, seriam atribuíveis a época mais recuadas do

Pleistoceno, uma vez que não teriam grandes condições de permanência nos sopés de vertentes escarpadas. Podem formar-se atualmente, como foi observado após os acontecimentos de março de 1967, portanto não estariam necessariamente ligados a condições climáticas mais secas que as atuais. As acumulações mais antigas devem, no litoral Norte, estar sob os depósitos litorâneos ou submersas. Somente datações geocronológicas esclareceriam definitivamente esta questão.

— Cicatrizes, sulcos, ravinamentos já recobertos por capoeiras seriam atribuíveis não apenas a situações climáticas pretéritas (em fase de solifluxão generalizada, diferente da atual) mas, também, à situação climática presente, à base dos movimentos de massa que são acentuados pelos declives.

— Chuvas excepcionais como as do verão muito úmido de 1966-1967 são capazes de criar situações especiais de morfogênese. Como é fato conhecido, não são as situações normais mas sim as excepcionais que fazem evoluir a paisagem. A ocorrência de escorregamentos possibilita remobilização dos materiais e sua subdivisão em detritos cada vez menores. E não é um fenômeno pouco freqüente como se poderia imaginar, uma vez que há marcas de outros escorregamentos já cicatrizados e recobertos por capoeiras nos 2 setores ao Norte e ao Sul de Caraguatatuba. É claro que os de Caraguatatuba atingiram uma área muito maior, na sua maior parte pertencente à reserva florestal do Parque Estadual de Caraguatatuba.

— A análise climatológica mostrou até que ponto foram importantes as manifestações pluviométricas do verão 1966-1967, na dinamização das vertentes escarpadas, bem como a origem das chuvas que proporcionaram os altos índices no litoral Santos—Rio. As chuvas neste trecho de litoral escarpado são provocadas não apenas por impacto de massas úmidas oceânicas com as escarpas mas pela passagem e semi-estacionamento das frentes polares que, nos verões, acompanham as frentes escarpadas e, muitas vezes, ficam retidas nos festões e reentrâncias serranas. Os escorregamentos não estão ligados apenas a áreas mais chuvosas; as 3 áreas mais atingidas por estes fenômenos, Rio de Janeiro, serra das Araras e Caraguatatuba, apresentam-se como as menos chuvosas deste litoral e suas médias de pluviosidade em 40 anos são baixas se comparadas às de Sudoeste e Nordeste, desde a serra do Cubatão a Angra dos Reis. São as chuvas de grande intensidade, locais e não regionais que ocasionam essas ocorrências. Nesse verão choveu quase diariamente, como foi registrado em alguns postos; isto prepara imperceptivelmente os terrenos superficiais detriticos para que, numa chuvada, se precipitem os acontecimentos.

— Nas escarpas em geral o material de alteração é o grande fornecedor dos detritos arrastados pelas enxurradas, enquanto nas baixas encostas e patamares é o material de colúviação. O escoamento fluvial, por sua vez, não é suficiente para ser, por si só, responsável pelo transporte e deposição nas planícies fluviais e baixadas litorâneas. O lençol aquífero é essencial para a movimentação das massas. Em vertentes de declives fortes, as zonas de afloramento do lençol são locais ideais para início de escorregamentos. Ao encontrarem outros materiais em desequilíbrio iminente, juntam-se a eles e, com a potência do deflúvio superficial, precipitam-se em avalanche.

— As altas escarpas são áreas preferenciais de início de escorregamentos, onde os declives acima de 40% ligam-se, muitas vezes, a falhamentos ou a núcleos mais resistentes que propiciam desnudação dos paredões rochosos. A falta de “altos níveis” à frente desses paredões

favorecem maior susceptibilidade à dinâmica dos materiais superficiais. Por isso, a carta de Declividades do vale do Santo Antônio foi de grande importância para a compreensão da existência nas escarpas de muitos lugares predispostos a uma movimentação imediata de massas quando os processos morfogenéticos são dinamizados. O predomínio de declives superiores a 40% impulsiona os movimentos de massa, indiferentes à cobertura florestal ou à ocupação humana. Na serra de Caraguatatuba os escorregamentos foram decisivamente governados pelos declives, mais que pela natureza da rocha.

— A rocha parcialmente decomposta, apesar de conservar sua estrutura, é extremamente vulnerável aos movimentos de massa. Esta camada, onde em geral se situa o lençol aquífero, é o eixo em torno do qual se realizam os escorregamentos em áreas escarpadas.

— A fotografia aérea é de valor inestimável para fixação do quadro natural momentâneo, desencadeado por tais processos espasmódicos.

— A partir do episódio ocorrido na área de Caraguatatuba, as rochas ficaram em boa parte à mercê de um novo ataque subaéreo. As formações superficiais expostas continuaram a ser reativadas nos verões seguintes, formando novos depósitos heterogêneos nas planícies. A floresta destruída tende a se recuperar rapidamente pelo aparecimento, primeiro de tufos herbáceos, em seguida por formações arbustivas, sobretudo nas zonas mais úmidas dos fundos de canais e de afloramento do lençol aquífero. Assim, pouco a pouco, pela renovação das ações dos processos pedogenéticos, desaparecem as lesões das vertentes. A paisagem biotásica anterior foi interrompida por um momento resistásico, um tipo de resistasia pelicular, exatamente aquela considerada como das mais importantes. Enfim, é por meio do estudo de fatos geomorfológicos dessa natureza que se pode reafirmar que a paisagem é o melhor laboratório de experiências e de trabalho na identificação dos processos que elaboram os sistemas morfogenéticos nas áreas tropicais úmidas.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A. N. (1954) — Geomorfologia do Estado de São Paulo. In: *Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante*, Rio de Janeiro, CNG — IBGE, 1-97.
- (1955) — Contribuição à geomorfologia do litoral paulista. *Rev. Bras. Geogr.* Rio de Janeiro, 17 (1): 3-48.
- (1957) — Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo. *Bol. Fac. Ciênc. Letr., USP*, São Paulo, n.º 219, Geografia 12, 343 p.
- (1960) — Posição das superfícies aplainadas no Planalto Brasileiro. *Not. Geomorf. Campinas*, 3 (5): 52-54.
- (1962) — A Serra do Mar e o litoral de Santos. *Not. Geomorf. Campinas*, 5 (9/10): 70-77.
- (1965) — A evolução geomorfológica. In: *A Baixada Santista, aspectos geográficos*, v. 1 — As bases físicas. São Paulo, Ed. USP, 50-66.
- (1966) — O domínio dos “mares de morros”. *Geomorfologia*, São Paulo, IG — USP, n.º 2, 9 p.
- (1969) — Uma revisão do Quaternário paulista: do presente para o passado. *Rev. Bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 31 (4): 1-51.
- (1969a) — Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. *Geomorfologia*, São Paulo, IG — USP, n.º 18, 23 p.
- (1970) — Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. *Geomorfologia*, São Paulo, IG — USP, n.º 20, 26 p.
- (1971) — A organização natural das paisagens inter e subtropicais brasileiras. In: *III Simpósio sobre o Cerrado*, São Paulo. Ed. USP, 1-14.
- AB'SABER, A. N. e BERNARDES, N. (1958) — *O Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo*. 18.º Congr. Intern. Geogr. Rio de Janeiro, CNG — IBGE, Guia excursão n.º 4.
- ALMEIDA, F. F. M. (1953) — Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Cubatão. *Bol. Paul. Geogr.*, São Paulo, n.º 15, 3-17.
- (1958) — O planalto paulistano. In: *A Cidade de São Paulo*, São Paulo, v. 1, AGB, 113-167.
- (1964) — Os fundamentos geológicos do relevo paulista. In: *Geologia do Estado de São Paulo*, *Bol. Inst. Geogr. Geol.*, São Paulo, n.º 41, 169-263.
- (1969) — Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *An. do 23.º Congr. Geol.*, Salvador, 29-46.
- (1971) — Geochronological division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geociênc.*, São Paulo, 1 (1): 13-21.
- AMARAL, G. et al (1966) — Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 30 (2): 159-189.
- (1967) — Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 31 (2): 117-142.
- ANDRADE, M. A. B. (1968) — Contribuição ao conhecimento da ecologia das plantas das dunas do litoral do Estado de São Paulo. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. USP*, São Paulo, n.º 305, Botânica 22, 3-170.
- BACKHEUSER, E. A. (1918) — *A faixa litorânea do Brasil Meridional ontem e hoje*. Rio de Janeiro.
- BAULIG, H. (1956) — *Vocabulaire franco-anglo-allemand de Géomorphologie*. Paris, Les belles lettres, 223 p.
- BATTISTINI, R. (1967) — *L'Afrique australe et Madagascar*. Paris, PUF, 230 p.

- BERTONI, J. (1967) — A potencialidade erosiva da gota da chuva. *Not. Geomorf.*, Campinas, 7 (13/14): 55-56. Transcr. *Bol. Geogr.*, Rio de Janeiro, 27 (205): 62-63.
- BERTRAND, G. (1968) — Paysage et géographie physique globale. Esquisse méthodologique, *Rev. Geogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, 39 (3): 249-272.
- BIASI, M. DE (1970) — Cartas de declividade: confecção e utilização. *Geomorfologia*, São Paulo, IG — USP, n.º 21, 8-13.
- BESNARD, W. (1950) — Considerações gerais em torno da região lagunar de Cananéia—Iguape. *Bol. Paul. Ocean.*, São Paulo, 1 (1): 9-26 e 1 (2): 3-28.
- BIGARELLA, J. J. (1964) — Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. *Bol. Paran. Geogr., Curitiba*, n.º 10/15, 211-231.
- (1971) — Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. *Paleoclimas*, São Paulo, IG — USP, n.º 1, 22 p.
- BIGARELLA, J. J. e MOUSINHO, M. R. (1965) — Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. *Bol. Paran. Geogr., Curitiba*, 16 e 17, 153-159.
- (1965a) — Contribuição ao estudo da formação Pariquera—Açu (Estado de São Paulo). *Bol. Paran. Geogr., Curitiba*, 16 e 17, 17-41.
- BIGARELLA, J. J., MARQUES F.º, P. e AB'SABER, A. N. (1961) — Ocorrência de pedimentos remanescentes nas fraldas da Serra de Iquerim (Garuva-SC). *Bol. Paran. Geogr., Curitiba*, 4 e 5, 82-93.
- BIGARELLA, J. J., MARQUES F.º, P. L. e SALAMUNI, R. (1960) — Terraços de construção marinha de Cananéia e Ubatuba — SP. Anexo 2: esboço geológico e geomorfológico do litoral Norte do Estado de São Paulo entre ilha São Sebastião e cidade de Ubatuba, 1:100.000.
- BIGARELLA, J. J., MOUSINHO, M. R. e SILVA, J. X. (1965) — Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Bol. Paran. Geogr., Curitiba*, 16 e 17, 85-115.
- BIROT, P. (1959) — *Géographie physique générale de la zone intertropicale*, Paris, CDU, 244 p.
- BJÖRNBERG, A. J. S. e ELLERT, R. (1955) — Observação geológica e petrográfica sobre a ilha dos Búzios. *An. Acad. Bras. Ciênc.* Rio de Janeiro, 27 (2): 169-182.
- COMISSÃO DE SOLOS (1960) — Levantamento e reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo, *Bol. do Serv. Nac. Pesq. Agron.*, Rio de Janeiro, n.º 12, 634 p.
- COMISSÃO GEOGRÁFICA E GEOLOGICA (1919) — Exploração do rio Juqueriquerê. São Paulo, 19 p.
- CORDANI, U. G. (1968) — Esboço de geocronologia pré-cambriana da América do Sul. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, n.º 40, supl., 47-51.
- COUTINHO, L. M. (1962) — Contribuição ao conhecimento da ecologia da mata pluvial tropical. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr.* USP, São Paulo, n.º 257, Botânica 18:1-219.
- COUTINHO, J. M. V. (1966) — "Cone-Sheets" traquíticos em São Sebastião. *XX.º Congr. Bras. Geol.*, Rio de Janeiro, n.º 1, 102-103.
- COUTINHO, J. M. V. (1971) — (Coordenador) — Pré-Cambriano ao Sul da cidade de São Paulo. Excursão n.º 5, 15.º Congr. Bras. de Geol. *Bol. Especial*, São Paulo, n.º 2, 53-62.
- COUTINHO, J. M. V. e MELCHER, G. C. (1967) — Rochas alcalinas da ilha do Montão de Trigo, 21.º Congr. Bras. de Geol. Curitiba, *Bol. Paran. Geociênc.*, n.º 26, 64-65.

- COUTINHO, J. M. V. e OLIVEIRA, A. B. (1966) — Diferenciações monzoníticas de magma basáltico no mun. de São Sebastião. *XX.º Congr. Bras. Geol.*, Rio de Janeiro, 103-104.
- CRUZ, O. (1961) — *Contribution à l'étude géomorphologique de la région de Granville—Carolles, La Manche, France*. These de diplôme de l'École Pratique des Hautes Études, Univ. Paris, inéd., 108 p.
- (1965) — *Esboço geomorfológico da área de Cananéia. Contribuição à geomorfologia do litoral paulista*. 2.º Congr. Bras. Geogr. Rio de Janeiro, inéd., 32 p.
- (1966) — Esquema de uma interpretação geomorfológica baseada em fotografias aéreas para o curso secundário. *Orientação*, São Paulo, IG — USP, n.º 2, 7-10.
- (1966a) — Estudo geomorfológico da área de Cananéia — SP. *Aerofotogeografia*, São Paulo, IG — USP, n.º 1, 7 p.
- (1969) — *Un exemple d'avalanche débris en piedmont d'escarpes tropicales humides, Caraçuatuba, São Paulo*. inéd., 6 p.
- DAMASCENO, E. C. (1966) — Estudo preliminar dos diques de rochas básicas e ultrabásicas da região de Ubatuba, Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 38 (2): 293-304.
- DAVINO, A. (1970) — Importância do método de eletrorresistividade na determinação da natureza e espessura do manto de decomposição em rochas cristalinas. *Bol. Soc. Bras. de Geol., São Paulo*, 19 (1): 99-101.
- DEMANGEOT, J. (1969) — *Les milieux naturels tropicaux — Cours de Géographie Physique*. Paris, CDU, 145 p.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (1970) — *Bol. Pluviométr.*, São Paulo, n.º 4.
- DOMINGUES, A. J. P. (1964) — Evolução das vertentes. In: *Curso de férias para professores*, Rio de Janeiro, CNG — IBGE, 39-47.
- ERHART, H. (1956) — *La gèneses des sols en tant que phénomène géologique*. Paris, Masson, 90 p.
- FRANÇA, A. (1954) — A ilha de São Sebastião. Estudo de geografia humana. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. USP*, São Paulo, n.º 178, Geografia 10, 195 p.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1962) — World sea-level and climatic changes *Quaternaria*, Roma, v. 6, 111-134.
- FELICISSIMO JUNIOR, J. (1967) — Wegener e a escarpa da Serra do Mar. Intemperismo, deslizamento e erosão. *Rev. do Inst. Geogr. e Geol.*, São Paulo, 24 (único), 1-10.
- FRANZINELLI, E. (1971) — Origem e proveniência dos sedimentos da formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo, pelo "trend surface analysis", das suas características textuais. *Bol. Especial*, 25.º Congr. Bras. Geol., São Paulo, n.º 1, p. 14.
- FREITAS, R. O. (1944) — Geomorfogênese da ilha de São Sebastião. *Bol. da Assoc. dos Geógr. Bras.*, São Paulo, n.º 4, 16-30.
- (1947) — Geologia e Petrologia da ilha de São Sebastião — SP. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr.*, USP, São Paulo, n.º 85, Geologia 3, 205 p.
- (1951) — Ensaio sobre a tectônia moderna do Brasil. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. USP*, São Paulo, n.º 130, Geologia 6, 120 p.
- (1951a) — Relevos policíclicos na tectônia do Escudo Brasileiro. *Bol. Paul. Geogr.*, São Paulo, n.º 7, 3-19.
- (1953) — Composição granulométrica da praia de São Sebastião — SP. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 2 (1): 29-36.
- (1953a) — Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. *Rev. Bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 13 (2): 171-222.

- (1959) — Roteiro da 5.^a excursão: litoral Norte do Estado de São Paulo — Ilha Bela a Ubatuba. 13.^o Congr. Bras. Geol. São Paulo, 24 p. (mimeografado).
- (1960) — Mineralogia e Geologia de areias de praia entre São Sebastião e Caraguatatuba. *Geologia*, Esc. Eng. S. Carlos, 11 (30): 1-84 e 12 (31): 1-71.
- GOLFARI, L. (1967) — Coníferas aptas para repoblações forestais en el Estado de São Paulo. *SILVICULTURA*, sep. n. 1:7-62.
- GOMES, C. B. et al (1967) — Observações geológicas preliminares sobre a ilha de Vitória — SP. 21.^o Congr. Bras. Geol., *Bol. Paran. Geociênc.*, Curitiba, n.^o 26, 65-66.
- GUADARRAMA, M. C. M. (1971) — Ritmo pluvial e produção de arroz no Estado de São Paulo no ano-agrícola de 1967 — 1968. *Climatologia*, São Paulo, IG — USP, n.^o 2, 22 p.
- HAMELIN, L. E. (1964) — Géomorphologie-Géographie totale associations internationales *Cah. Géogr. Québec*, 8 (16): 199-218 Transcr. *Not. Geomorf.*, Campinas, 7 (13/14): 3-22 e *Bol. Geogr.*, Rio de Janeiro, 27 (204): 27-41.
- HENNIES, W. T. e HASUI, Y. (1968) — Geocronologia das rochas eruptivas alcalinas da ilha de São Sebastião — SP. *An. 22.^o Congr. Bras. Geol.*, Belo Horizonte, 145-148.
- JOLY, A. B. (1970) — *Conheça a vegetação brasileira*. São Paulo, Ed. USP, 181 p.
- KNECHT, T. (1964) — Pré-Cambriano Inferior. In: Geologia do Estado de São Paulo, *Bol. Inst. Geogr. Geol.*, São Paulo, n.^o 41, 14-36.
- LAMEGO, A. R. (1950 e 1963) — *O homem e a Serra*, Rio de Janeiro, CNG — IBGE, n.^o 8, ser. A, 454 p.
- LEITE, D. C. (1966) — Aspectos geológicos dos escorregamentos de terra em Salvador. 20.^o Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, n.^o 1, 72-74.
- LEOPOLD, L. B. WOLMAN, M. G. e MILLER, J. P. (1964) — *Fluvial process in Geomorphology*. San Francisco and London, W. H. Freeman and Co., 522 p.
- LIBAULT, A. C. O. (1971) — “Pão de açúcar” e “Mar de morros”. *Bol. Paul. Geogr.*, São Paulo, 46, 3-28.
- LÖFGREN, A. (1893) — Os sambaquis de São Paulo. *Bol. Com. Geogr. Geol. do Estado de São Paulo*, n.^o 9, 91 p.
- MAACK, R. (1947) — Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, vol. 2, 63-154.
- MC DOUGALL, I. and RUEGG, N. R. (1966) — Potassium-argon dates on the Serra Geral formation of South America. *Geoch. et Cosm. Acta* 30 (2): 191-195.
- MARTONNE, E. DE (1940) — Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique. *Ann. Géogr.*, Paris, 49: 1-27 e 106-129 Transcr. *Rev. Bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 5 (4): 523-550, out./dez. 1943 e 6 (2): 155-178, abr./jun. 1944.
- MELFI, A. J. (1967) — Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. et Cosm. Acta*, 31 (6): 1079-1089.
- MINIOLI, B. (1971) — Determinações Potássio-Argônio em rochas localizadas no litoral Norte do Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 43 (2): 443-448.

- MINIOLI, B. PONÇANO, W. L. e OLIVEIRA, S. M. B. (1971) — Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil Meridional. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 43 (2): 433-437.
- MIRANDA, L. O. S. (1970) — Arcabouço estrutural da Plataforma Continental Sul-brasileira. 24.º Congr. Bras. Geol., *Bol. Esp.*, Brasília, n.º 1, 157-158.
- MODENESI, M. C. (1969) — Memória explicativa da carta geomorfológica da ilha de Santo Amaro — SP. Primeiros Estudos. *Aerofotogeografia*, São Paulo, IG — USP, n.º 2, 15 p.
- MOMSEN, Jr., R. P. (1963) — Routes over the Serra do Mar. *Rev. Geográf.*, Rio de Janeiro, 32 (58): 5-167.
- MONTEIRO, C. A. F. (1964) — *A dinâmica climática e as chuvas no Estado de São Paulo — Estudo geográfico sob forma de Atlas*. Rio Claro, Fac. Fil. Ciênc. e Letr., inéd., 30 p.
- (1969) — *A frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil*. São Paulo, IG — USP, sér. Teses e Monogr. n.º 1, 68 p.
- (1971) — Análise rítmica em climatologia. Problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho. *Climatologia*, São Paulo, IG — USP, n.º 1, 21 p.
- MOUSINHO, de Meis e SILVA, J. X. (s/d.) — *Movimentos de massa na Guanabara — um ensaio sobre processos geomorfológicos* (mimeografado) 20 p.
- NOGUEIRA, A. A. e TRICART, J. (1959) — Contribuição ao estudo dos sedimentos litorâneos do Sul do Brasil. *Bol. Car. Geogr.*, Rio de Janeiro, 12 (3/4): 5-14.
- PETRI, S. (1971) — Síntese dos conhecimentos a respeito das correlações entre depósitos litorâneos e continentais do Quaternário do Brasil. 25.º Congr. Bras. Geol. *Bol. Esp.*, São Paulo, n.º 1, 204-205.
- PETRI, S. e SUGUIO, K. (1971) — Estatigrafia dos depósitos sedimentares da região lagunar Iguape—Cananéia, SP. — 25.º Congr. Bras. Geol., *Bol. Esp.*, São Paulo, n.º 1, p. 203.
- (1971a) — Características granulométricas dos materiais de escorregamentos de Caraguatatuba, São Paulo, como subsídio para o estudo da sedimentação neocenozóica do Sudeste Brasileiro. 25.º Congr. Bras. Geol., *Bol. Esp.* São Paulo, n.º 1, 199-200.
- PICHLER, E. (1957) — Aspectos geológicos dos escorregamentos de Santos. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 6 (2): 69-77.
- QUEIROZ NETO, J. P. e OLIVEIRA, J. B. (1964) — *Solos do litoral*. Inst. Agron. de Campinas, 18 p.
- QUEIROZ NETO, J. P. e KÜPPER, A. (1965) — Os solos. In: *A Baixada Santista. Aspectos geográficos*. v. 1 — As bases físicas, São Paulo, USP, 67-92.
- REGO, L. F. M. (1932) — *Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e a sua gênese*. São Paulo, Inst. Astron. Geogr., 28 p.
- (1933) — *Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo*. São Paulo, Inst. Astron. Geogr., 43 p.
- ROMARIZ, D. A. (1963) — Vegetação. In: *Grande Região Sul*. Rio de Janeiro, CNG — IBGE, 4 (1): 170-191.

- RUELLAN, F. (1944) — Aspectos geomorfológicos do litoral brasileiro no trecho compreendido entre Santos e o Rio Doce. *Bol. AGB* (5): 6-12.
- (1952) — *O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo*. Rio de Janeiro, Fac. Nac. Fil., 59 p.
- (1952a) — *Le rôle des nappes d'eau pluviale ruisselante dans le modelé du Bresil*. Paris, École Practice des Hautes Études, 46 p.
- SANTOS, E. de O. (1965) — Características climáticas. In: *A Baixada Santista, aspectos geográficos*. v. 1 — As bases físicas. São Paulo, USP, 95-150.
- SANTOS Jr., A. (1967) — Características da Serra do Mar. Conf. Simp. Escorreg. Tal. S. do Mar — Ass. Bras. Mec. Solos, 17 p.
- SAVELLI, J. J. (1958) — *Alguns subsídios para o estudo das enchentes do rio Cubatão*. São Paulo (mimeografado).
- SCHRÖDER, R. (1956) — Distribuição e curso anual das precipitações no Estado de São Paulo. *Bragantia*, Campinas, 15 (18): 193-249.
- SERRA, A. (1970) — *Chuvvas intensas na Guanabara*. Escritório de Meteorologia, Rio de Janeiro.
- SHARPE, C. F. S. (1938) — *Landslides and related phenomena a study of mass-moviments of soil and rock*. New York, Columbia Univ. Press.
- SHEPARD, F. P. (1963) — Thirty-five thousand years of sea level. Essays in Marine geology in honor of K. O. Emery. Los Angeles — Univ. of. South Calif. Press, 1-10.
- SILVA, J. X. da (1968) — Contribuição ao planejamento de pesquisas de movimentos de massa. *Rev. Bras. Geógr.*, Rio de Janeiro, 30 (3): 51-54.
- SILVEIRA, J. D. (1952) — Baixadas litorâneas quentes e úmidas. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. USP*, São Paulo n.º 152, Geografia 8, 120 p.
- SPIEKER, R. L. (1972) — *Sobre a diferenciação geográfica de lagartos do gênero Mabuya no litoral de São Paulo e no sistema insular vizinho (sauria, scincidae)*. Tese, Inst. Biociênc. USP, 60 p.
- TRICART, J. (1959) — Divisão morfoclimática do Brasil Atlântico Central. *Bol. Paul. Geógr.*, São Paulo, 31, 3-44.
- (1961) — Les caractéristiques fondamentales du système morphogénétique des pays tropicaux humides. *L'Inform. Géograph.* Paris, 25 (4): 155-168.
- (1965) — *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Paris, Masson et Cie., 496 p.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1965) — *Traité de géomorphologie. Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes*. Paris, SEDES, 322 p.
- VANZOLINI, P. E. (1972) — Distribution and differentiation of animals along the coast and in continental islands of the state of São Paulo, Brasil. *Pap. Av. Zool.* São Paulo, 6 (24).
- VARGAS, M. (1970) — Mecânica dos solos. São Paulo, Esc. Politcn. USP, 203 p.
- VENTURA, A. (1964) — Problemas técnicos da silvicultura paulista. *Silvicultura*, São Paulo, 3 (3): 61-80.
- WETTSTEIN, R. R. V. (1904-1970) — *Aspectos da vegetação do Sul do Brasil*. São Paulo, Ed. USP, 126 p.

DOCUMENTAÇÃO CARTOGRÁFICA

- CENTRAIS ELÉTRICAS DE SÃO PAULO S/A. (CESP) — *Aproveitamento hidrelétrico de Caraguatatuba, levantamento topográfico*, 1:2.000, São Paulo, 1968.
- CENTRE DE GÉOGRAPHIE APPLIQUÉE DE L'UNIVERSITÉ DE STRASBOURG-FRANCE, PARIS, *Carte Géomorphologique Fossé de Tacna (Perou)*, 1:60.000, 1964; *Carte Hydro-géomorphologique et valeurs des pentes du bassin du Touch*, 1:100.000, 1964; *Carte hydro-géomorphologique, distribution des pentes et couverture végétale du bassin du Roubion Jabron*, 1:50.000, 1964; *Carte hydrologique, distribution des pentes et formations végétales du bassin de la Cèze*, 1:100.000, 1963.
- COMISSÃO DE SOLOS DO SERVIÇO NACIONAL DE PESQUISAS AGRONÔMICAS — *Carta dos solos do Estado de São Paulo*, 1:50.000, Rio de Janeiro, 1960.
- COMISSÃO GEOGRÁFICA DE GEOLOGIA DO ESTADO DE SÃO PAULO — *Planta do litoral de São Paulo*, 1:50.000 — *Folha IV entre a enseada de Caraguatatuba e a praia de Itamumbuca*, 1911; *Folha V entre a praia de Itamumbuca e a ponta da Trindade*, 1911 — *Planta do litoral de São Sebastião e do rio Juqueryquerê*, 1:50.000, São Paulo, 1919.
- COMPANHIA BRASILEIRA DE FRUTAS S/A. — São Sebastião farms. 1:20.000, São Paulo, 1935.
- CONSELHO NACIONAL DE GEOGRAFIA — *Carta do Brasil ao milionésimo* — Rio de Janeiro, 1959. Folhas *Curitiba*: SG-22, *Iguape*: SG-23, *Paranapanema*: SF-22, *Rio de Janeiro*: SF-23 e *Vitória*: SF-24.
- CONSELHO NACIONAL DE GEOGRAFIA — *Carta do Brasil*, 1:50.000, Rio de Janeiro, Folhas *Curitiba*: SG-22-NE-1952 e SG-22-SE-1967; *Iguape*: SG-23-NO-1963; *Paranapanema*: SF-22-SE-1953, *Rio de Janeiro*: SF-23-NO-1951, SF-23-NE-1958, SF-23-SO-1961 e SF-23-SE-1958.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO — *Aproveitamento do potencial hidrelétrico da bacia do Alto Paraíba* — Serviço do vale do Paraíba, folhas 1 a 10, 1:10.000, 1954.
- DEPARTAMENTO DE ESTRADAS DE RODAGEM DO ESTADO DE SÃO PAULO — DVO — BTO — SAO — Folhas topográficas, 1:10.000, São Paulo. *Entroncamento de Guarujá, Bertioça, São Sebastião*, anteprojeto n.º 194, folha topográfica n.º 26, 1967; *Estrada Salesópolis a São Sebastião*, anteprojeto n.º 243, folhas n.º 3 a 6, 1963; *trecho Ubatuba à divisa do Estado de São Paulo* — Estado do Rio, 1961; *Serra do Cubatão* — mun. São Vicente e Santos, s/data.
- DEPARTAMENTO GEOGRÁFICO DO ESTADO DO RIO — *Município de Angra dos Reis*, 1:100.000, 1957.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — DIVISÃO DE GEOLOGIA E MINERALOGIA — *Mapa Geológico do Brasil*, 1:5.000.000, Rio de Janeiro, 1960.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO DO MINISTÉRIO DA MARINHA — BRASIL, COSTA SUL, RIO DE JANEIRO.

- n.º 81 — *Do Rio de Janeiro a Santos*, 1:330.000, 1960;
n.º 1511 — *Barra do Rio de Janeiro*, 1:20.000, 1961;
n.º 1601 — *Bahia de Ilha Grande*, 1:38.683, 1939;
n.º 1609 — *Bahias de Ilha Grande e Sepetiba*, 1:120.000, 1945;
n.º 1612 — *Parati e enseadas até Joatingá*, 1:25.000, 1946;
n.º 1613 — *Ubatuba e enseadas adjacentes*, 1:50.000, 1936;
n.º 1614 — *Canal de São Sebastião*, 1.48.110, 1937 e 1947;
n.º 1615 — *Canal de São Sebastião (Parte Sul)*, 1:15.000, 1959;
n.º 1616 — *Canal de São Sebastião (Parte Norte)*, 1:15.010, 1965;
n.º 1700 — *Da ilha de São Sebastião à ilha de Bom Abrigo*, 1:288.703, 1939;
n.º 1701 — *Porto de Santos*, 1:23.000, 1960.

ESTÂNCIA BALNEÁRIA DE CARAGUATATUBA — *Levantamento aerofotogramétrico cadastral*, folhas n.º 3 a 13, 1:2.000, São Paulo, 1960.

ESTÂNCIA BALNEÁRIA DE UBATUBA — *Levantamento aerofotogramétrico cadastral*, folhas n.º 2, 4, 5 e 7 a 11, 1:2.000, São Paulo, 1960; *Planejamento territorial* e planta rodoviária do município de Ubatuba, 1:100.000, s/data.

INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO — *Carta hipsométrica do Estado de São Paulo*, 1:1.000.000, São Paulo, 1943 — *Mapa geológico do Estado de São Paulo*, 1:1.000.000, São Paulo, 1963 — **FOLHAS DE MUNICÍPIO**, 1:100.000, São Paulo: *Ilhabela*, 1959; *Santos*, 1946; *Salesópolis*, 1955; *São Sebastião*, 1954, *Ubatuba*, s/data.

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO — *Batimetria do canal de São Sebastião*, 1:20.000, 1968; *batimetria das baías de Ilha Grande e Sepetiba*, 1:125.000, Universidade de S. Paulo, s/data.

PROCURADORIA DO PATRIMÔNIO IMOBILIÁRIO DO DEPARTAMENTO JURÍDICO DA SECRETARIA DA JUSTIÇA E NEGÓCIOS DO INTERIOR DO ESTADO DE SÃO PAULO — *Plantas da reserva florestal de Caraguatatuba*, 1:25.000 — 1956 e 1:50.000 — 1957; *Planta do 1.º perímetro da Comarca de São Sebastião — mun. e distrito de Caraguatatuba*, 1:20.000, s/data; *Planta do 2.º perímetro de São Luís do Paraitinga*, mun. de Natividade da Serra, distrito de Bairro Alto, 1:10.000, 1958.

DOCUMENTAÇÃO AEROFOTOGRAFICA

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO DO MINISTÉRIO DA MARINHA — Pontos de triangulação da costa do Estado de São Paulo, 1:500.000, Rio de Janeiro, 1934-1938.

MINISTÉRIO DA AERONÁUTICA — **BASE AÉREA DE SÃO PAULO** — Fotogramas de áreas atingidas em consequência dos escorregamentos em Caraguatatuba — Esc. aprox. 1:8.000, 1967.

SECRETARIA DA AGRICULTURA, INSTITUTO AGRÔNOMICO DE CAMPINAS — Cobertura aerofotogramétrica do Estado de São Paulo — Aerofoto Natividade Ltda., região 7, esc. aprox. 1:25.000, 1962:

— área de Maresias à serra da Lagoa (SP);

— área de Ubatuba (SP) até o vale do rio Mambucaba (RJ).