UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTRUTURAS CIRCULARES DE ÁGUA VERMELHA

JESUS SEBASTIÃO ARAÚJO

Orientador: Prof. Dr Yociteru Hasui

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. Y. Hasui	<i>Meunier</i>
Examinadores:	Dr. H.D. Schorscher	<i>Hans J. Schorscher</i>
	Dr. G.R. Sadowski	<i>Gustavo Sadowski</i>

São Paulo
1982

ESTRUTURAS CIRCULARES DE ÁGUA VERMELHA

JESUS SEBASTIÃO ARAÚJO

Dissertação de Mestrado
apresentada ao Instituto
de Geociências da Uni
versidade de São Paulo

Orientador: Prof. Dr. Yociteru Hasui

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007896

São Paulo
1982

À
minha esposa,
Cida
e
minha filha,
Maricy.

SUMÁRIO

	P.
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iv
ABSTRACT	vii
RESUMO	viii
INTRODUÇÃO	1
LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA	5
CONSIDERAÇÕES SOBRE OS DERRAMES BASÁLTICOS DA BACIA DO PARA NÁ	8
GEOLOGIA LOCAL	11
Tipos de basaltos presentes em Água Vermelha	13
Descrição dos derrames	17
Descrição das estruturas circulares	22
CARACTERÍSTICAS E GÊNESE DE ESTRUTURA DE TIPO CRATERA ANELAR (RING CRATER), "MAAR", TUFO ANELAR (TUFF-RING), CONE DE TU FOS (TUFF-CONE) E DIATREMA	49
Formas e dimensões	51
Feições estruturais das auréolas de maars	52
Tipos de materiais das auréolas de maars	53
Ambiente geológico	54
Hipóteses de formação	54
<i>Origem explosiva</i>	55
<i>Origem não explosiva</i>	59
ASPECTOS GENÉTICOS E EVOLUTIVOS DAS ESTRUTURAS CIRCULARES DE ÁGUA VERMELHA	61
CONSIDERAÇÕES FINAIS	66
BIBLIOGRAFIA CITADA	70

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA		P.
1	Planta de localização da barragem de Água Vermelha	6
2	Planta de localização de sondagens e seções geológicas	7
3	Estruturação de um derrame basáltico	10
4	Mapa geológico do sítio da barragem de Água Vermelha	12
5	Tipos de basaltos existentes no sítio da barragem de Água Vermelha	14
6	Seção geológica AA', transversal ao rio Grande (~N 25°E), pelo eixo da barragem de Água Vermelha	18
7	Seção geológica BB', longitudinal ao rio Grande (~N 55°E) e transversal ao eixo da barragem de Água Vermelha	19
8	Basalto compacto do núcleo do derrame B, mostrando horizontes de coloração e diaclasamento distintos	21
9	Juntas-falhas do núcleo do derrame B	21
10	Fotografia aérea vertical da Cachoeira dos Índios	23
11	Vista aérea da área ensecada do rio Grande para a construção da barragem de Água Vermelha	24
12	Mapa geológico da área mostrada na fotografia da Fig. 11	25
13	Lava em corda e borda de derrame	27
14	Mergulho de derrames	27
15	Vista parcial da estrutura 3	29
16	Ondulações e mergulho de derrames	29
17	Dique de basalto compacto cortando derrames da estrutura 3	30
18	Dique de basalto pouco vesicular cortando derrame da estrutura 3	30
19	Lava em corda em superfície de derrame da estrutura 6	31
20	Superfície filamentosa em derrame da estrutura 3	31

FIGURA

P.

21	Empilhamento de derrames com contatos soldados ...	32
22	Contato de derrames soldado	32
23	Abertura de fenda de contato e de laminação de base de derrames	33
24	Vesículas-cachimbo marcando o contato entre derrames, em basalto compacto com algumas vesículas e amígdalas	33
25	Seção geológica esquemática N30°W pela depressão b da estrutura 3	34
26	Conjunto fusiforme de vesículas em basalto compacto cinza, de forte pigmentação verde	35
27	Brecha basáltica piroclástica de granulação grossa	36
28	Brecha basáltica piroclástica de granulação lapílica	37
29	Fotomicrografia de seção delgada de brecha basáltica piroclástica	38
30	Fotomicrografia de seção delgada de brecha basáltica piroclástica	39
31	Brecha basáltica piroclástica de granulação lapílica da estrutura 3, aflorante no leito do rio	40
32	Contato brusco na borda leste da estrutura 3	40
33	Contato brusco na borda sudeste da estrutura 3 ...	41
34	Contato brusco na borda leste da estrutura 1	41
35	Dique anelar de basalto compacto, com diaclasamento colunar	42
36	Dique anelar de basalto compacto colunar da estrutura 2	43
37	Diaclasamento colunar horizontal em basalto compacto de dique anelar da estrutura 3	43
38	Remanescentes de colunas horizontais em basalto compacto de dique anelar da estrutura 3	44
39	Colunas horizontais de dique anelar em basalto compacto	44
40	Colunas horizontais bem formadas em dique anelar de basalto compacto da estrutura 6	45

FIGURA

P.

41	Blocos de basalto colunar cinza-azulado imersos em basalto pouco vesicular de pigmentação verde em dique da estrutura 1	45
42	Dique de arenito da borda norte da estrutura 3 ...	46
43	Dique de material cataclasado da borda norte da estrutura 3	47
44	Dique anelar de quartzo da estrutura 4	47
45	Seção esquemática por maar e tufo anelar	58
46	Representação esquemática, sem escala, da evolução de maars	59

ABSTRACT

Eleven circular structures of Água Vermelha region are here described. The features unconformably cut off basaltic flows of the Serra Geral Formation exposed along the Rio Grande River Valley, and are filled with pyroclastic breccias and thin basaltic flows, formed under subaerial environment as result of lava lakes activity.

All these circular features have similar morphology and structure patterns, as long as they could be observed, and a single genetic process may be envisaged. Their essential characteristics are:

- different thickness and structural pattern of the thin lava layers that fill the crater relative to the country basalts;
- unconformable contact to the wall rock;
- associated ring dykes, sometimes multiple dykes, of compact basalts, clearly recognized through their horizontal columnar jointing;
- concentric and radial joint systems in the country basalts;
- ring dykes with sedimentary clastic material or secondary/late mineral fillings.

The review of the features and characteristics of the pyroclastic deposits of some small volcanic craters, allowed to conclude that the circular structures of Água Vermelha are to be related to magmatic explosions rather than to maars, tuff cones of tuff rings.

The observed morphological and structural features indicate that at least three eruptive episodes occurred through the craters and associate dykes of Água Vermelha, and, so, they probably represent a kind of lava feeder for the basaltic flows of Paraná Basin.

RESUMO

Estudou-se um grupo de onze estruturas circulares que cor tam discordantemente os derrames basálticos da Formação Serra Geral na localidade de Água Vermelha, vale do Rio Grande. As es truturas constituíram-se de crateras, que foram preenchidas por brechas piroclásticas e por derrames basálticos de pequena es pessura, formados em ambiente subaéreo, como resultado da ativi dade de lagos de lavas que nelas se estabeleceram.

Até onde pôde ser observado, todas as estruturas possuem as mesmas feições estruturais e morfológicas, sugerindo forma ção através de um mesmo processo genético. São caracterizadas por:

- espessuras e padrão estrutural dos derrames basálticos de pre enchimento, diferentes dos apresentados pelos basaltos encaixantes;
- um contato brusco com as rochas encaixantes;
- presença de diques anelares de basalto compacto, reconhecidos pelo seu diaclasamento colunar horizontal muito bem desenvolvido, por vezes com características de diques múltiplos;
- um sistema de fraturas anelares e radiais nas suas bordas, afe tando as encaixantes;
- um sistema de diques anelares de materiais clásticos sedimen tares e de minerais de deposição tardia ou secundária.

Estruturas vulcânicas de pequenas dimensões são referidas na literatura geológica a crateras de explosão, maars, cones de tufo ou tufos anelares. Uma análise de dados bibliográficos so bre essas estruturas indicou que as características das feições e materiais piroclásticos preservados em Água Vermelha estão re lacionadas a crateras de explosão por gases magmáticos.

As várias feições morfológicas e estruturais observadas in dicam que as estruturas circulares e diques associados não cons tituíram um incidente isolado, mas foram sede de passagem de la vas em pelo menos três episódios eruptivos e muito provavelmen

te representam elementos de canais alimentadores de lavas forma
doras de derrames basálticos da Bacia do Paraná.

INTRODUÇÃO

Os derrames basálticos da Bacia do Paranã têm sido referidos na literatura como ligados a extravasamentos de lavas ao longo de fissuras. Os autores são unânimes quanto a esse processo, e diversos lineamentos e enxames de diques de diabásio têm sido apontados como condutos alimentadores (LEINZ, 1949; PUTZER, 1953; DAMACENO, 1966; FULFARO e SUGUIO, 1967; ALMEIDA, 1969 e 1981; MINIOLO *et alii*, 1971).

Outro aspecto ligado ao derramamento, que se tem admitido, é o caráter de calma. A literatura geológica sobre os nossos basaltos registra apenas umas poucas referências sobre indícios de atividades explosivas. WASHBURNE (1930) descreveu bombas incluídas em arenito Botucatu; ALMEIDA (1946 e 1953) identificou lapilli e bombas também incluídos em arenito Botucatu; AZAMBUJA (1944), LEINZ (1949), PUTZER (1953) e RUIZ (1963) estudaram níveis piroclásticos intratrapeanos. Tais materiais indicariam manifestações explosivas de âmbito local.

O mecanismo fissural e o extravasamento calmo são reconhecidos também em outros campos de basalto do mundo. Contudo, ele não exclui o envolvimento de orifícios vulcânicos de tipo central, como se descreveu, por exemplo, em basaltos do Monte Eccles (N.A. BOUTAKOFF, 1952, *apud* FAUST, 1975) e do Planalto do Rio Colúmbia (SWANSON *et alii*, 1975).

As formações basálticas cenozóicas do sudoeste da Austrália são divididas em duas seqüências (SINGLETON e JOYCE, 1969): uma mais antiga do Paleoceno e Mioceno Inferior, e outra mais recente do Plioceno Superior e Holoceno. A seqüência mais recente foi formada predominantemente a partir de erupção de tipo central, através de um grande número de vulcões de pequenas dimensões. Entretanto, em algumas áreas, como a do Monte Eccles, o extravasamento de lavas se deu através de fissuras. Ali, na fase final da erupção, constituíram-se diversos orifícios vulcânicos, cujo alinhamento delineia a direção geral da fissura alimentadora (N.A. BOUTAKOFF, 1952, *apud* FAUST, 1975).

O Planalto do Rio Colúmbia, no sudoeste dos Estados Uni

dos, é uma das grandes áreas de derrames basálticos de natureza fissural do mundo. Entre as formações ali existentes e que compõem o Grupo Rio Colúmbia, o Basalto Yakima possui alguns derrames que cobrem áreas de milhares de quilômetros quadrados, com volumes de centenas de quilômetros cúbicos (SWANSON *et alii*, 1975). Também nessa formação foram mapeados sistemas lineares de orifícios vulcânicos alimentadores de derrames (SWANSON *et alii*, 1975).

No Brasil, muitas feições ligadas aos derrames de basaltos foram descritas, resultantes da interação do ambiente em que se deu o extravasamento e da dinâmica de extrusão, escoamento e resfriamento das lavas (LEINZ, 1949; GUIDICINI e CAMPOS, 1968; GUIDICINI, 1970, 1979; BAGOLINI, 1971; MOLER e CABRERA, 1976; OLIVEIRA *et alii*, 1976; OLIVEIRA, 1981), mas não existem estudos de detalhe sobre condutos alimentadores.

Condutos alimentadores, formando atualmente estruturas circulares e diques associados, foram encontrados na área de Barragem de Água Vermelha e noticiados por ARAÚJO *et alii* (1977). Esses condutos, verificados em área restrita, não permitem definir um sistema linear, mas, por serem os primeiros reconhecidos no Brasil, pelo interesse na Geologia de Engenharia, tendo em conta que outras obras ainda serão fundadas em basaltos, e pela importância científica, já que trazem indicações sobre a mecânica de extrusão das lavas, certamente são merecedores de um estudo mais detido.

Esta dissertação tem por objetivo descrever essas estruturas da barragem de Água Vermelha e discutir alguns aspectos de sua gênese.

Os dados aqui apresentados foram coletados pelo autor no local de construção da Usina de Água Vermelha, no período de meados de 1972 a princípios de 1975, onde trabalhou durante as investigações geológicas para a implantação da barragem. Os dados referem-se a observações de superfície e de subsuperfície, estas limitadas a escavações, galerias e sondagens rotativas com amostragem contínua realizadas para o desenvolvimento da obra. Foram selecionadas amostras, especialmente das brechas, para caracteri

zação petrográfica e obtenção de informações sobre a evolução das rochas.

A terminologia adotada consiste de termos encontrados em LEINZ (1963), LEINZ e MENDES (1963), GUERRA (1972), LOCZY e LADEIRA (1976) e no dicionário geológico do AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE (1980). Termos de outras línguas foram tentativamente traduzidos e, para evitar dúvidas, procurou-se indicar os originais, entre parênteses.

A realização do presente trabalho foi possível graças ao apoio e colaboração das seguintes entidades e pessoas:

- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, que propiciou o suporte necessário;
- CESP-Cia. Energética de São Paulo, que nos permitiu o uso dos dados das investigações efetuadas na área estudada;
- Prof. Dr. Yociteru Hasui, que nos orientou e incentivou durante o desenvolvimento dos trabalhos;
- Geól. Ricardo Fernandes da Silva, pelas proveitosas discussões de campo;
- Prof. Dr. José Moacyr V. Coutinho, Geólogos Eleno de Paula Rodrigues e Atsushi Suemitsu, pelo auxílio no estudo das seções delgadas de rochas da área estudada;
- Química Giuliana Ratti, pela elaboração de análises químicas de rochas;
- Tec. José Henrique Figueiredo, Natalino Pedrotti, Rui Rodrigues da Silva, Gilberto Aguilar, Luiz Carlos Bissi Brocheto, pela dedicação emprestada aos trabalhos de escritório e montagem deste volume;
- Bibliotecárias Márcia M. Saad, Maria Inez do Prado e Maria Solange de Oliveira, pelo auxílio no desenvolvimento da pesquisa bibliográfica;
- Desenhistas Carlos Antonio Ribeiro, Jorge de Jesus Cardoso, Marcos Jorge Maradei, Jaime Vergílio e Valdir Dantas Cortês, pela elaboração dos desenhos;

- Revisora Dēbora Fiuza de Figueiredo Orsi, pela revisāo final;
- Secretāria Elizabeth Maceron e Datilōgrafa Aradi Jecira da Cruz, pelo zelo na datilografia.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

Nos limites dos Estados de São Paulo e Minas Gerais, cerca de 80 km de sua confluência com o rio Paranãíba, o rio Grande formava o conjunto de quedas d'água da Cachoeira dos Índios ou Salto da Água Vermelha, situado nos municípios de Iturama do lado de Minas Gerais e Guarani d'Oeste do lado paulista (Fig. 1). No local foi edificada a Usina Hidrelétrica de Água Vermelha, pertencente à Cia. Energética de São Paulo-CESP, com o que as quedas d'água desapareceram e o local passou a ter a denominação da barragem.

A área estudada corresponde ao sítio de implantação da barragem de Água Vermelha, compreendendo uma faixa da ordem de 1 km para montante do eixo da barragem e de 3 km para jusante, englobando o vale do rio, suas ilhas e as vertentes entre as cotas aproximadas de 310 a 390 m (Fig. 2). As investigações foram concentradas numa faixa de cerca de 200 m de largura, de interesse para a edificação da barragem, mas estudos levados a efeito em eixos alternativos, obras auxiliares e pesquisa de materiais de construção possibilitaram a obtenção de informações em uma área de aproximadamente 15 km².

0 50 100 km
escala

LEGENDA

- LIMITE DE ESTADO.
- RIOS.
- ESTRADA ASFALTADA.
- ESTRADA DE TERRA.
- CIDADE.

LOCALIZAÇÃO NO BRASIL

FIGURA 1- PLANTA DE LOCALIZAÇÃO DA BARRAGEM DE ÁGUA VERMELHA

CONSIDERAÇÕES SOBRE OS DERRAMES BASÁLTICOS DA BACIA DO PARANÁ

A área estudada faz parte da Bacia Sedimentar do Paraná.

A Bacia do Paraná, como grande unidade geotectônica, surgiu no Siluriano/Devoniano Inferior, estendendo-se por grandes áreas das regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil e adentrando em países vizinhos. Muitos autores dedicaram-se ao estudo de vários aspectos da Bacia do Paraná, como ALMEIDA (1969, 1980, 1981), que tratou da evolução e da tectônica da bacia como um todo, e NORTHFLEET *et alii* (1969), MÜHLMANN *et alii* (1974), SCHNEIDER *et alii* (1974), FÜLFARO e LANDIM (1976) e GONÇALVES e MÜHLMANN (1980), que enfocaram aspectos estratigráficos.

Da seqüência estratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná fazem parte os basaltos da Formação Serra Geral, nos quais estão instaladas as estruturas vulcânicas de que trata este trabalho. As rochas basálticas estão superpostas a arenitos da Formação Botucatu e capeadas por sedimentos do Grupo Bauru, ocupando extensa área no Sul do Brasil e estendendo-se para o Uruguai, Argentina e Paraguai. Foram formadas a partir de vulcanismo de caráter fissural, com a extrusão de lavas até a superfície através de fendas de grande extensão, abertas pela primeira vez ou por reativação de antigas linhas de fraqueza, como resultado da reorganização dos blocos continentais durante a reativação Wealdeniana da Plataforma Brasileira (ALMEIDA, 1967, 1969).

O episódio vulcânico da Bacia do Paraná foi objeto de estudo por vários autores, entre os quais são alguns citados. BAKER (1923), em fase de reconhecimento, traçou um bom sumário das características estruturais e geomorfológicas da formação basáltica. GUIMARÃES (1933) realizou os primeiros estudos petrológicos. LEINZ (1949) fez uma síntese dos conhecimentos disponíveis até então, acrescida de observações pessoais. Aspectos de geoquímica e geocronologia são tratados por AMARAL *et alii* (1966) e RUEGG (1975). Descrições regionais e locais são encontradas em ALMEIDA (1964a), LEINZ *et alii* (1966, 1968), CORDANI e VANDOROS (1967), SARTORI *et alii* (1975) e MORAES *et alii* (1982).

As erupções de lavas deram-se de maneira intermitente, re

sultando em corpos tabulares de espessura e extensões variadas, formando na vertical uma sucessão de derrames. Nos intervalos entre as erupções, ocorreu por vezes deposição de material sedimentar na superfície dos derrames. Após a cessação da atividade vulcânica e erosão do terreno, os sistemas de fissuras que deram passagem às lavas, com preenchimento de diabásio, constituem enxames de diques (LEINZ, 1949; ALMEIDA, 1981). A passagem de vários derrames por uma mesma fissura deu lugar à formação de diques múltiplos.

A espessura de um derrame individual varia desde uma dezena de metros até cerca de 100 m, com uma média em torno de 50 m (LEINZ *et alii*, 1966). Não existem dados sobre a distância percorrida pelas corridas de lava ou da área ocupada pelos derrames basálticos da Bacia do Paraná. LEINZ (1949) estimou que corridas de lava percorreriam distâncias da ordem de 100 km. CORDANI e VANDOROS (1967) sugeriram que os derrames mais espessos devem ocupar áreas da mesma ordem de grandeza das ocupadas pelos maiores sills, isto é, da ordem de centenas de quilômetros quadrados.

Um derrame basáltico apresenta uma estruturação. LEINZ (1949) e LEINZ *et alii* (1966), em observações feitas principalmente em basaltos do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, consideraram três zonas: zona de topo, constituída por basalto vesicular ou amigdalóide, com diaclasamento predominantemente horizontal e capeada quase sempre por brechas basálticas; zona de núcleo, formada por basalto denso ou compacto e diaclasamento predominantemente vertical; e zona de base, composta de basalto vesicular e pequena faixa inferior vítrea, com diaclasamento predominantemente horizontal. SARTORI e MACIEL FILHO (1976) observam que, nos derrames basálticos do Rio Grande do Sul, a zona basal vítrea de LEINZ (1949) constitui um derrame ácido de reduzida espessura. Nos basaltos dos locais de barragens no Estado de São Paulo, nos vales dos rios Grande, Paraná, Tietê e Paranapanema, não foi observado o derrame basal vítreo. GUIDICINI e CAMPOS (1968), BAGOLINI (1971), OLIVEIRA *et alii* (1976), GUIDICINI (1979), trabalhando em barragens do Estado de São Paulo, também fizeram observações sobre o zoneamento de

derrames basálticos, reconhecendo as três zonas definidas por LEINZ (1949), com pequenas variações.

A Fig. 3 apresenta, de forma esquemática, a estruturação de um derrame basáltico.

FIGURA 3 - Estruturação de um derrame basáltico (Segundo GUIDICINI, 1979, p.19).

GEOLOGIA LOCAL

Os primeiros delineamentos da geologia do vale do Rio Grande são de FLORENCE (1913), PACHECO (1913) e LAMEGO (1935). AB'SABER (1955) analisa os fundamentos geológicos e as características do relevo da bacia hidrográfica do Paran-Uruguai, em estudos levados a efeito para a implantao do sistema de barragens naquela bacia. ALMEIDA (1956, 1964a e 1964b) discute a geologia e geomorfologia da Formao Serra Geral e Grupo Bauru no Estado de So Paulo, sobre os quais est encaixado o baixo vale do Rio Grande. DULEMBA (1975) trata da sismicidade provocada pelas cargas das barragens construdas no Rio Grande. BARCHA e ARID (1975) estudam as origens e evoluo das cachoeiras do rio Grande, incluindo gua Vermelha. ARAJO *et alii* (1977) apresentam um estudo detalhado das caractersticas geolgicas do stio da barragem de gua Vermelha. Descries geolgicas sucintas do local da barragem constam de vrios trabalhos especialmente voltados para a Geologia de Engenharia, cuja preocupao maior analisar resultados de ensaios e discutir parmetros geomecnicos do macio, os quais foram publicados por MOURA FILHO e SORREGOTE (1975), ABRAHO (1976), CONSTRUO HOJE (1976), USAMI *et alii* (1976), KANJI *et alii* (1977), INFANTI JR. e KANJI (1978), PIMENTA *et alii* (1978), SILVA *et alii* (1978), BJORNBERG *et alii* (1980) e BRAZILIAN COMMITTEE ON LARGE DAMS (1982).

A Fig. 4 o mapa geolgico da rea envolvida nas pesquisas geolgicas para a edificao da barragem de gua Vermelha. constituda por sedimentos coluvionares e aluvionares quaternrios superpostos a basaltos juro-cretcicos da Formao Serra Geral ou seus solos de alterao.

Os coluvies so formados por areia fina e mdia, argilo-siltosa, de cor avermelhada e esto superpostos a basaltos ou seus produtos de alterao das cotas de 340/350 m para cima. Na margem de Minas os coluvies podem recobrir depsitos aluvionares. As espessuras dos coluvies so variadas. Na regio ngreme da vertente de So Paulo da ordem de 0,5 a 1 m. Na vertente de Minas e reas de relevo suave em ambas as margens os coluvies podem atingir mais de uma dezena de metros de espessura.

Os aluviões são constituídos por areia fina e média com intercalações de lentes de cascalho formado por seixos de quartzito, quartzito, arenito, siltito e calcedônia, por vezes com cimentação ferruginosa. Os seixos de quartzito, quartzito, siltito e arenito no geral são bem arredondados e bem polidos, enquanto que os de calcedônia possuem variados graus de arredondamento e polimento, podendo apresentar-se com formas angulosas e com nenhum ou poucos indícios de desgastes. Os aluviões recobrem os basaltos nas várzeas, aflorando até a cota de 340 m do lado paulista e de 350 m do lado mineiro. Na margem de Minas, sedimentos aluvionares mais antigos sotopõem-se aos coluviões, numa faixa que se inicia aproximadamente na linha de cota de 350 m e cuja largura não foi estabelecida. As espessuras são variadas, da ordem de 1 a 3 m.

Os solos de alteração de basalto têm constituição areno-siltosa a silto-argilosa, de cores cinza, cinza-esverdeada e cinza-avermelhada, quase sempre em mistura com núcleos de rocha intemperizada. As espessuras variam de 1 a 10 m.

Os basaltos apresentam-se formando grandes derrames reconhecíveis e as estruturas circulares indicadas na Fig. 4.

Dentro dos limites do sítio estudado as rochas basálticas aparecem em extensos afloramentos nos taludes do leito do rio, ilhas e em áreas de dimensões variadas espalhadas pelas várzeas e vertentes. Na margem de São Paulo a vertente é íngreme, enquanto que do lado oposto, de Minas Gerais, é suave, desfazendo-se em várzeas de mais de 1 km de largura, onde os basaltos ou seus solos de alteração estão recobertos por depósitos aluvionares e por coluvião.

O contato entre a formação basáltica e os sedimentos superiores do Grupo Bauru se dá na cota aproximada de 440 m, nos altiplanos próximos ao vale do rio, mas fora da área estudada.

Tipos de basaltos presentes em Água Vermelha

As rochas basálticas reconhecidas em Água Vermelha têm texturas e estruturas variadas, formando os tipos de rochas mostrados na Fig. 5, cujas características principais são:

Figura 5 - Tipos de basaltos existentes no sítio da barragem de Água Vermelha: (a) brecha basáltica aglomerada; (b) brecha basáltica calcária; (c) brecha basáltica arenosa; (d) brecha basáltica piroclástica; (e, f) basalto vesículo-amigdaloidal; (g) basalto compacto cinza-azulado; (h) basalto compacto cinza .

Brechas vulcânicas (Fig. 5a, b, c, d). As brechas vulcânicas foram divididas por FISHER (1960) em três tipos, de acordo com os seus mecanismos de formação:

- brechas vulcânicas autoclásticas: compostas por fragmentos quebrados e incorporados durante o movimento de lavas no estado líquido, semi-sólido ou sólido;
- brechas vulcânicas epiclásticas: formadas por fragmentos produzidos por qualquer processo de fragmentação de rocha e transportados por qualquer agente geomórfico epigênico;
- brechas vulcânicas piroclásticas: constituídas de fragmentos produzidos, transportados e depositados por processos explosivos.

Devido à raridade de seus afloramentos em Água Vermelha, não foi praticável a divisão das brechas, segundo os seus mecanismos de formação. Por essa razão, foram considerados apenas dois grupos: o das brechas vulcânicas em geral, englobando indistintamente as brechas autoclásticas e epiclásticas, e o das brechas piroclásticas.

As brechas vulcânicas se mostram constituídas de fragmentos angulosos irregulares ou ligeiramente arredondados de basalto vesículo-amigdaloidal, com um ou outro fragmento de basalto compacto, unidos por uma matriz de natureza basáltica, carbonática ou arenosa. A rocha é coerente e tem cor castanho-avermelhada. Os fragmentos de basalto vesículo-amigdaloidal, predominantemente, possuem as bordas vítreas e alaranjadas por resfriamento rápido e oxidação ao ar. A granulometria é, de modo geral, grossa, predominando blocos maiores que 64 mm (FISHER, 1961). Fragmentos de tamanhos menores, constituindo lapilli, aparecem em quantidades muito pequenas, disseminados entre os blocos ou, muito mais raramente, formando bolsões localizados. As brechas vulcânicas foram divididas em três grupos, segundo sua matriz e denominadas de:

- a) Brecha basáltica aglomerática (Fig. 5a), de matriz basáltica, em geral vesiculada, com estrutura fluidal e, da mesma forma que os fragmentos de basalto vesículo-amigdaloidal que

a constituem, a matriz apresenta, nos limites com os blocos, auréolas vítreas e alaranjadas de resfriamento rápido e oxidação ao ar.

- b) Brecha basáltica calcária (Fig. 5b), de matriz carbonática, constituída essencialmente de calcita.
- c) Brecha basáltica arenosa (Fig. 5c), de matriz areno-siltosa, formada por material sedimentar não vulcânico.

As brechas basálticas piroclásticas (Fig. 5d), são formadas predominantemente por blocos angulares de basalto vesículo-amigdaloidal e basalto compacto, ora predominando um ora predominando outro, o primeiro, de modo geral, tendo pequena quantidade de vesículas e não exibindo auréolas de oxidação ao ar. Os blocos têm cor predominantemente castanho-avermelhada e são de granulometria grossa. A cimentação é quase sempre carbonática, formada por calcita. As brechas basálticas piroclásticas podem ocorrer na zona de topo dos derrames de Água Vermelha. Todavia, estão tipicamente associadas às estruturas circulares, seja formando parte de seu preenchimento, seja constituindo o topo do derrame A nas suas proximidades.

Basalto vesículo-amigdaloidal (Fig. 5e, f), quase sempre de cor castanho-avermelhada, podendo às vezes apresentar-se na cor castanho-acinzentada ou cinza. É comum possuir pigmentação verde de maior ou menor intensidade, resultante de mineralização secundária. As amígdalas são preenchidas por calcita, quartzo, calcedônia e minerais dos grupos das zeólitas e das montmorilonitas. O basalto vesículo-amigdaloidal passa gradacionalmente para basalto compacto por diminuição das vesículas e amígdalas, recebendo as denominações de basalto pouco vesicular, quando ainda conserva a aparência de vesicular, e basalto compacto com algumas vesículas e amígdalas, quando já tem características de basalto compacto. Afloramentos de basalto vesículo-amigdaloidal são pouco comuns em Água Vermelha, estando restritos às estruturas circulares e a pequenas ilhas a montante da Cachoeira dos Índios.

Basalto compacto (Fig. 5g, h), de cores que podem variar de cas

tanho-avermelhado a cinza, cinza-preto, cinza-esverdeado ou cinza-azulado, dependendo do derrame a que pertence. Pode apresentar pigmentação verde decorrente de mineralização secundária, de intensidade variável, dependendo do maior ou menor estado de alteração. Basalto compacto é a rocha mais representativa do local estudado, com extensos afloramentos nos taludes, ilhas, vertentes e várzeas do rio.

Descrição dos derrames

Nos talvegues e vertentes do rio, na área estudada, foram identificados seis derrames basálticos, designados de A a F, de baixo para cima, para fins de descrição.

Derrame A - cuja espessura não foi determinada com segurança, pois não foi atravessado pelas sondagens rotativas (Figs. 6 e 7). A maior espessura verificada em sondagens foi na SR-34 (Fig. 2), que penetrou 32,4 m nesse derrame. Na várzea da margem direita, fora da área de fundação da barragem, o derrame A foi atravessado pelo poço tubular para abastecimento d'água nº PA-4 (Fig. 2), executado a percussão, com amostragem de calha, apresentando no local a espessura de 58 m. A zona do núcleo é formada por basalto compacto cinza, não alterado mineralogicamente. A zona do topo é composta por basalto vesículo-amigdaloidal, castanho-avermelhado ou castanho-acinzentado, por vezes com pigmentação verde. As amígdalas são preenchidas por mineral esverdeado e/ou calcita. Sobreposta ao basalto vesículo-amigdaloidal ocorre uma camada de 1 a 2 metros de espessura de brecha basáltica aglomerática e/ou brecha basáltica calcária, de cor castanho-avermelhada, que passam transicionalmente de uma para outra, formando bolsões. Não foi constatada a presença de brechas de material sedimentar no topo do derrame A. O contato com o derrame B, na vertente esquerda, ocorre na cota aproximada de 300 m (Fig. 6).

Derrame B - tem uma espessura total de 44 m e constitui o leito e várzeas do rio. A zona de base, com espessura de cerca de 0,5 m, é formada de basalto pouco vesículo-amigdaloidal, com uma faixa inferior constituída por vesículas-cachimbo (pipe ve

FIGURA 6 — SEÇÃO GEOLÓGICA A-A', TRANSVERSAL AO RIO GRANDE (N 25° E) PELO EIXO DA BARRAGEM DE ÁGUA VERMELHA.

NOTAS: 1 - A SONDADEG EXISTENTE ENTRE A SRI-1 e SR-208 NAO CONSTA DESTA SEÇÃO POR TRATAR-SE DE FURO INCLINADO QUE SOFREU UMA SÉRIE DE DESVIOS.

2 - A SONDADEG SR-118, FOI EXECUTADA COM INCLINAÇÃO DE 30° COM A VERTICAL, RUMO N. NESTA SEÇÃO ESTÁ REBATIDA PARA A VERTICAL.

Esc. Horiz.
0 10 20 30 40 50(m)

LEGENDA

- SR, SRI SONDADEG ROTATIVAS.
- CONTACTO GEOLÓGICO.
- CONTACTO LITOLÓGICO.
- CONTACTO ENTRE DERRAMES BASÁLTICOS.
- LIMITE SUPOSTO DA ESTRUTURA CIRCULAR.
- ALUVIÃO.
- BASALTO COMPACTO.
- BASALTO VESÍCULO - AMIGDALOIDAL.
- BASALTO COMPACTO COM ALGUMAS VESÍCULAS E AMÍGDALAS.
- BRECHA BASÁLTICA ARENOSA.
- BRECHA BASÁLTICA AGLOMERÁTICA.
- BRECHA BASÁLTICA CALCÁRIA.
- BRECHA BASÁLTICA PIROCLÁSTICA.
- DIQUE CLÁSTICO.
- DIQUE DE BASALTO COMPACTO.

FIGURA 7 - SEÇÃO GEOLÓGICA BB' LONGITUDINAL AO RIO GRANDE (~N 55°E) E TRANSVERSAL AO EIXO DA BARRAGEM DE ÁGUA VERMELHA.

sicles). A parede superior do contato possui auréola da ordem de 5 cm de espessura de basalto vítreo alaranjado. A zona de núcleo constitui-se de três horizontes: o horizonte inferior tem de 2 a 3 m de espessura e é formado por basalto compacto cinza com pigmentação verde; o horizonte intermediário, constituído por basalto compacto, cinza, não alterado mineralogicamente, possui um diaclasamento colunar separando colunas da ordem de 50 cm de base; e por fim, um horizonte superior, de basalto cinza-azulado também não alterado mineralogicamente, onde o diaclasamento desenvolve colunas de 10 a 20 cm de base. As colunas do horizonte superior não mantêm uniformidade de atitudes, inclinando-se para rumos diversos (Fig. 8).

A zona de núcleo do derrame B é cortado por numerosas juntas-falhas (GUIDICINI, 1979) formando, por vezes, um entrelaçamento anastomosado (Fig. 9).

A zona de topo é constituída por basalto vesículo-amigdaloidal e por brecha basáltica arenosa.

O basalto vesículo-amigdaloidal tem cor castanho-avermelhada, com pigmentação esverdeada. As vesículas são parcial ou totalmente preenchidas por minerais secundários, como quartzo, calcidônia, calcita, zeólitas e minerais do grupo das montmorilonitas. Na várzea da margem direita e leito do rio a zona de topo foi quase toda erodida, restando apenas em algumas pequenas ilhas a montante da cachoeira e na vertente da margem esquerda.

A brecha basáltica arenosa, castanho-avermelhada, é formada por blocos de basalto vesículo-amigdaloidal e por vezes basalto compacto, sendo os fragmentos de basalto vesicular geralmente arredondados e com auréolas alaranjadas de oxidação ao ar, em mistura com material silto-arenoso de natureza sedimentar. As espessuras da brecha arenosa são pequenas e irregulares, da ordem de 0,2 a 0,5 m.

O contato entre os derrames B e C, na vertente esquerda, se dá na cota aproximada de 345 m (Fig. 7).

Derrames C a F - têm espessuras, na vertente esquerda, de respectivamente 17, 7, 10 e 7 m. A espessura do derrame F representa apenas a base remanescente de basalto compacto, pois que

Figura 8 - Basalto compacto do núcleo do derrame B, mostrando horizontes de coloração e diaclasamento distintos. O limite entre os dois horizontes é a base da primeira bancada. O horizonte superior é de cor cinza-azulada, com colunas de inclinações variadas. O horizonte inferior, cinza, com colunas maiores e dispostas na vertical.

Figura 9 - Juntas-falhas do núcleo do derrame B.

seu topo foi totalmente erodido. Os tipos litológicos desses quatro derrames bem como as respectivas espessuras não puderam ser definidos com segurança, devido ao avançado grau de intemperização das rochas na faixa investigada.

A base do derrame B tem um mergulho regional para SW de 8 m/km, e direção N 66°W. Nos estudos levados a efeito na área não foram notados quaisquer indícios de falhamentos. As diversas zonas intensamente fraturadas sub-horizontais, observadas principalmente no derrame B, são relacionadas às juntas-falhas de GUIDICINI (1979) e já referidas. Diaclasamento colunar é muito bem desenvolvido no derrame B aflorante na área, conforme já mencionado.

Descrição das estruturas circulares

As estruturas circulares são reconhecidas nos derrames basálticos A e B (Figs. 4, 6, 7, 10, 11 e 12). Receberam essa de nomeação durante os estudos levados a efeito para a implantação da barragem, em virtude de sua forma aproximadamente circular (ARAÚJO *et alii*, 1977; KANJI *et alii*, 1977; INFANTI e KANJI, 1978; BJÖRNBERG *et alii*, 1980). Foram identificadas 11 estruturas numa área de cerca de 6 km² (Fig. 4), através de fotografias aéreas, observações de superfície e sondagens. Para maior facilidade de descrição, as estruturas foram numeradas de 1 a 11 (Fig. 4). As melhores condições de observação foram encontradas nas estruturas 1, 2 e 3, situadas na área ensecada para a edificação da barragem e na de nº 6, localizada em cachoeira de braço do rio que teve sua vazão muito diminuída durante o desvio do rio. À exceção da estrutura 2, dispõe-se de informações de subsuperfície de todas as outras, por sondagem rotativa com amostragem contínua ou por amostragem de calha em poço tubular de abastecimento de água. As descrições que se seguem estão baseadas principalmente em observações nas estruturas 1, 2, 3, 4 e 6.

As estruturas têm formas variando de perfeitamente circulares a elípticas, com diâmetros de 80 a 340 m, conforme quadro abaixo:

FIGURA 10 - Fotografia aérea vertical da Cachoeira dos Índios. Aparecem bem nítidas as estruturas circulares 3 (E-3) e 4 (E-4).

FIGURA 11 - Vista aérea da área ensecada do rio Grande para a construção da barragem de Água Vermelha. Mostra as estruturas 1, 2, 3 e 4 (ver mapeamento geológico na Fig. 12, p.25). As letras a, b e c, indicam regiões mais profundas.

Figura 12 - Mapa geológico da área mostrada na fotografia da Figura 11.

Estrutura	Diâmetro aproximado (m)	Forma
1	340 (maior) 170 (menor)	Elíptica
2	80	Circular
3	250	Circular
4	150	Circular
5	150	Ligeiramente elíptica
6	100	Circular
7	100	Ligeiramente elíptica
8	120	Ligeiramente elíptica
9	150	Ligeiramente elíptica
10	100	Circular
11	-	Dimensões e forma não conhecidas, pois que foram identificadas por sondagens rotativas e perfilação elétrica. Têm, aparentemente, caráter linear.

Como características gerais, as estruturas circulares possuem:

- um preenchimento constituído por brechas piroclásticas e derrames basálticos, com dimensões e padrão estrutural diferentes daqueles exibidos pelas encaixantes;
- um contato brusco com as rochas encaixantes;
- diques anelares em sua volta, formados por basalto compacto reconhecidos pelo seu diaclasamento colunar muito bem desenvolvido, com colunas dispostas na horizontal;
- um sistema de fraturas anelares e radiais afetando as encaixantes;
- um sistema de diques anelares de materiais clásticos sedimentares ou de minerais de deposição secundária.

Os derrames basálticos do interior das estruturas circulares são constituídos de basaltos afaníticos, de cor castanho-avermelhada e possuem espessuras que variam de poucos centímetros (Figs. 13 e 14) a poucos metros, com uma média de 3 m. Os

Figura 13 - Lava em corda e borda de derrame. Superfície de derrame em lava em corda e, no canto superior direito da foto, borda de derrame de poucos centímetros de espessura (estrutura 3).

Figura 14 - Mergulho de derrames. Derrames da ordem de 40cm de espessura mergulhando para a esquerda da foto. Notar vestículas-cachimbo na base (estrutura 6).

derrames são descontínuos e frequentemente se acunham e terminam de maneira brusca. Têm atitude sub-horizontal (Fig. 15), mas localmente podem apresentar ondulações, mergulhos acentuados (Figs. 14 e 16) ou serem cortados por diques de basalto que não afetam todo o pacote, mas apenas alguns derrames (Figs. 17 e 18). O topo dos derrames apresentam estruturas tais como lava em corda (Figs. 13 e 19) e superfície filamentosa (Fig. 20). Nos topos desses derrames não foram encontrados indícios de intemperização, acumulações de brechas, nem qualquer outro tipo de depósito interderrame. O contato entre os derrames é de modo geral soldado, com um certo conjunto de derrames formando um monolito (Figs. 21 e 22). Entretanto, com a intemperização da rocha e alívio de pressão devido à erosão, ocorre o descolamento dos derrames, formando fendas no contato e na laminação de fluxo que comumente aparecem na base de derrames de lava (Fig. 23).

De um modo geral, devido à sua pequena espessura, quase todos os derrames das estruturas são compostos por basalto vesículo-amigdaloidal, faltando o basalto compacto. A quantidade de vesículas aumenta para o topo. A individualização de cada derrame é quase sempre muito fácil, devido a uma descontinuidade muito evidente entre eles. Além disso, a base é bem marcada por vesículas-cachimbo e o topo por uma zona muito vesicular (Figs. 15, 21 e 22). Entretanto, em certas áreas onde os derrames são mais espessos, eles podem constituir-se quase que totalmente de basalto pouco vesicular e mesmo, mais raramente, de basalto compacto, casos em que o contato é marcado apenas por um alinhamento de vesículas-cachimbo (Fig. 24).

A estrutura 3 foi cortada pelo canal mais profundo do rio, próximo ao limite de sua porção norte, na direção aproximada E-W. No restante da zona de limite dessa estrutura ocorre um canal marginal anelar, no qual existem 3 regiões mais profundas, de forma circular a aproximadamente circular, designadas pelas letras a, b, c, (Fig. 11). A depressão b possui profundidade de cerca de 26 m, considerando a região plana situada a este. A

Figura 15 - Vista parcial da estrutura 3. Mostra superfícies que indicam contatos de derrames. A atitude geral é sub-horizontal. Ao fundo, trecho da ensecadeira.

Figura 16 - Ondulações e mergulho de derrames. As superfícies sub-horizontais são topos de derrames, que mergulham para a direita da foto (estrutura 1).

Figura 17 - Dique de basalto compacto cortando derrames da estrutura 3.

Figura 18 - Dique de basalto pouco vesicular cortando derrame da estrutura 3. As vesículas do dique estão distribuídas particularmente nas suas bordas.

Figura 19 - Lava em corda em superfície de derrame da estrutura 6.

Figura 20 - Superfície filamentosa em derrame da estrutura 3.

FIGURA 21 - Empilhamento de derrames com contacto soldado. O contato é assinalado pela concentração de vesículas nas zonas de topo e base dos derrames (estrutura 3).

FIGURA 22 - Contato de derrames soldado (sulco indicado pela lapiseira). Detalhe da foto da Fig. 21. Notar vesículas numerosas e de pequenas dimensões no topo do derrame inferior e vesículas maiores e em menor número, na base do derrame superior (estrutura 3).

FIGURA 23 - Abertura das fendas de contato e de laminação de base de derrames (estrutura 1).

FIGURA 24 - Vesículas-cachimbo marcando o contato entre derrames, em basalto compacto com algumas vesículas e amígdalas (estrutura 1).

Fig. 25 é uma seção geológica esquemática NW por essa depressão, mostrando o empilhamento de derrames de pequena espessura, do preenchimento da estrutura, e o basalto compacto exterior, do derrame B. Na parte inferior da parede interna ocorre um afloramento de pequena área de brecha basáltica piroclástica. O fundo da depressão é formado por um basalto compacto cinza, de forte pigmentação verde, no qual existe uma quantidade muito grande de agrupamentos de amígdalas, formando conjuntos em forma de fusos de seção transversal circular ou elíptica (Fig. 26). As extremidades dos fusos estão dispostas na vertical. O preenchimento das amígdalas é constituído por zeólitas, quartzo e calcedônia.

Basalto compacto com forte pigmentação verde com conjuntos fusiformes de amígdalas ocorre também no canal da borda norte da estrutura 3. Conjuntos fusiformes de amígdalas sô foram observados nesses dois locais.

FIGURA 25 - Seção geológica esquemática N30°W pela depressão b da estrutura 3.

FIGURA 26 - Conjunto fusiforme de vesículas em basalto compacto cinza, de forte pigmentação verde (estrutura 3).

As brechas existentes nos condutos são as brechas basálticas aglomeráticas e piroclásticas, predominando as últimas. As brechas basálticas aglomeráticas têm características semelhantes às existentes no topo do derrame A e são de granulometria grossa.

As brechas basálticas piroclásticas são também grossas, formadas por blocos predominantemente maiores de 64 mm, com concentrações localizadas de fragmentos com dimensões menores, constituindo lapilli (Figs. 27 e 28). No global a granulometria é grossa.

Não foram encontradas bombas vulcânicas, nem indícios de estratificação nas brechas e nem acumulações, mesmo localizadas, de fragmentos classificáveis como cinzas vulcânicas.

FIGURA 27 - Brecha basáltica piroclástica de granulção grossa.

Exame microscópico de seções delgadas de trechos de brecha de granulometria mais fina mostra que os fragmentos constituintes dessas brechas têm predominantemente tamanhos maiores que 2 mm. Não são raros ejetos menores de 2 mm, constituindo cinzas vulcânicas (FISHER, 1961; MACDONALD, 1972), mas seriam volumetricamente pouco representativos.

Todos os fragmentos, blocos ou lapilli, são de natureza basáltica, tendo sido observadas diversas variedades de basaltos: intergranulares, intersertais, porfiríticos, vitrófiros e taquiliticos, ora mais ora menos vesiculares, brechóides (Fig. 29), palagonitizados ou não e com variados graus de pigmentação por óxidos de ferro.

FIGURA 28 - Brecha basáltica piroclástica de granulação lapílica.

A grande maioria dos fragmentos pode ser classificada como acessórios, por aparentar rochas vulcânicas arrancadas das paredes de um conduto ou cratera. Uma pequena porcentagem de ejetos magmáticos talvez se constituísse de material juvenil ou essencial, especialmente fragmentos quase totalmente vitreos (agora palagonitizados). Não se detectaram lascas provenientes do embasamento subvulcânico (fragmentos acidentais).

Blocos maiores, especialmente os mais compactos ou menos vesículo-amigdaloidais, tendem a se arredondar, notando-se, porém, superfícies muito irregulares ao microscópio. Fragmentos menores, com preferência para os de basalto vitreo ou mais vesiculares são angulosos como "glass-shards" (lascas ou esquímulas).

FIGURA 29 - Fotomicrografia de seção delgada de brecha basáltica piroclástica. Diferentes tipos de fragmentos de basalto, angulosos, cimentados por calcita (1) e analcima (2). À esquerda da foto, grande fragmento de brecha basáltica. Nicóis paralelos.

de vidro) ou com contornos reentrantes arredondados (Fig. 30).

Alguma areia muito fina e silte clástico impuro infiltraram-se e depositaram-se entre os fragmentos basálticos e sobre os mesmos, envolvendo-os como um cobertor. Parte desse material também conseguiu penetrar para dentro dos fragmentos, depositando-se gravitacionalmente na base de vesículas ou preenchendo canais de interligações. Presumivelmente em épocas posteriores, houve penetração e deposição de massa argilosa finíssima que forma, na amostra microscópica, nódos vermelho-chocolate, frequentemente bastante duros. Supõe-se, por sua dureza, que sejam misturas de argila ferruginosa e sílica criptocristalina. Também recobrem fragmentos basálticos, cimenta grumos de areia e silte de deposição anterior e penetram facilmente os blocos basálticos até vesículas internas, onde se precipitam gravitacionalmente.

FIGURA 30 - Fotomicrografia de seção delgada de brecha basáltica piroclástica: (1) fragmento de vidro basáltico palagonitizado; (2) fragmento de rocha basáltica encaixante; (3) cimento zeolítico. Nicóis paralelos.

As brechas basálticas piroclásticas, de um modo geral, só foram encontradas em sondagens e escavações. Na área ensecada do rio apareceram apenas dois pequenos afloramentos na estrutura 3 (Figs. 12, 25 e 31).

O contato dos materiais de preenchimento com as encaixantes é brusco (Figs. 32, 33 e 34) e pôde ser estudado apenas nas estruturas 1 e 3. Da estrutura 2 só pôde ser visto o dique anelar de basalto compacto, pois que sua parte interna foi muito erodida, tendo sido entulhada logo no início da obra, sem ter sido completamente ensecada. A estrutura 4 só foi observada antes da fase construtiva da barragem, por ocasião de rio excepcionalmente baixo, tendo sido recoberta pela ensecadeira. A estrutura 6 está profundamente erodida, com os remanescentes de suas partes internas quase totalmente submersos ou recobertos por aluviões (Figs. 14 e 19). As demais estruturas estão encobertas por aluviões, permitindo poucas observações, como, por

FIGURA 31 - Brecha basáltica piroclástica de granulção lapílica da estrutura 3, aflorante no leito do rio.

FIGURA 32 - Contato brusco na borda leste da estrutura 3. A base do talude à direita do canal de primeiro plano é formada por materiais de preenchimento da estrutura, em contato com basalto compacto do derrame B. No restante do talude aparecem extremidades de colunas horizontais de dique de basalto compacto da borda da estrutura.

FIGURA 33 - Contato brusco na borda sudeste da estrutura 3. No
tar basalto vesicular dos derrames do interior da estrutura em
contato com basalto compacto do derrame B, externo à estrutura.

FIGURA 34 - Contato brusco na borda leste da estrutura 1. A se-
ta, à esquerda da foto, indica fratura inclinada de contato. Pa-
ra a direita da fratura, basaltos do interior da estrutura; pa-
ra a esquerda, basalto compacto externo, do derrame B.

FIGURA 35 - Dique anelar de basalto compacto, com diaclasamento colunar (estrutura 1).

exemplo, parte do dique anelar de basalto compacto colunar da estrutura 5.

À cerca de 2 a 3 metros do contato, e cortando as encaixantes, ocorre um dique anelar de basalto compacto, com espessura variando de 2 a 3 m, bem marcado no campo, devido ao seu diaclasamento colunar muito bem desenvolvido, com colunas dispostas na horizontal (Figs. 35 a 41). Os diques das estruturas 2, 3, 5 e 6 são de basalto compacto cinza; e o da estrutura 1 é de basalto compacto cinza-azulado e basalto pouco vesicular, com pigmentação verde. Em certos trechos do dique anelar da estrutura 1 ocorrem blocos irregulares de basalto compacto cinza-azulado englôbados por basalto pouco vesicular com pigmentação verde (Fig. 41).

Na periferia das estruturas as encaixantes são cortadas por um sistema de fraturas anelares e radiais, por vezes com diques de basalto compacto de 2 a 5 cm de espessura. As fraturas radiais têm comprimento de dezenas de metros. Algumas dessas fraturas estão assinaladas no mapa geológico da Fig. 4.

FIGURA 36 - Dique anelar de basalto compacto colunar da estr
tura 2 (esquerda da foto).

FIGURA 37 - Diaclasamento colunar horizontal em basalto com
pacto de dique anelar da estrutura 3.

FIGURA 38 - Remanescentes de colunas horizontais em basalto compacto de dique anelar da estrutura 3.

FIGURA 39 - Colunas horizontais de dique anelar em basalto compacto (estrutura 6).

FIGURA 40 - Colunas horizontais bem formadas em dique anelar de basalto compacto da estrutura 6.

FIGURA 41 - Blocos de basalto colunar cinza-azulado imersos em basalto pouco vesicular de pigmentação verde em dique da estrutura 1.

Próximo da borda sudoeste da estrutura 1 e da borda norte da estrutura 3, ocorre uma área na qual os derrames internos à estrutura são cortados por diques anelares de material sedimentar clástico ou químico. Os materiais sedimentares clásticos são constituídos por arenitos e siltito (Fig. 42), por vezes em mistura com fragmentos basálticos angulares (Fig. 43). Alguns diques são de quartzo (Fig. 44).

Os diques sedimentares são resistentes à erosão das águas do rio e formam cristas. As cristas existentes na borda norte da estrutura 3 estão muito bem visíveis na fotografia da Fig. 11. As cristas da borda sudoeste da estrutura 1 também se destacam no terreno, mas estão submersas na lagoa que aparece na foto da Fig. 11.

FIGURA 42 - Dique de arenito da borda norte da estrutura 3.

FIGURA 43 - Dique de material cataclasado da borda norte da estrutura 3.

FIGURA 44 - Dique anelar de quartzo da estrutura 4.

As informações obtidas por sondagens e assinaladas nas seções geológicas das Figs. 6 e 7 mostram um empilhamento de derrames basálticos associados a bolsões de brechas basálticas aglomerática e piroclástica. Esse padrão está presente no interior de todas as estruturas circulares investigadas, contrastando com o padrão regular dos derrames encaixantes. Esse padrão estrutural das rochas de preenchimento das estruturas está presente até as profundidades máximas investigadas (cota aproximada de 270 m). As amostras de sondagens mostram que nas proximidades da cota de 275 m ocorre basalto vesicular que passa gradualmente para basalto pouco vesicular e daí a basalto compacto. Também o fraturamento diminui de intensidade até desaparecer.

Não foi observada qualquer feição indicativa de afundamento em nenhuma das estruturas examinadas.

A estrutura 11 está recoberta por coluviões e antigos terraços aluvionares, tendo sido investigada por sondagens rotativas e perfilagem elétrica. Os testemunhos recuperados em sondagens rotativas são de tipos de rochas análogos aos existentes nas outras estruturas e com estruturação estratigráfica semelhante. Entretanto, essas rochas estão intensamente intemperizadas até profundidades da ordem de 90 m, muito abaixo da cota de base do derrame B e possivelmente do derrame A. As perfilagens elétricas mostraram que as maiores profundidades de intemperização ocorrem numa zona linear com direção aproximada, no trecho estudado, de $N70^{\circ}E$. A zona linear de intemperização profunda não foi completamente delimitada, tendo sido estudada apenas num trecho de cerca de 800 m, de interesse da barragem, e continua, não se sabe até onde, para NE e para SW (Fig. 4).

CARACTERÍSTICAS E GÊNESE DE ESTRUTURA DE TIPO CRATERA ANELAR (RING-CRATER), "MAAR", TUFO ANELAR (TUFF-RING), CONE DE TUFOS (TUFF-CONE) E DIATREMA

Crateras vulcânicas de forma e dimensões semelhantes às existentes em Água Vermelha são classificáveis entre os seguintes tipos de estruturas: crateras anelares, maars, tufos anelares, cones de tufos e diatremas.

Crateras anelares (ring-craters) explosivas (HOLMES, 1965) são expressões superficiais de orifícios da crosta, pelos quais houve escape de gases e vapores, transportando piroclastos de tamanhos variados. Os ejetos depositados no fundo da cratera e em suas bordas são constituídos mais abundantemente de fragmentos do substrato rochoso (vulcânico ou não) mais antigo do que de material vulcânico fresco. São crateras geralmente pequenas, com paredes que se afunilam para baixo e os piroclastos são formados por uma grande proporção de material angular grosso.

O termo "maar" originalmente designava pequenos lagos estabelecidos em crateras vulcânicas da região de Eifel, Alemanha. Às vezes, em linguagem local, somente as crateras cheias de água eram chamadas de maars (J. FRECHEN 1959, *apud* OLLIER, 1967). Com o tempo o termo passou a ser usado também para crateras sem lagos.

Até os anos 50 a palavra maar era pouco usada. A partir do fim da década de 50, em decorrência do programa lunar americano, todas as depressões em forma de cratera na superfície da terra despertaram grande interesse e tornaram-se objeto de estudos intensivos, passando o termo maar a ser frequentemente empregado na literatura geológica e vulcanológica. Como termo técnico a palavra maar tem significado um tanto vago, sendo empregada para indicar a forma e a gênese da cratera, bem como as características dos materiais dela ejutados. Maar é chamado de cratera anelar (crater-ring) por HOLMES, (1965).

Definição de maar, tufo anelar e cone de tufos é assunto controverso, tendo sido discutido, entre outros, por HAMILTON e MYERS (1962), REEVES e DE HON (1965), OLLIER (1967, 1974), FISHER e WATERS (1969, 1970), WATERS e FISHER (1970, 1971), LO

RENZ (1970, 1971, 1973) e HEIKEN (1971). São consideradas as seguintes definições;

- "Um maar é uma grande cratera vulcânica talhada no substrato rochoso, com uma auréola (rim) baixa, composta de detritos piroclásticos. Subjacente à cratera ocorre um diatrema correspondentemente grande. Forma-se um maar quando o magma ascendente entra em contato com água subterrânea ou água de origem superficial a uma certa profundidade abaixo da superfície do terreno" (LORENZ, 1973).
- "Um tufo anelar (tuff-ring) é uma grande cratera vulcânica, acima da superfície geral do terreno, circundada por um depósito de forma anelar (ring-like rim) de tufo ou tufo lapílico e tem tamanho semelhante aos maars" (LORENZ, 1973). Estruturas com características de maars são denominadas de tufo anelar por SINGLETON e JOYCE (1969).
- "Os cones de tufos (tuff-cones) diferem dos tufos anelares somente no fato de que o volume da cratera é menor relativamente ao volume dos ejetos circundantes, os quais geralmente formam um cone maior do que o comumente existente nos tufos anelares" (WOMER *et alii*, 1980);
- "Um diatrema é um conduto vulcânico em forma de chaminé, preenchido por detritos piroclásticos (tufo ou tufo lapílico) e blocos das paredes rochosas" (LORENZ, 1973).

Trabalhos contendo discussões mais detalhadas sobre a caracterização e origem dos maars foram publicados entre outros, por HOLMES (1965), tratando dos processos vulcanológicos em geral; WATERS e FISHER (1970), estudando maars do oeste da América do Norte; OLLIER (1967, 1974), com observações feitas na Austrália e Alemanha; e LORENZ (1973), com investigações efetuadas em maars da Alemanha e Maciço Central da França.

Nas definições propostas, e em toda a discussão constante da literatura citada, a distinção entre maar, tufo anelar e cone de tufo é feita a partir das características petrográficas, granulométricas e estruturais dos seus depósitos piroclásticos e da geomorfologia da cratera. No maar a cratera está abaixo da

superfície geral do terreno, enquanto que no tufo anelar e cone de tufo a cratera está acima. Por outro lado, um trecho importante da cratera do maar, denominado diatrema, é preenchido por detritos piroclásticos. No cone de tufo o volume da cratera é menor relativamente aos ejetos circundantes, enquanto que no tufo anelar a cratera tem maior expressão do que os ejetos.

A seguir são feitas algumas considerações sobre as características dos maars.

Formas e dimensões

A maioria dos maars são aproximadamente circulares, predominando as formas afuniladas e de fundo chato. As crateras têm comumente diâmetros menores que 1 km, distinguindo-se das caldeiras, que têm normalmente 5 km ou mais de diâmetro. As profundidades das crateras podem chegar a mais de 200 m abaixo da superfície geral do terreno (OLLIER, 1974). Os depósitos aureolares são caracteristicamente baixos, com declividade suave para fora da cratera. São constituídos geralmente por leitos muito delgados, formando coberturas contínuas que se irradiam da cratera, no que diferem dos cones vulcânicos, cujos depósitos têm forma de línguas (WATERS e FISHER, 1970). As camadas constituintes das auréolas podem ter mergulhos tanto para fora como para dentro da cratera. As auréolas podem ser marcadamente assimétricas, em decorrência da ação de ventos predominantes por ocasião das erupções (SINGLETON e JOYCE, 1969; BAUDRY e CAMUS, 1970).

De início, admitia-se que as crateras dos maars fossem de natureza construtiva, sem componentes de colapso. Entretanto, estudos mais detalhados mostraram que a maioria dos maars possuem estruturas de colapso (OLLIER, 1967; LORENZ, 1973), tornando-se necessária uma distinção entre caldeiras e maars. OLLIER (1967) propõe as seguintes diferenciações: as caldeiras são crateras grandes, devidas a colapso de grande escala; os maars são menores e de feições predominantemente construtivas, em que o colapso desempenha apenas um pequeno papel.

Feições estruturais das auréolas de maars

Depósitos piroclásticos aureolares formam-se a partir de três mecanismos: precipitação pelo ar (air-fall); derrames piroclásticos (pyroclastic flow) e ondas de base (base surge, pyroclastic surge). Têm as seguintes características:

- a) depósitos de precipitação pelo ar (air-fall deposits): são depósitos formados por materiais arremessados ao ar por explosões. Formam leitos geralmente delgados, recobrando as irregularidades da superfície subjacente com espessuras aproximadamente uniformes; com presença de curvatura ou afundamento de camadas (bedding sag) por impacto de blocos; inexistência de estratificação cruzada; seleção moderada a boa e presença de gradação normal e inversa (WATERS e FISHER, 1970; HEIKEN, 1971; MACDONALD, 1972);
- b) derrame piroclástico (pyroclastic flow): forma-se a partir de derrame constituído por material fragmentário em emulsão gasosa. São depósitos espessos, mal selecionados e tipicamente mal estratificados (WALKER, 1971; SPARKS e WALKER, 1973; SPARKS *et alii*, 1973; SPARKS, 1976);
- c) onda de base (base surge): "É uma nuvem basal de forma anelar, que se afasta radialmente para fora da base de uma coluna vertical de explosão, como uma corrente de densidade. Transporta cinzas, lama, lapilli e blocos com grande velocidade, e comumente corta com jatos de areia e derruba árvores e casas; reveste o lado atingido com lama e deposita ejetos a distâncias além dos limites de arremesso por explosão" (MOORE, 1967).

Os depósitos de ondas de base têm camadas com espessuras não uniformes sobre irregularidades da superfície subjacente; canais de erosão; ausência de estruturas de curvatura ou afundamento de camadas subjacentes a blocos; estratificação cruzada de baixo ângulo; passagem gradual e contínua de leitos planos para antidunas, sem mudança perceptível de espessura; e acamamento com gradação inversa (MOORE, 1967; WATERS e FISHER, 1971; HEIKEN, 1971;

LORENZ, 1973; SPARKS e WALKER, 1973; SCHMINCKE *et alii*, 1973; SHERIDAN e UPDIKE, 1975; WOHLLETZ e SHERIDAN, 1979).

Os depósitos aureolares dos maars são formados a partir de precipitação pelo ar e de ondas de base, pois que geralmente são bem estratificados, com leitos variando de poucos milímetros a 1 m, sendo mais comuns espessuras de 15 a 40 cm. Leitos uniformes, de material bem selecionado, intercalam-se frequentemente a leitos de mistura heterogênea de cinzas, lapilli, escórias e fragmentos grossos ocasionais, indicando a existência de pulsos dentro de uma erupção maior e atuação simultânea de dois mecanismos de deposição (NAKAMURA e KRAEMER, 1970; WATERS e FISHER, 1970; LORENZ, 1973; OLLIER, 1974).

Estudos conduzidos por vários autores levaram à conclusão de que análises de distribuição granulométrica podem identificar o mecanismo de deposição dos piroclastos (SHERIDAN 1971; WALKER, 1971; SCHMINCKE *et alii*, 1973; CROWE e FISHER, 1973; LIRER *et alii*, 1973; SPARKS, 1975; SHERIDAN e UPDIKE, 1975; DAVIES *et alii*, 1978; ROWLEY, 1978; WOHLLETZ e SHERIDAN, 1979).

As camadas das auréolas apresentam características de deposição rápida, sem pausa para intemperização, erosão ou formação de solo (OLLIER, 1974).

Derrames basálticos estão frequentemente associados aos maars, por vezes formando derrames basais, derrames de estágios finais e lagos de lava (SINGLETON e JOYCE, 1969; OLLIER, 1974). Podem formar-se depósitos basais subaquáticos e diques de basaltos, com ausência de derrames (WATERS e FISHER, 1970).

Tipos de materiais das auréolas de maars

As erupções de maars produzem uma variedade muito grande de detritos, incluindo componentes ígneos e fragmentos das encaxantes. Os componentes ígneos têm dimensões variando de cinzas a blocos de várias toneladas, mas a granulometria lapilli parece predominar (OLLIER, 1974). Lapilli de adição (accretionary lapilli, armored lapilli), sideromelana granular ou seus produtos

palagoníticos de decomposição, são componentes extremamente abundantes nos materiais juvenis (REEVES e DE HON, 1965; BAUDRY e CAMUS, 1970; WATERS e FISHER, 1970; WOMER *et alii*, 1980).

As auréolas dos maars caracteristicamente contêm uma grande quantidade de detritos provenientes das encaixantes (SINGLETON e JOYCE, 1969; HEIKEN, 1971) podendo atingir 50% ou mais dos depósitos (WATERS e FISHER, 1970) ou mesmo 60-80% ou mais (LORENZ, 1973). Os fragmentos das encaixantes podem ter dimensões variando de rocha finamente dividida até blocos grandes (OLLIER, 1974).

Nos maars de Victoria, Austrália, a maioria dos blocos das encaixantes é arredondada e mesmo os menores, de poucos centímetros de diâmetro, têm alta esfericidade (OLLIER, 1974). Alguns blocos apresentam-se picotados por impactos de fragmentos ou com incrustações de lapili, evidenciando terem sido bombardeados por partículas rochosas durante a erupção (OLLIER, op. cit.).

Ambiente geológico

Os maars são frequentemente associados a magma basáltico (REEVES e DE HON, 1965; SINGLETON e JOYCE, 1969; WATERS e FISHER, 1970; GUTMAN, 1976; WOMER *et alii*, 1980). Segundo LORENZ (1973), o componente juvenil é extremamente variado, existindo maars associados a basaltos alcalinos, carbonatitos e mesmo a rochas intermediárias e ácidas. RITTMANN (1963) relaciona os maars a magmas ácidos, viscosos.

Segundo OLLIER (1974) os maars são encontrados geralmente em províncias de vulcanicidade de larga distribuição em área, onde existem muitos vulcões separados, nenhum dos quais de grandes dimensões. Para OLLIER (op. cit.) tal província consiste frequentemente de um plano pontilhado de vulcões, sendo o plano um sítio adequado para a acumulação de grande quantidade de água.

Hipóteses de formação

Os mecanismos de formação dos maars são ainda motivo de

controvérsias, admitindo-se origem explosiva e não explosiva. Deve-se mencionar que erupções de tipo maar são extremamente raras, tendo sido observadas nos tempos históricos somente duas; a de Nilahue, no Chile (MÜLLER e VEYL, 1956) e a de Surtur II, Surtsey, Islândia (S. THORARINSSON, 1967, *apud* LORENZ, 1973). A última foi complicada pela presença de água marinha, não sendo considerada como maar por muitos autores.

Origem explosiva

Para OLLIER (1974) o mecanismo mais simples para a formação de maars é a conversão rápida de água subterrânea em vapor, por lavas em ascensão, seguida de explosão de grande violência. Para os maars onde os depósitos piroclásticos não apresentam acamamento esse mecanismo é viável. Entretanto, segundo aquele autor, na maioria dos casos as estruturas preservadas dos depósititos aureolares indicam não uma grande explosão, mas sim um período explosivo principal dividido em muitos pulsos, cada um produzindo uma camada distinta de piroclastos. Então, para gerar os pulsos periódicos gravados nas camadas dos piroclastos seria necessário um mecanismo semelhante ao proposto para o gêiseres.

OLLIER (1974) observa que em muitas regiões os maars ocorrem em áreas com abundante água subterrânea, tais como, proximidades do nível do mar, sobre terraços aluvionares de rios contendo cascalhos, etc., enquanto que em sítios próximos com pouca ou nenhuma água subterrânea as erupções são de tipo efusivo, com formação de cones de escórias. Salienta entretanto, que a região de Eifel aparentemente não é favorável a erupções freáticas e não obstante é a área-tipo dessas estruturas.

WATERS e FISHER (1970) destacam a importância da interação magma/água na formação dos maars norte-americanos, salientando que quase todos os maars estudados parecem ter sido formados a partir de fortes erupções de vapor freático, resultantes da interação de magma em ascensão com lagos rasos, pântanos em planícies de inundação ou aquíferos potentes. Para essa conclusão, baseiam-se principalmente na presença de abundantes quantidades de fragmentos granulares de sideromelana ou seus produtos pala

goníticos de alteração nos detritos piroclásticos.

LORENZ (1973), partindo da observação de que, de 30 maars de Eifel, 29 estão localizados em fundos de antigos vales de rios, e de que, de 29 maars do Maciço Central da França, 19 também estão localizados em antigos vales, conclui que o papel da água é de importância fundamental na formação dos maars.

Conversão de basalto líquido a sideromelana granular requer taxas de resfriamento extremamente rápidas para conservar o óxido de ferro em suspensão (MACDONALD, 1972). Sideromelana granular e seus produtos palagoníticos de alteração são considerados como indicativos de erupções freatomagmáticas por muitos autores, entre os quais, WATERS e FISHER (1970); BAUDRY e CAMUS, (1970); HEIKEN (1971), WALKER e CROASDALE (1971); e MACDONALD (1972). Além da presença de sideromelana granular, várias outras feições são consideradas como indicativas de erupções freatomagmáticas, tais como:

- vidro não vesicular (HEIKEN, 1971);
- fragmentos com vesículas no geral pequenas e esféricas (HEIKEN, 1971; WALKER e CROASDALE, 1971; MACDONALD, 1972);
- fragmentos de forma maciça, com bordas ligeiramente curvas ou retilíneas, formados a partir da contração e despedaçamento do vidro durante o resfriamento ultra-rápido do magma por grande quantidade de água (WALKER e CROASDALE, 1971; HEIKEN, 1971; LORENZ, 1973);
- presença de estruturas de afundamento (bedding sag) em leitos subjacentes a blocos (LORENZ, 1970, 1973; WALKER e CROASDALE, 1971; WATERS e FISHER, 1971);
- presença de lapili de adição (accretionary lapilli, armored lapilli) (MOORE e PECK, 1962; WALKER e CROASDALE, 1971).

Materiais piroclásticos formados por erupções em que não há interação magma/água, característicos de cones de cinzas, apresentam as seguintes feições:

- vesículas maiores do que as presentes nos detritos freatomagmáticos, deformadas e fraturadas (HEIKEN, 1971; WALKER e

CROASDALE, 1971; MACDONALD, 1972);

- os detritos são compostos por fragmentos cuja forma é controlada por tensão superficial e não por processos de fraturas (MACDONALD, 1972), com formas variando de esféricas (lágrimas de Pele) aciculares, curvas e filamentosas (cabelos de Pele) (WALKER e CROASDALE, 1971).

LORENZ (1973) propõe um mecanismo semelhante aos dos gêis para a formação dos maars, em que a água subterrânea penetra em fissuras recém-formadas e entra em contato com o magma em ascensão, aquecendo-se a volume essencialmente constante até que se transforma subitamente em vapor, o qual sobe rapidamente para a superfície, transportando fragmentos de rochas juvenis e detritos das encaixantes. Ao final da erupção a pressão no interior da fissura decresce, podendo tornar-se eventualmente menor do que a pressão litostática circundante, provocando o lascamento das paredes rochosas. A repetição desse processo provoca o alargamento da fissura, com formação de uma câmara de erupção, na qual as pressões são intermitentemente altas e baixas, em relação à coluna d'água e paredes rochosas circundantes. A uma diferença crítica de pressão, e de determinado tamanho e forma da câmara de erupção, as paredes rochosas superiores tornam-se instáveis, formando uma fratura anelar, com subsidência do teto da câmara. A subsidência leva ao fechamento da câmara de erupção. Com a subsidência há desmoronamento dos depósitos aureolares, com o que a cratera pode atingir diâmetros de 1,5 a 2 vezes o diâmetro da fratura anelar.

Segundo LORENZ (op. cit.), o processo pode levar tanto à formação de maars como de tufos anelares. Forma-se um tufo anelar quando o contato magma/água se dá a profundidades muito pequenas, de maneira que o efeito de lascamento é pequeno e somente uma parte comparativamente pequena das paredes rochosas participa das erupções. A subsidência ao longo de uma fratura anelar pode ocorrer, mas a fratura terá diâmetro relativamente pequeno e os deslocamentos são de menor importância. A Fig. 45 esquematiza vulcões de tipo maar e de tufo anelar.

FIGURA 45 - Seção esquemática por maar e tufo anelar (Segun do LORENZ, 1973, p.198, Fig. 6).

Para explicar os derrames basálticos associados aos depósitos piroclásticos dos maars australianos, SINGLETON e JOYCE (1969) propõem hipótese de formação em três estádios, que é resumida a seguir.

Estádio 1: o conduto inicial é aberto e a lava é expelida. A água subterrânea não é capaz de penetrar no conduto, devido a pressão do magma ultrapassar a pressão da água.

Estádio 2: a lava retrocede para dentro do conduto e a água subterrânea entra. Há geração de vapor que escapa pelos condutos e pelos sedimentos circundantes. As erupções de vapor alargam progressivamente o conduto.

Estádio 3: por aumento de atividade magmática, a coluna de lava torna a subir, fechando a entrada da água subterrânea, com atividade piroclástica normal emitindo escória. A Fig. 46 esquematiza a hipótese proposta.

Origem não explosiva

Formação a partir das crateras de fluidização de HOLMES (1965). São crateras amplas, podendo atingir até 3 km, rasas, com fundo quase plano e aureolas baixas, com declividade suave para fora. A maior parte dos materiais piroclásticos tem granu

FIGURA 46 - Representação esquemática, sem escala, da evolução de maars (Segundo SINGLETON e JOYCE, 1969, p.152, Fig.4).

lometria extremamente fina, inclusive as camadas basais, com os fragmentos maiores tão bem arredondados que são muitas vezes descritos erroneamente como bombas. Materiais juvenis são representados por lapilli de granulação fina, de forma aproximadamente esférica, uniformemente misturados com os detritos das encaixantes. Segundo HOLMES (op. cit.), tais características de crateras e materiais sã podem ser produzidas pelo processo de fluidização, não se conhecendo nenhum outro processo capaz de dar-lhes origem.

Uma mistura de partículas sólidas suspensas num gás turbulento pode comportar-se em muitos casos como um líquido e é um processo utilizado na fluidização industrial para o transporte de cimento e pó de carvão por tubulação. Para HOLMES (op. cit.) a energia liberada em profundidade não é capaz de arremessar fragmentos rochosos como numa explosão de pedreira, mas pode originar ondas de pressão que despedaçam as rochas adjacentes, através da penetração em fendas diminutas e distensão delas em todas as direções, alargando os canais. Próximo à superfície o caminho de passagem tende a tomar a forma cilíndrica, pela menor pressão lateral que possibilita a expansão dos gases. HOLMES (op. cit.) não preconiza uma grande explosão, com a fluidização tomando parte apenas na abertura da cratera, mas considera o sistema como um lago permanentemente ativo, atuando a mistura fluidizada de forma semelhante a um lago de lava. Explosões ocasionais expeliriam material já bem arredondado pelos efeitos da fluidização.

ASPECTOS GENÉTICOS E EVOLUTIVOS DAS ESTRUTURAS CIRCULARES DE ÁGUA VERMELHA

A análise dos dados coletados possibilita algumas considerações sobre a gênese e evolução das estruturas circulares de Água Vermelha.

A existência de cratera, que foi entulhada pela atividade de um lago de lavas que nela se estabeleceu, é indicada pelo padrão de jazimento e características das brechas e derrames basálticos de preenchimento das estruturas, tais como:

- as evidências de campo, de que a cratera corta todo o derrame B (Figs. 6 e 7);
- as paredes da cratera estabelecidas em basalto de tipo compacto do derrame B, sinal de que esse derrame já deveria estar totalmente cristalizado quando da formação da cratera, não tendo contribuído com material fundido para o seu preenchimento (Figs. 33 e 34);
- o contato brusco dos materiais de preenchimento com o derrame B, no qual a estrutura está encravada, e a pequena área de ocorrência desses materiais (Figs. 4, 32, 33 e 34);
- as feições superficiais dos derrames de preenchimento, tais como superfície filamentosa e lava em corda, comprovando formação em ambiente subaéreo (Figs. 13, 19 e 20);
- a pequena espessura dos derrames de preenchimento, seus contatos soldados, suas desuniformidades em espessura e atitude, sua constituição litológica predominante de basalto vesicular injetado por muitos diques delgados e irregulares do próprio basalto, sua extensão limitada e, principalmente, sua área de ocorrência restrita exclusivamente ao interior das estruturas, são indícios de formação a partir de atividade de um lago de lavas, que se desenvolveu na cratera e que foi alimentado por corridas de lavas de pequeno volume, intermitentes e sucessivas (Figs. 13, 15, 16 e 22);
- a inexistência de intemperização ou de materiais sedimentares

entre os derrames de preenchimento e a presença de contatos soldados entre eles, por vezes pouco perceptíveis e até obliterados, como o que aparece na Fig. 24, denotam pequeno intervalo de tempo entre as erupções da lava e fluxo de calor intenso na área.

Uma origem explosiva para a formação da cratera tem suporte nas observações seguintes, baseadas particularmente em testemunhos de sondagens, pois que afloramentos são raros e os poucos encontrados têm área muito pequena:

- a composição granulométrica e litológica das brechas de preenchimento, formadas predominantemente por fragmentos das encaixantes de tamanho maior que 64 mm. Lapilli aparece apenas em quantidades muito pequenas, em volume. Acumulações de cinzas vulcânicas não foram encontradas;
- a forma externa dos fragmentos juvenis de menor tamanho, angulares ou com contornos reentrantes arredondados (Fig.30), sugerindo fragmentação a partir de quebra das paredes das cavidades vesiculares por expansão gasosa (WALKER e CROASDALE, 1971; MACDONALD, 1972). Presença de certa quantidade de água é evidenciada por infiltrações de areia e silte para fendas ou vesículas, observadas em seções delgadas;
- ausência de feições estratificadas. Os materiais piroclásticos parecem formar bolsões. Por exemplo, a sondagem SR-84A (Fig. 6) atravessou uma espessura de cerca de 19 m de brechas, que não encontra correlação em nenhuma outra sondagem executada nas proximidades;
- o empilhamento dos materiais, da mesma forma que sua distribuição na horizontal, extremamente complexo, não permitindo correlação, mesmo entre sondagens distanciadas de poucos metros, como se pode observar das seções geológicas de Figs. 6 e 7.

Os bolsões de brechas podem ter resultado de acumulações de materiais movimentados pela explosão e que caíram dentro da cratera ou de desmoronamento de depósitos piroclásticos das suas bordas. É possível que as depressões profundas existentes na estrutura 3 (Fig. 11 - a, b, c) tenham constituído bolsões de brechas

que foram erodidos pela ação do rio.

As relações estratigráficas das estruturas I e II estão esquematizadas na seção geológica de Fig. 6. Na estrutura I, que foi a melhor estudada em subsuperfície, foram amostrados, até a cota aproximada de 275 m, derrames delgados associados a brechas, interpretados como derrames de preenchimento. Abaixo da cota de 275 m os testemunhos de sondagem mostram um basalto vesicular que passa gradacionalmente para basalto compacto, sem as características dos derrames de preenchimento. O fraturamento também decresce, adquirindo o aspecto do fraturamento próprio dos basaltos.

Como as sondagens atingiram no máximo a cota de 269 m, não ficou definido, conclusivamente, o término dos derrames de preenchimento, pois a transição verificada nessa profundidade pode representar apenas um derrame de maior espessura.

Tendo-se em conta os dados acima, isto é, base dos derrames de preenchimento na cota de 275 m e considerando o plano do fundo do rio a montante das cachoeiras na cota média de 332 m, resulta para a cratera da estrutura I, na situação atual, uma profundidade de 57 m.

Fora das estruturas circulares, o horizonte superior do derrame A é relativamente simples, como se pode ver das sondagens SR-95 e 113 (Fig. 6), constando de uma zona de topo de brecha e basalto vesicular de poucos metros de espessura, que passa transicionalmente para basalto compacto da zona de núcleo.

O basalto compacto de pigmentação verde e com conjuntos fusiformes de amígdalas, encontrado na estrutura circular 3 (Fig. 26) e que só ocorre nesse local, parece representar um "plug" que se cristalizou após o enchimento da cratera. Os conjuntos fusiformes de amígdalas representariam emanações gasosas tardias, que ficaram aprisionadas sob forma de bolhas no basalto compacto, formando vesículas que posteriormente foram preenchidas por mineralização secundária.

A presença de diques anelares de basalto compacto com diaclasamento colunar horizontal pressupõe um resfriamento lento, devendo portanto ter sido formado a uma profundidade que dificul

tassem a liberação de calor e permitissem o escape total da fração gasosa. Resulta então que, na época de formação dos diques, o horizonte que atualmente constitui o fundo do rio, incluindo as estruturas circulares, deveria estar soterrado por um pacote basáltico de espessura tal que possibilitasse um resfriamento lento.

Os diques múltiplos da estrutura 1, caracterizados por blocos de basalto compacto cinza-azulado englobados por basalto vesicular cinza-esverdeado, é evidência segura de que houve passagem de lavas pelo menos em duas fases naquele local, a primeira fase sendo representada pelo basalto compacto cinza-azulado, que foi posteriormente fragmentado pelas lavas que originaram o basalto vesicular.

Todos esses indícios parecem apontar para uma atividade vulcânica prolongada no local, mas de forma intermitente, com pulsos eruptivos e intervalos de calma.

Os diques de materiais clásticos devem ter se formado por preenchimento de cima para baixo em fraturas anelares originadas em fases de reinício de atividade eruptiva, quando as camadas basálticas de preenchimento foram pressionadas para cima pela lava em ascensão. Os diques de quartzo e calcedônia devem ter sido depositados por soluções mineralizadas que percolaram fraturas anelares abertas.

Todas as estruturas estudadas, até onde pôde ser observado, possuem características semelhantes quanto à forma; ao preenchimento por derrames basálticos delgados associados a brechas vulcânicas piroclásticas e aglomeráticas grossas, restrito ao interior da estrutura; aos contatos bruscos com as encaixantes; aos diques anelares de basalto compacto afetando as encaixantes; aos diques anelares de materiais clásticos, sedimentares e químicos no interior das estruturas; sugerindo portanto, essas características, a formação de todas as estruturas a partir de um mesmo processo genético.

Uma possível exceção é a estrutura 11, que tem aparentemente caráter linear. Entretanto, só foi estudado um trecho de cerca de 800 m dessa estrutura, através de sondagens rotativas com amostragem contínua e perfilagem elétrica, não possibilitando a

definição de sua forma. No local dessa estrutura ocorre intensa intemperização das rochas até profundidades da ordem de 90 m. Os materiais de preenchimento, bem como o seu empilhamento, são perfeitamente análogos aos das outras estruturas, indicando formação e atividade semelhantes.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As estruturas circulares de Água Vermelha, na situação em que se encontram atualmente, são assemelhadas a diatremas. Contêm derrames basálticos, que comumente não aparecem em diatremas, e faltam-lhes as frações mais finas dos materiais piroclásticos, normalmente associadas a diatremas (LORENZ, 1973). Sua expressão superficial, entretanto, não pôde ser definida com segurança, pois que os materiais piroclásticos ejetados para fora da cratera ou foram totalmente destruídos pela erosão do rio ou estão soterrados por solos e derrames basálticos da vertente esquerda do vale do rio. Restaram apenas os remanescentes daqueles depositados no interior da cratera.

Lapilli só foi encontrado em concentrações localizadas, formando bolsões de pequeno volume.

Materiais de granulação fina, classificáveis como cinzas vulcânicas, muito provavelmente não foram formados. Se tivessem sido formados, muito possivelmente porções desses materiais cairiam para o interior da cratera, por desmoronamento, e teriam sido preservados. Entretanto, não pode ser posta de lado a hipótese de destruição total dessas porções desmoronadas pela erosão do rio.

Sideromelana, palagonitizada ou não, tem sido referida como indicativa de explosões freatomagmáticas (WATERS e FISHER, 1970; HEIKEN, 1971; WALKER e CROASDALE, 1971 e MACDONALD, 1972). Entretanto, a forma dos fragmentos de "glass shards" de sideromelana palagonitizada existentes nas estruturas circulares de Água Vermelha, angulosos e de contornos reentrantes arredondados, são típicos de origem em explosões em que não há interação magma/água (WALKER e CROASDALE, 1971; MACDONALD, 1972). Porém, a amostragem não permite conclusões seguras, tendo em vista a escassez de afloramentos e a sequência litológica das encaixantes locais, formada por uma sucessão de derrames basálticos, que torna muito difícil a distinção entre fragmentos de materiais juvenis e das encaixantes.

As características das brechas vulcânicas piroclásticas exis

tentes em Água Vermelha - não acamadas, angulares e predominantemente de granulometria grossa - indicam que a expressão superficial das estruturas circulares não deve estar relacionada a maar, tufos anelares ou cones de tufos, mas sim que se constituíram crateras anelares por explosões provavelmente de gases magmáticos, segundo o modelo de HOLMES (1965).

As características morfológicas e estruturais comuns a todas as estruturas são indicativas de que todas elas resultaram de um processo genético comum. As feições observadas evidenciam que as atividades vulcânicas desenvolvidas não constituíram um incidente isolado, mas sim que foram continuadas no tempo, sendo as estruturas sede de passagem de lavas em pelo menos três episódios eruptivos.

A estrutura 11, de forma linear no trecho investigado, sugere fenda de erupção de pequena espessura. De todos os locais investigados na área, por diversos processos, o sítio da estrutura 11 foi o que apresentou as maiores espessuras de rochas intemperizadas, atingindo cerca de 90 m, possivelmente igual à soma das espessuras dos derrames A e B, naquele local.

A quantidade de estruturas existentes na área deve ser provavelmente muito maior do que as 11 mapeadas, estando as demais soterradas por cobertura aluvionar, coluvionar ou derrames basálticos.

Muito provavelmente as estruturas representam canais alimentadores, através dos quais foram expelidas as lavas formadoras de derrames basálticos da região. Canais alimentadores de derrames basálticos não são necessariamente de grandes dimensões, tendo em vista os dados de SHAW e SWANSON (1970) para derrames do Planalto do rio Colúmbia, na América do Norte. Segundo esses autores, uma fenda de 3 km de extensão e 3 m de largura pode produzir um volume de lavas de $0,6 \text{ km}^3/\text{h}$, para um gradiente hidráulico de 0,1, ou 100 km^3 em uma semana.

Os dados analisados indicam que as estruturas circulares de Água Vermelha tiveram a seguinte história evolutiva:

- 1) formação da cratera por explosão relacionada a gases magmáticos

cos e deposição ao seu redor da maior parte dos materiais piroclásticos produzidos, possivelmente em forma de anel. Parte desses materiais caíram dentro da cratera ou por ocasião da explosão ou por desmoronamentos posteriores.

- 2) a cratera teve origem em tempo posterior a pelo menos à cristalização total do derrame B, pois que suas paredes estão estabelecidas em basalto compacto colunar desse derrame. Basalto compacto requer condições de profundidade que possibilitem resfriamento lento;
- 3) estabelecimento de lago de lava na cratera, que a preencheu com a deposição, em sucessão rápida, de derrames delgados de basalto, através de corridas de lava intermitentes e de pequeno volume. A rapidez da deposição é indicada pela ausência de intemperização ou de depósitos interderrames;
- 4) nos estádios finais ou após o entulhamento da cratera pelo lago de lava, colocação dos diques anelares sedimentares, de cima para baixo, em trincas anelares provocadas pelo arqueamento das camadas basálticas;
- 5) cristalização do "plug" de basalto compacto com conjuntos fusiformes de vesículas do interior das estruturas, encerrando a primeira fase eruptiva;
- 6) primeira reativação da atividade eruptiva, com a colocação dos diques anelares de basalto compacto de diaclasamento colunar horizontal. Os diques cortam as encaixantes a cerca de 2 m dos limites das estruturas e devem ter sido colocados após o entulhamento da cratera pela ação do lago de lavas, possibilitando condições de profundidade adequadas para a cristalização de basalto compacto e de apoio para a estabilidade das paredes da cratera por ocasião da introdução das lavas formadas dos diques;
- 7) segunda reativação eruptiva, com introdução dos diques que fragmentaram colunas horizontais de diques da primeira reativação. Os diques da segunda reativação desenvolveram basaltos vesiculares, apesar de terem se cristalizado em profundidade, possivelmente por terem sido tardios, em época em que no local

não existiam condições de fluxo de calor iguais às preval
centes durante a primeira fase de reativação eruptiva.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- ABRAHÃO, R.A., 1976. Deformabilidade de matriz rochosa comparada à deformabilidade do maciço rochoso em basaltos na área da Usina de Água Vermelha. An. 19 Congr. Bras. Geol. Eng., R. de Janeiro, ABGE, São Paulo, v.2, p.259-270.
- AB'SÁBER, A., 1955. Bacia do Paraná-Uruguaí. Estudo de geomorfologia aplicada. In: Condições Geográficas e aspectos geoeconômicos. Comis. Interestadual Bacia Paraná-Uruguaí, São Paulo, v.1, p.76-93.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1946. Depósitos Mesozóicos do Planalto de Maracaju, Estado de Mato Grosso. An. 29 Congr. Panamer de Minas e Geologia, Petrópolis, v.3, p.211-245.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1953. Botucatu, a Triassic desert of South America. Comptes Rendus XIX Congr.Geol.Int., Alger, Sec. VII, Fasc. VII, p.9-24.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1956. O planalto basáltico da Bacia do Paraná. Bol. Paulista Geogr., v.24, p.3-34.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1964a. Grupo São Bento, In: Geologia do Estado de São Paulo, IGG, São Paulo, Bol. 41, p.85-101.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1964b. Fundamentos geológicos do relevo paulista. IGG, São Paulo, Bol. 41, p.169-273.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Div.Geol.Miner., DNPM, Rio de Janeiro, vol.241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. An. 239 Congr.Bras.Geol., Salvador, SBG. São Paulo, p.29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. IPT, São Paulo, Rel. nº 14091, 197p.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. Atas 39 Simp.Reg.Geol., Curitiba, SBG, São Paulo, v.1, p.1-20.

- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLD, J.H., 1966. Potassium argon ages of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.30, p.159-189.
- AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE, 1980. Glossary of Geology. BATES, R.L.; JACKSON, J.A. (edit.), Virginia, 2nd Ed., 751p.
- ARAÚJO, J.S.; BJÖRNBERG, A.J.S.; SILVA, R.F.; SOARES, L., 1977. A Complex structure in basaltic lava flows. *Proc. Intern. Symp. Geotechnics Structurally Complex Formations, Capri, Assoc. Geotec. Italiana*, v.1, p.11-18.
- AZAMBUJA, J.J.R.A., 1944 - Arenito vulcano-clástico intertrapea no de Iraí. *R.G. do Sul, Min. e Metal.*, v.7, p.361-364.
- BAGOLINI, F., 1971. Osservazioni geologiche e geomorfologiche su gli espandimenti basaltici del bacino dell Alto Paraná nel Brasile Meridionale. *Memoire del Museo Tridentino de Scienze Naturalli*, Ano 25-26, v.19, p.71-121.
- BAKER, C.L., 1923. The lava field of the Paraná basin. *Jour. Geol.*, v.31, p.66-79.
- BARÇA, S.F.; ARID, F.M., 1975. Origem das cachoeiras da Bacia do Alto Paraná. *Rev. Bras. Geociên.*, v.5, p.120-134.
- BAUDRY, D.; CAMUS, G., 1970. Les Maars de la Chaîne des Puys (formations volcaniques du Massif Central français). *Bull. Soc. Geol. de France*, v.12. p. 185-189.
- BJÖRNBERG, A.J.S.; SANTOS, C.A.F.F.; ZEFES, S., 1980. Decisões técnicas relacionadas com a barragem de Água Vermelha. 13^o *Semin. Nac. Grandes Barragens*, R. de Janeiro. Comitê Bras. de Grandes Barragens, R. de Janeiro. Tema II, p.269-290.
- BRAZILIAN COMMITTEE ON LARGE DAMS, 1982. Main brazilian dams, design, construction and performance, p.375-407.
- CONSTRUÇÃO HOJE (Revista), 1976. Água Vermelha contorna problemas de fratura geológica. São Paulo, v.2, nº 11, p.50-51.

- CORDANI, U.G.; VANDOROS, P., 1967. Basaltic rocks of the Paraná Basin. In: Problems in Brazilian Gondwana Geology, Inst. Geol. Univ.Fed.Paraná, Curitiba, p.207-231.
- CROWE, B.M.; FISHER, R.V., 1973. Sedimentary structures in base-surges deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe craters, Death Valley, California. Geol.Soc.Am.Bull., v.82, p. 663-682.
- DAMACENO, E.C., 1966. Estudo preliminar dos diques e rochas básicas e ultrabásicas da região de Ubatuba, Estado de São Paulo. An.Acad.Bras.Ciênc., v.38, p.293-304.
- DAVIS, D.K.; QUERRARY, M.W.; BONIS, S.B., 1978. Glowing avalanches from the 1974 eruption of the Volcano Fuego, Guatemala. Geol. Soc.Am.Bull., v.89, p.369-384.
- DULEMBA, J.L.; 1975. Activité sismique de la Vallée du Rio Grande (Brésil). An.Acad.Bras.Ciênc., v.47, p.101-104.
- FAUST, G.T., 1975. A review and interpretation of the geologic setting of the Watchung Basalt flows, New Jersey. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 864-A, 42p.
- FISHER, R.V., 1960. Classification of volcanic breccias. Geol. Soc.Am.Bull., v.71, p.973-982.
- FISHER, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geol.Soc.Am.Bull., v.72, p.1409-1414.
- FISHER, R.V.; WATERS, A.C., 1969. Bed forms in base surge deposits: Lunar implications. Science, v.165, p.1349-1352.
- FISHER, R.V.; WATERS, A.C., 1970. Base-surge bed forms in maar volcanoes. Am.Jour.Sci., v.268, p.157-180.
- FLORENCE, G., 1913. Notas geológicas sobre o rio Grande, em o trecho compreendido entre as barras dos rios Canoas e Pardo. Exploração do Rio Grande e de seus afluentes. Comis. Geogr. e Geol. do Est. de São Paulo, São Paulo, p.29-32.

- FÜLFARO, V.J.; SUGUIO, K., 1967. Campos de diques de diabásio da Bacia do Paraná. Bol.Soc.Bras.Geol., v.16, p.23-38.
- FÜLFARO, V.J.; LANDIM, M.G., 1976. Stratigraphic sequences of the intracratonic Paraná Basin. Newsl. Stratigr., v.4, p.150-168.
- GONÇALVES, A.; MÜHLMANN, H., 1980. Evolução tectônica e sedimentar. Mesa Redonda "Geologia e Potencialidade Petrolífera da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo", S.Paulo, SBG, São Paulo, Publ. Especial, p.35-37.
- GUERRA, A.T., 1972. Dicionário Geológico Geomorfológico. Fundação IBGE, Inst.Bras.Geogr., R. de Janeiro, 4ª ed. 439 p.
- GUIDICINI, G.; CAMPOS, J. de O., 1968. Notas sobre a morfogênese dos derrames basálticos. Bol.Soc.Bras.Geol., v.17, p.15-28.
- GUIDICINI, G., 1970. Derrames secundários em basaltos. Bol.Soc. Geol., v.19, p.91-93.
- GUIDICINI, G., 1979. Juntas horizontais de grande continuidade em derrames basálticos da Bacia do Paraná. Atas 2ª Simp.Reg. Geol., Rio Claro, SBG, S.Paulo, v.2, p.13-21.
- GUIMARÃES, D., 1933. A província magmática do Brasil Meridional. Serv.Geogr.Geol. de Minas Gerais Mon. I, B. Horizonte.
- GUTMANN, J.T., 1976. Geology of Crater Elegante, Sonora, México. Geol.Soc.Am.Bull., v.87. p. 1718-1729.
- HAMILTON, W.; MYERS, W.B., 1962. Menan Buttes, Cones of glassy basalt tuff on the Snake River Plain, Idaho. Geol.Surv.Res. 211, p.E114-E118.
- HEIKEN, G.H., 1971. Tuff rings: Examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley basin, south-central Oregon. Jour.Geophys. Research, v.76, p.5615-5626.
- HOLMES, A., 1965. Principles of Physical Geology. Nelson. London, 1288 p.

- INFANTI JR., N.; KANJI, M.A., 1978. In situ shear strength normal and shear stiffnesses determinations at Água Vermelha Project. Proc. 3rd Intern.Congr.Eng.Geol., Madrid, IAEG, v.2, p.175-183.
- KANJI, M.A., RE, G.; ABRAHÃO, R.A.; MOURA FILHO, O.; MIDEA, N.F., 1977. Complex structures as dam foundation: geomechanical characteristics (Água Vermelha). Proc. Intern. Symp. Geotechnics Structurally Complex Formations, Capri, Assoc.Geotec., Italiana, v.1, p.297-305.
- LAMEGO, A.R., 1935. Contribuição à Geologia do Vale do Rio Grande, Minas Gerais. Min.Agric., Serv.Geol.Mineral. R. de Janeiro, Bol. 170.
- LEINZ, V., 1949. Contribuição à Geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. USP, Fac.Fil.Ciênc.Letr., Bol. 103 (Geol.5).
- LEINZ, V., 1963. Geologia Geral. Cia.Ed.Nacional. São Paulo, 2^a ed., 476 p.
- LEINZ, V.; MENDES, J.C., 1963. Vocabulário Geológico. Cia. Ed.Nacional, S.Paulo, 3^a ed., 200 p.
- LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; SADOWSKI, G.R.; ISOTTA, C.A.L., 1966. Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da Bacia do Paraná. Bol.Soc.Bras.Geol., v.15, p.79-91.
- LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; ISOTTA, C.A.L., 1968. Contribuição ao estudo do magmatismo basáltico mesozóico da Bacia do Paraná. An.Acad.Bras.Ciênc., v.40 (Supl.), p.167-181.
- LIRER, L.; PESCATORE, T.; BOOTH, B.; WALKER, G.P.L., 1973. Two Plinian pumice-fall deposits from Somma-veuvius, Italy. Geol. Soc.Am.Bull., v.84. p.759-772.
- LOCZY, L.; LADEIRA, E.A., 1976. Geology Estrutural e Introdução à Geotectônica. Edit. Edgard Blücher Ltda. - CNPQ, R. de Janeiro, 1^a ed., 528 p.
- LORENZ, V., 1970. Some aspects of the eruption mechanism of the Big Hole Maar, Central Oregon. Geol.Soc.Am.Bull, v.81, p.1823-1830.

- LORENZ, V., 1971. Collapse structures in the Permian of the Saar-Nahe area southwest Germany. *Geol.Rundschau*, v.60, p.924-948.
- LORENZ, V., 1973. On the formation of maars. *Bull. Volcanol.*, v.37, p.183-204.
- MACDONALD, G.A., 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall inc., New Jersey, 510 p.
- MINIOLI, B.; PONÇANO, W.L.; OLIVEIRA, S.M.B., 1971. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil Meridional. *An.Acad. Bras.Ciênc.*, v.43, p.433-438.
- MOLER, W.A.; CABRERA, J.G., 1976. Características de fundações sobre rochas basálticas. *An. 19 Congr.Bras.Geol.Eng.*, R. de Janeiro, ABGE, S.Paulo, v.2, p.197-216.
- MOORE, J.G.; PECK, D.L., 1962. Accretionary lapilli in volcanic rock of the Western Continental United States. *Jour. Geol.*, v.70, p.182-193.
- MOORE, J.G., 1967. Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull Volcanol.*, v.30, p.337-363.
- MORAES, M.C. de; RICCOMINI, C.; MELO, M.S. de; RODRIGUES, E.P.; GIMENEZ FILHO, A.G., 1982. Contribuição ao estudo do vulcanismo intermediário a ácido da Formação Serra Geral: as ocorrências do alto Jacuī (RS) e Serra do Cadeado (PR). *An. 32º Congr. Bras.Geol.*, Salvador, SBG, S.Paulo, v.4, p.1351-1361.
- MOURA FILHO, O.; SORREGOTTE, C., 1975. Prospeção do maciço rochoso para fundação das estruturas de concreto. Usina de Água Vermelha. Rio Grande. *An. X Semin.Nac.Grandes Barragens*, Curitiba, Comitê Bras.Grandes Barragens, R. de Janeiro, v.2, p.708-723.
- MÜHLMANN, H.; SCHNEIDER, R.L.; TOMMASI, F.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Ponta Grossa. Depto. Exploração Sul (DESUL), Petrobrás, (Rel.DESUL 444-186).

- MÜLLER, G.; VEYL, G., 1956. The birth of Nilahue, a new maar type volcano at Niñinahue, Chile. Proc. 20th Intern.Geol.Congr., México City, Sec. 1, p.375-396.
- NAKAMURA, K.; KRAEMER, F., 1970. Basaltic ash flow deposits from a maar in West Eifel, Germany, N.Jb.Geol.Paläont, Mh., H.8 , p.491-501.
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A.; MÜHLMANN, H., 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paranã. Bol.Téc.Petrobrás , v.12, p.291-346.
- OLIVEIRA, A.M.S.; SILVA, R.F.; GUIDICINI, G., 1976. Comportamento hidrogeotécnico dos basaltos em fundações de Barragens. An. 19 Congr.Bras.Geol.Eng., R. de Janeiro, ABGE, S.Paulo, v.2, p. 413-429.
- OLIVEIRA, A.M.S., 1981. Estudo de percolação d'água nos maciços rochosos para o projeto de grandes barragens. Dissertação de Mestrado, Inst.Geociências, USP.
- OLLIER, C.D., 1967. Maars, their characteristics, varieties and definition. Bull.Volcanol., 31, p.45-73.
- OLLIER, C.D., 1974. Phreatic eruptions and maars. In: CIVETTA, L. GASPARINI, P.; LUONGO, G.; RAPOLLA, A. (eds), Physical Volcanology. Elsevier Pub.Co., Amsterdam, p.289-310.
- PACHECO, J., 1913. Notas sobre a geologia do vale do Rio Grande a partir da foz do Rio Pardo até a confluência com o Rio Paraíba. Exploração do Rio Grande e seus afluentes. Comis.Geogr. Geol., S.Paulo, p.33-38.
- PIMENTA, P. de A.; AVILA, J.P. de; EIGENHEER, L.P.Q.T., 1978. Barragem de Água Vermelha, fundação em solo residual de Baixa resistência. An. 129 Semin.Nac.Grandes Barragens, Comitê Bras. de Grandes Barragens, Rio de Janeiro, v. 1, p.159-178.
- PUTZER, H., 1953. Diastrofismo germanotipo e sua relação com o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. Bol.Soc.Bras.Geol., v.2, p.37-74.

- REEVES JR., C.C., DE HON, R.A., 1965. Geology of the Potrillo Maar, New México and Northern Chihuahua, México. *Am.Jour.Sci.*, v.263, p.401-409.
- RITMANN, A., 1963. *Les Volcans et Leur Activité*. Masson et Cie. Ed., Paris, 461 p.
- ROWLEY, K., 1978. Late Pleistocene pyroclastic deposits of Soufriere Volcano, St. Vincent, West Indies. *Geol.Soc.Am.Bull.*, v.89, p.825-835.
- RÜEGG, N.R., 1975. Modelos de variação química na província basáltica do Brasil Meridional. Tese de Livre Docência, Inst. Geociências, USP.
- RUIZ, M.D., 1963. Geologia aplicada à barragem de Jupia (Sistema Urubupungã). Pub. IPT/CELUSA, S.Paulo, 34p.
- SARTORI, P.L.; MACIEL FILHO, C.; MENEGOTTO, E., 1975. Contribuição ao estudo das rochas vulcânicas da Bacia do Paranã na região de Santa Maria-RS, *Rev.Bras.Geociênc.*, v.5, p.141-159.
- SARTORI, P.L.; MACIEL FILHO, C., 1976. Petrografia da sequência vulcânica da Formação Serra Geral no rebordo ocidental do Planalto Meridional-RS. An. 299 Congr.Bras.Geol., Ouro Preto, SBG, S.Paulo, v.2, p.297-307.
- SCHMINCKE, H.U.; FISHER, R.V.; WATERS, A.C., 1973. Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Leacher See Area, Germany. *Sedimentology*, v.20, p.553-574.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, G.; MEDEIROS, R.A.; DAE MON, R.F.; NOGUEIRA, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paranã. An. 289 Congr.Bras.Geol., P. Alegre, SBG, São Paulo, v.1, p. 41-66.
- SHAW, H.R.; SWANSON, D.A., 1970. Eruption and flow rates of flood basalts. Proc. 2nd. Symp. Columbia River Basalt, Cheeney, Eastern Wash. State Col.Press, p. 271-299.

- SHERIDAN, M.F., 1971. Particle size characteristics of pyroclastic tuffs. Jour.Geophys.Research, v.76. p.5627-5634.
- SHERIDAN, M.F.; UPDIKE, R.G., 1975. Sugarloaf Mountain tefra: a Pleistocene rhyolitic deposit of base-surge origin in northern Arizona..Geol.Soc.Am.Bull., v.86, p.571-581.
- SILVA, R.F. da; ARAÚJO, J.S.; MONTICELLI, J.J., 1978. Special in situ tests for the determination of permeability conditions. Proc.Intern.Congr.Eng.Geol., Madrid, IAEG, Sec. IV, v.1. p.78-90.
- SINGLETON, O.P.; JOYCE, E.B., 1969. Cainozoic volcanicity in Victoria. Geol.Soc.Australia, Spec.Publ., v.2, p.145-154.
- SPARKS, R.S.J.; WALKER, G.P.L., 1973. The ground surge deposits: a third type of pyroclastic rock. Nature Phys. Sci., v.241, p.62-64.
- SPARKS, R.S.J.; SELF, S.; WALKER, G.P.L., 1973. Products of ignimbrite eruptions. Geology, v.1, p-115-118.
- SPARKS, R.S.J., 1975. Stratigraphy and geology of the ignimbrite of Vulcini Volcano, Central Italy. Geol. Rundschau, v.64, p.497-523.
- SPARKS, R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology, v.23, p.147-188.
- SWANSON, D.A.; WRIGHT, T.L.; HELZ, R.T., 1975. Linear vents systems and estimates rates of magma production and eruption for the Yakima Basalt on the Columbia Plateau. Am.Jour.Sci., v.275, p.877-905.
- USSAMI, A.; MANO, V.G.T.; BISPO, D.H.; 1976. Considerações sobre a fundação dos vertedouros da Usina Hidrelétrica de Água Vermelha. An. 11º Semin.Nac.Grandes Barragens, Fortaleza, Com. Bras.Grandes Barragens, R. de Janeiro, v.1, p.369-389.
- WALKER, G.P.L., 1971. Grain size characteristics of pyroclastic deposits. Jour.Geol., v.79, p.696-714.

WALKER, G.P.L.; CROASDALE, R., 1971. Characteristics of some ba
saltic pyroclastics. Bull.Volcanol., v.35, p.303-317.

WASHBURNE, C.W., 1930. Petroleum geology of the State of São Paulo.
Comis.Geogr.Geol., São Paulo, Bol. 22.

WATERS, A.C.; FISHER, R.V., 1970. Maar volcanoes. Proc. 2nd Symp.
Columbia River Basalt, Cheeney, Eastern Wash. State Col.Press,
p. 157-170.

WATERS, A.C.; FISHER, R.V., 1971. Base surges and their deposits:
Capelinhos and Taal Volcanoes. Jour. Geophys. Research, v.76,
p.5596-5614.

WOHLETZ, K.H.; SHERIDAN, M.F., 1979. A model of pyroclastic sur
ge. Geol.Soc.Am.Spec.Paper 180, p.177-194.

WOMER, M.B.; GREELY, R.; KING, J.S., 1980. The geology of Split
Bute - A maar of the South-Central Snake River Plain, Idaho.
Bul. Volcanol., v.43, p.453-471.