

**Almeida, C., C. Romariz e M. O. Silva (1984)**

**Hidroquímica da Ilha da Madeira**

I Congresso Espanhol de Geologia, t. IV, p. 1-8.  
Recursos Hídricos, Revista da A. P. R. H., vol. 5(3), p. 33-42.

## Hidroquímica da ilha da Madeira\*

### Hydrochemistry of Madeira island

ALMEIDA, C.  
ROMARIZ, C.  
SILVA, M. OLIVEIRA

*Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa. Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (I.N.I.C.)*

**RESUMO**—*A ilha da Madeira, de natureza vulcânica, é constituída quase exclusivamente por lavas e piroclastos.*

*As características climáticas da ilha propiciam a existência de recursos hídricos apreciáveis. As precipitações são condicionadas pela altitude e orientação das vertentes.*

*As águas subterrâneas ocorrem, fundamentalmente, nas escoadas basálticas, sendo captadas por sistemas de galerias (furados) e aproveitamento de nascentes.*

*A mineralização das águas subterrâneas é fraca, verificando-se uma correlação significativa entre a concentração de algumas espécies e a altitude.*

**SYNOPSIS**—*Madeira island is volcanic in origin and is formed mainly of lava flows and piroclasts.*

*The climatic character of the island is responsible for the occurrence of high water resources. Rainfall is conditioned by the altitude and the orientation of the slopes of the island.*

*Ground water occurs mainly in lava flows and it is abstracted both through gallery systems (furados) and from springs.*

*Mineralization of the ground water is low and the correlation between the concentration of certain species and the altitude was found to be significant.*

---

\* Comunicação apresentada ao I Congresso Espanhol de Geologia

## GEOLOGIA

A ilha da Madeira é a principal ilha do arquipélago do mesmo nome que inclui, ainda, a ilha do Porto Santo, as ilhas Desertas e as ilhas Selvagens, estas últimas já muito perto do arquipélago das Canárias.

A ilha da Madeira, de constituição quase exclusivamente vulcânica, tem dimensões reduzidas, cerca de 60 km×20 km, mas relevo vigoroso mercê de intensa erosão diferencial e de elevada altitude.

A formação da ilha iniciou-se por erupções submarinas de carácter explosivo antes do Vindoboniano superior (ZBYSZEWSKY *et al.*, 1975). De facto, calcáriosossilíferos de fácies recifal, a que é atribuída aquela idade, sobrepõem-se a espessa série de vulcanitos, nas proximidades de S. Vicente, no litoral norte da ilha.

A ilha desenvolveu-se a partir de um maciço vulcânico central constituído por um complexo caótico de piroclastos, sobretudo de calibre grosseiro, provenientes de vários centros de emissão. Este complexo está cortado por densa rede filoneana de rochas básicas e intermédias, divergentes da zona central (*ibidem*).

O fim da fase explosiva é assinalado pela presença de mantos basálticos no topo da série.

O filões e os mantos constituem o travejamento e a protecção que permitiu a conservação da imponente zona central e o desenvolvimento de formas de erosão diferencial muito jovens e belas.

Posteriormente ao Miocénio verificou-se uma actividade vulcânica de tipo efusivo muito prolongada, facto que é expresso por vários complexos lávicos com intercalações mais ou menos espessas de piroclastos. A última fase é já bastante localizada a alguns pontos do litoral da costa norte e é constituída por basaltos alcali-olivínicos.

Areias vulcânicas eólicas com crostas calcárias e calcários marinhos, muito escassos e localizados, constituem os terrenos mais modernos da ilha.

## HIDROGEOLOGIA

A ilha da Madeira, dadas as suas características climáticas, dispõe de recursos hídricos apreciáveis. Com efeito, as precipitações, que se relacionam com a altitude e orientação das vertentes, podem ser elevadas, sobretudo na parte alta da ilha. Na costa sul os valores médios situam-se nos 700 mm, perto do litoral. Acima dos 1000 m os valores de precipitação podem ultrapassar os 2000 mm. Assim, no Caramujo (1 260 m) a média de precipitação é de 2900 mm, no Areeiro (1610 m) é de 2300 mm e na zona dos picos mais elevados ultrapassa os 3000 mm.

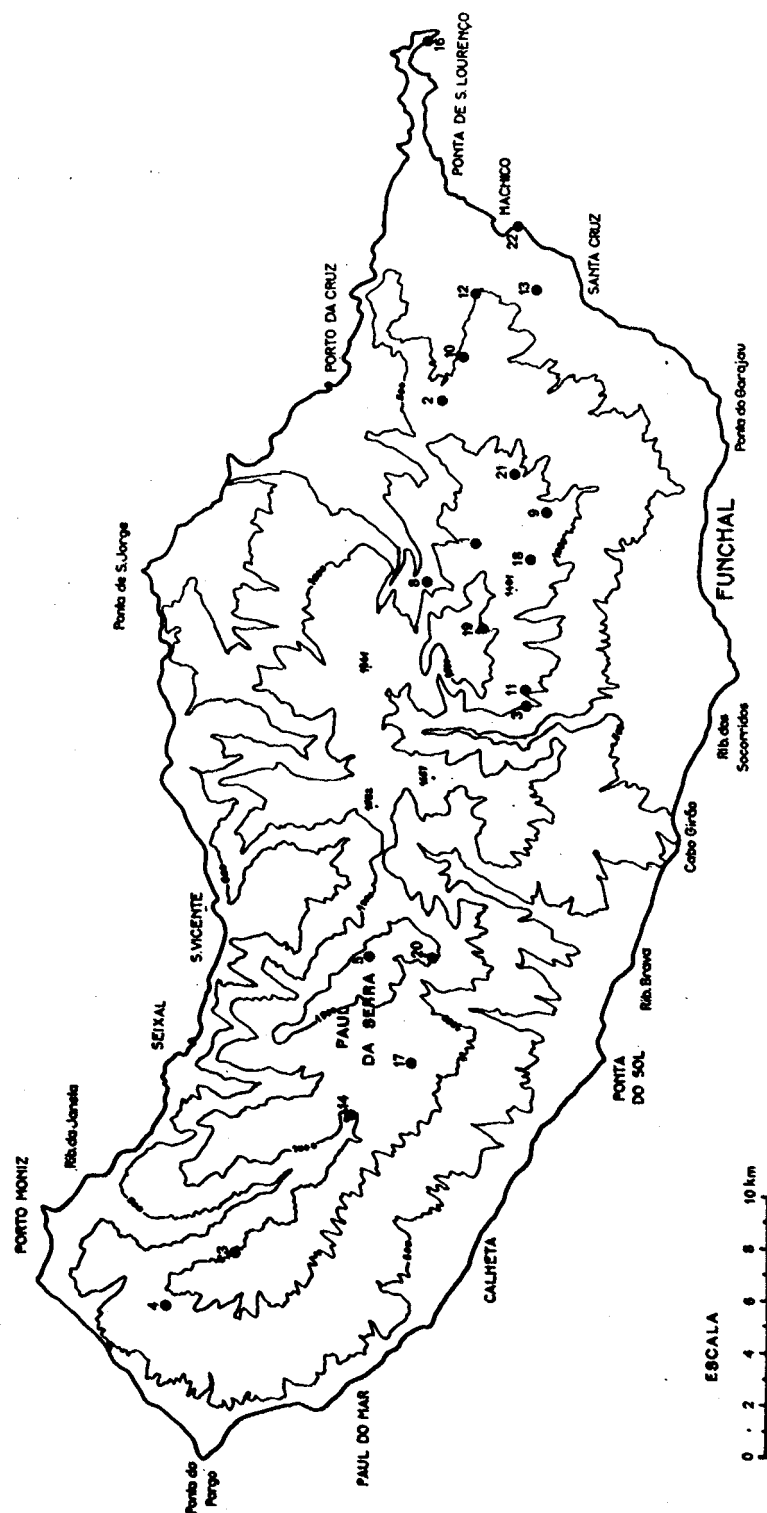


Fig. 1 – Mapa da ilha da Madeira com a localização dos locais de amostragem

Toda a vertente norte, mais exposta aos ventos dominantes, tem precipitações mais elevadas que a vertente sul, para as mesmas cotas.

As captações mais importantes situam-se a altitudes acima dos 700 m, sendo a água conduzida por sistemas de canais, as levadas, até aos locais de consumo. A gestão destes recursos obedece a regras muito antigas.

Devido às condições hidrogeológicas a captação de águas subterrâneas faz-se por sistemas de galerias, por vezes com alguns quilómetros de extensão, conhecidas localmente por furados. Noutras situações as levadas recolhem as águas provenientes de nascentes.

As captações tubulares são raras; quando tentadas têm sido frequentes os insucessos.

Pelo reconhecimento hidrogeológico efectuado verifica-se que as águas subterrâneas circulam fundamentalmente nas escoadas basálticas, funcionando os níveis de piroclastos como impermeável. Esta situação condiciona a posição das nascentes e determina as zonas produtivas nos furados. Os caudais obtidos nos furados chegam a atingir várias dezenas de litros por segundo.

## HIDROQUÍMICA

Com o objectivo de fazer a caracterização hidroquímica, colheram-se amostras de água de nascentes e galerias. Alguns parâmetros físico-químicos (pH, temperatura, condutividade, CO<sub>2</sub> e alcalinidade) foram determinados *in situ*.

Embora o número de amostras seja reduzido é possível esboçar uma caracterização geral.

Assim, verifica-se que as águas são quase sempre pouco mineralizadas, com condutividades geralmente inferiores a 300µS/cm, sendo fundamentalmente do tipo bicarbonatado sódico e cloretado sódico (Fig. 2).

A distribuição dos diferentes tipos é influenciada pela altitude. Até aos 700 m e acima dos 1300 m predominam as águas cloretadas. Nas altitudes situadas entre aqueles valores predominam as águas bicarbonatadas.

O pH é geralmente superior a 7, exceptuando o das águas acima dos 1000 m que podem apresentar valores bastante menores.

Com a temperatura observa-se, igualmente, acentuada correlação com a altitude.

A relação entre os dois parâmetros é expressa pela fórmula:

$$T (^{\circ}\text{C}) = - H \times 0,0052 + 16,7 \quad (r = -0,9665)$$

onde H = altitude (em metros).

Verifica-se, pois, um decréscimo de cerca de 1°C por cada 200 m de aumento de cota (Fig. 3).

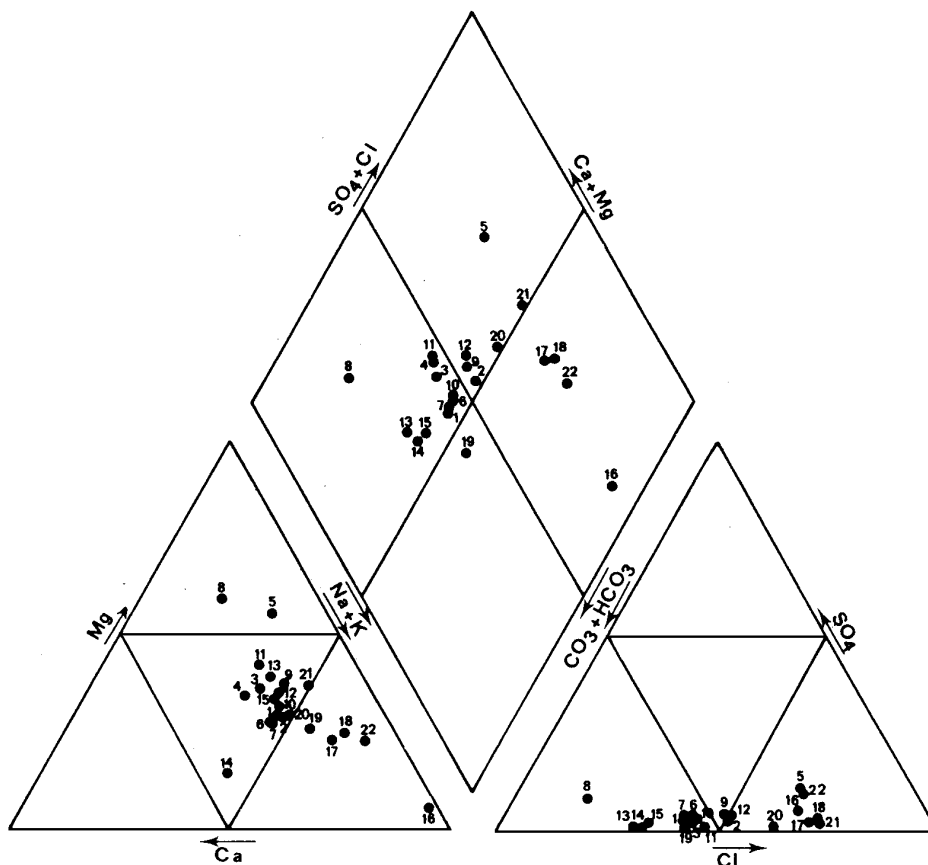


Fig. 2 – Diagrama de Piper

A variação dos valores de temperatura situa-se num intervalo de  $\pm 4^{\circ}\text{C}$ , em relação à temperatura média calculada pela expressão anterior. É excepção o ponto 8, referente a uma água proveniente de uma galeria.

A razão  $\text{rMg/rCa}$  é sempre superior a 1 (excepto num caso ref. 14). Frequentemente anda próximo de 2, ou excede mesmo esse valor.

Na Tabela I assinalam-se os valores dados pelas análises bem como alguns parâmetros estatísticos e extremos.

O ião  $\text{HCO}_3^-$  e outras espécies derivadas da dissolução do  $\text{CO}_2$ , como o próprio  $\text{CO}_2$  dissolvido, o ácido carbónico e o ião  $\text{CO}_3^{2-}$ , são talvez as que mais condicionam a composição global das águas estudadas.

De facto, é o  $\text{CO}_2$  dissolvido que vai permitir, ou acelerar, muitos dos processos de dissolução dos silicatos típicos das rochas eruptivas, nomeadamente dos feldspatos.

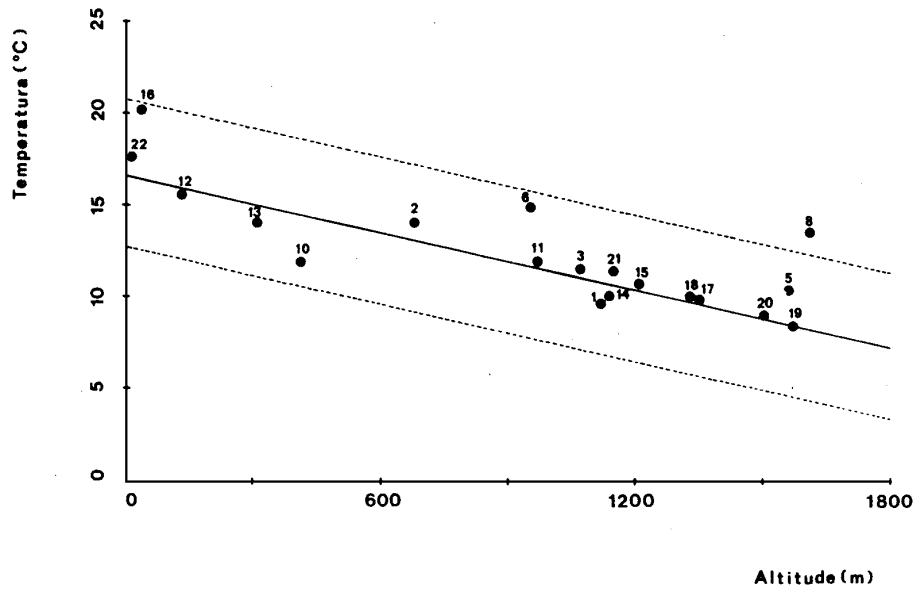


Fig. 3 – Gráfico da relação temperatura-altitude

Tabela I

Ref.	Temp	Cond	pH	CO <sub>2</sub>	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	NO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Na	K	Ca	Mg	Fe
1	9.6	105	7.90	6.2	35.4	1.0	14.6	2.5	22.0	9.7	0.8	4.7	3.4	0.6
2	14.0	118	8.00	0.2	30.5	1.5	19.2	3.0	3.0	10.7	1.1	4.8	3.6	0.7
3	11.5	140	7.75	1.7	46.4	1.2	20.9	3.2	14.1	10.4	1.2	6.2	5.5	0.0
4	12.0	136	7.60	1.7	42.7	1.7	19.9	4.2	31.0	8.8	1.0	6.6	4.8	0.8
5	10.4	43	5.82	2.7	8.5	2.6	12.1	2.2	10.0	4.7	0.5	1.7	4.6	0.7
6	14.9	87	9.12	0.0	34.2	3.1	22.0	2.5	10.3	10.3	0.9	1.7	3.3	0.2
7	9.9	102	7.68	1.9	36.6	1.7	15.3	3.2	9.8	9.4	1.8	5.3	3.3	0.8
8	13.5	372	7.97	3.0	161.0	13.3	20.6	4.8	55.2	13.8	2.3	15.2	24.6	0.7
9	21.8	92	7.02	4.6	25.6	1.5	15.6	3.6	12.0	9.1	0.7	3.6	4.2	0.9
10	11.9	160	8.06	1.2	48.2	1.9	22.7	4.5	31.7	13.6	1.2	6.5	5.3	0.9
11	11.9	91	7.60	1.8	28.1	0.1	14.2	4.0	10.3	8.0	0.7	4.6	5.3	0.7
12	15.5	276	7.37	4.8	61.0	3.9	39.8	16.1	36.4	21.5	1.5	9.5	9.8	0.0
13	14.0	240	6.97	2.8	112.2	1.0	29.1	5.1	45.6	17.7	1.5	8.8	9.8	0.0
14	10.0	107	8.57	0.0	51.2	0.2	14.2	3.0	24.8	10.8	1.0	10.0	2.1	0.0
15	10.7	102	8.25	0.6	50.0	1.2	14.9	4.6	13.0	10.3	0.8	4.9	4.3	0.0
16	20.1	2224	8.70	0.0	323.3	41.9	414.6	30.4	23.3	370.5	14.2	7.0	12.9	0.8
17	9.8	58	5.92	16.0	9.8	0.5	14.2	2.2	14.1	9.4	0.7	2.1	2.0	0.9
18	10.0	53	6.22	7.7	9.8	0.7	15.6	1.7	12.8	9.6	0.6	1.6	2.1	0.0
19	8.4	54	7.11	4.0	30.5	0.1	12.8	2.2	9.8	7.5	0.7	2.3	2.0	0.0
20	9.0	59	6.49	7.2	14.6	0.3	14.2	2.2	12.8	5.2	0.8	2.2	1.8	0.0
21	11.4	58	6.26	6.0	9.8	0.4	15.6	2.5	15.0	5.8	0.7	1.5	2.5	0.1
22	17.6	1340	8.17	1.0	173.2	47.8	250.6	14.6	37.0	170.2	4.7	16.7	30.8	0.0
X̄	12.6	273.5	7.48	3.4	61.0	5.8	46.9	5.6	20.6	33.9	1.8	5.8	6.7	0.4
Med.	11.7	103.5	7.64	2.3	36.0	1.3	15.6	3.2	14.1	10.0	1.0	4.8	4.3	0.4
s	3.6	513.2	0.91	3.7	73.6	13.0	96.1	6.7	13.5	82.6	2.9	4.2	7.4	0.4
min	8.4	43	5.82	0.0	8.5	0.1	12.1	1.7	3.0	4.7	0.5	1.5	1.8	0.0
max	21.8	2224	9.12	16.0	323.3	47.8	414.6	30.4	55.2	370.5	14.2	30.8	30.8	5.3

Essa interdependência está bem evidenciada na correlação entre o carbono inorgânico dissolvido (CID), dado pela soma das espécies acima citadas, os catiões e a sílica:

$$\begin{aligned}\text{CID/Ca} &= 0,8945 \\ \text{CID/Mg} &= 0,9092 \\ \text{CID/K} &= 0,8230 \\ \text{CID/Na} &= 0,6501 \\ \text{CID/SiO}_2 &= 0,8967\end{aligned}$$

Normalmente o  $\text{CO}_2$  procede da atmosfera e do solo, mas nas regiões de vulcanismo recente é frequente a contribuição de  $\text{CO}_2$  de origem profunda (CUSTODIO, E., 1975).

Para tentar averiguar se havia indícios dessa contribuição calcularam-se, para cada amostra, as pressões parciais de  $\text{CO}_2$  que estariam em equilíbrio com o teor de CID dessas amostras.

Para evitar o recurso a processos de cálculo muito demorados, começou-se por calcular as concentrações de  $\text{CO}_{2(\text{aq})} + \text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  bem como o pH e o CID, em equilíbrio com determinados valores de pressão parcial de  $\text{CO}_2$ .

Os resultados obtidos podem ser dados, com aproximação razoável, pelas expressões:

$$\text{CID (10°C)} = \exp (\log P_{\text{CO}_2} \times 2,24189 + 3,88285)$$

$$\text{CID (15°C)} = \exp (\log P_{\text{CO}_2} \times 2,23365 + 3,70827), \text{ CID em mmoles.}$$

Com base nestas expressões foi possível calcular a  $P_{\text{CO}_2}$  correspondente a cada amostra. Estes cálculos basearam-se na hipótese de dissolução dos silicatos em sistema fechado, isto é, não haver dissolução significativa na zona da aeração.

Os resultados estão expressos na Tabela II.

Verifica-se que a maioria dos valores de  $P_{\text{CO}_2}$ , se situa muito perto de 0,01, ou seja, do valor da pressão parcial que se pode admitir para um solo de uma região de clima temperado.

Algumas águas têm pressão de  $\text{CO}_2$  bastante mais baixas, correspondendo geralmente a nascentes situadas a altitudes elevadas, onde a  $P_{\text{CO}_2}$  do solo é obviamente menor.

Para as águas situadas perto do litoral (pontos 16 e 22) o esquema de cálculo anterior não é válido, pois há forte possibilidade de dissolução de crostas carbonatadas ou de conchas. O teor de CID destas águas é perfeitamente compatível com o que se obtém, por dissolução, em sistema aberto de calcite em presença de uma pressão de  $\text{CO}_2$  de  $10^{-2}$ .



Tabela II

Ref.	log P <sub>CO2</sub>	Ref.	log P <sub>CO2</sub>
1	1,91	12	1,62
2	1,98	13	1,39
3	1,82	14	1,81
4	1,85	15	1,81
5	2,48	16	0,84
6	1,90	17	2,11
7	1,94	18	2,29
8	1,24	19	2,01
9	1,88	20	2,20
10	1,80	21	2,31
11	2,02	22	1,15

Essas águas apresentam-se sobressaturadas em relação à dolomite e em equilíbrio, ou sobressaturadas, em relação à calcite (pontos 22 e 16 respectivamente). A sobressaturação em dolomite é mais acentuada devido à contribuição do ião Mg por contaminação marinha.

Algumas águas apresentam uma P<sub>CO2</sub> bastante acima de 10<sup>-2</sup>. Alguns valores podem ser compatíveis com um início de dissolução de minerais, em sistema aberto, com consequente consumo de CO<sub>2</sub> e nova dissolução. Tal fenómeno conduziria a valores de CID mais elevados do que os calculados, baseados na dissolução em sistema fechado.

No entanto, algumas águas (pontos 8, 12 e 13) apresentam um CID que parece indicar contribuição de origem profunda. Todas estas águas foram colhidas em galerias.

Em relação aos restantes aniões verifica-se que todas as águas têm teores relativamente modestos à excepção das águas dos pontos 22 e 16.

Os cloretos e os nitratos, ao contrário dos sulfatos, apresentam correlação significativa com a altitude.

Há diminuição acentuada dos teores de cloretos e de nitratos até à cota 700; a partir desta cota os valores são invariantes.

Admite-se como perfeitamente possível que a concentração dos aniões presentes na água das chuvas e a decomposição de matéria orgânica sejam as principais origens dos cloretos e dos nitratos.

Nas águas situadas junto ao litoral há um aumento acentuado, certamente devido a aerossóis ricos desses aniões.

O teor de sulfatos, anormalmente elevado, do ponto 8, poderá ter outra explicação: pensa-se que poderá resultar da oxidação de sulfuretos ou ter origem profunda.

Em todos os catiões observa-se elevada correlação com o CID, como se referiu; tal facto indica que a sua origem se relaciona com a dissolução incongruente de plagioclase (fornecendo SiO<sub>2</sub>, Ca, Na e K) e de Forsterite e Faialite com consequente fornecimento de SiO<sub>2</sub>, Mg e Fe.

Os teores de Fe são relativamente baixos devido à pequena mobilidade deste ião.

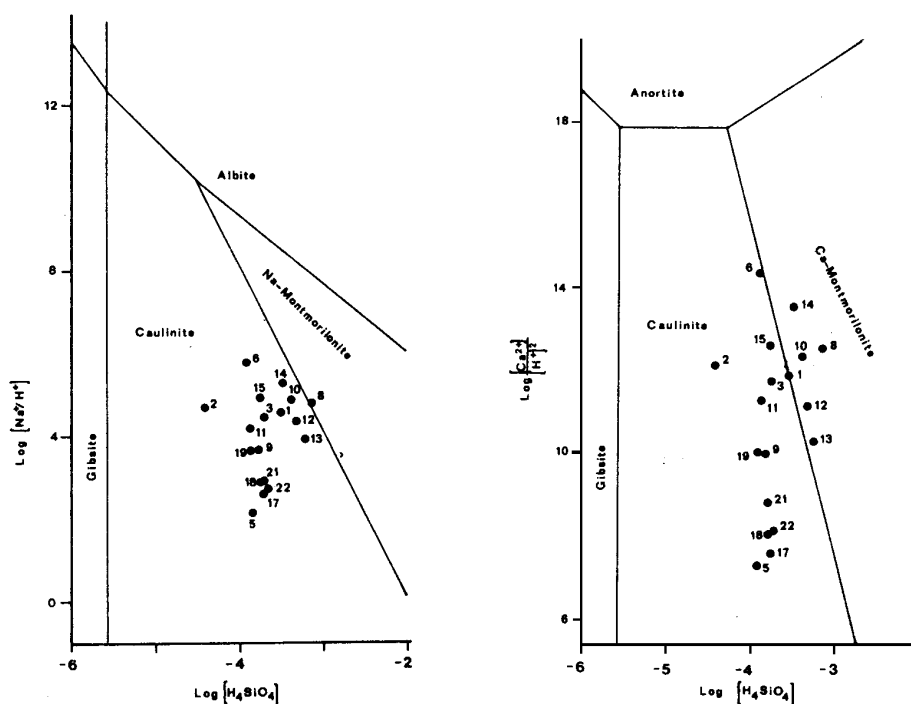
Admitimos também que parte do Na provenha da água da chuva dado que a correlação entre aquele ião e o ião Cl é elevada ( $r = 0,9181$ ).

## EQUILÍBRIOS QUÍMICOS

A fim de se avaliar os equilíbrios entre as águas e os minerais das rochas e de alteração, construíram-se os diagramas de equilíbrio (Figs. 4 e 5).

Os dados de termodinâmica foram colhidos em HELGESON, 1969.

A maioria das águas caem no campo de estabilidade da caulinite. Apenas algumas se situam no domínio da montmorilonite. Estas provêm sempre de galerias.



Figs. 4 e 5 – Diagramas de equilíbrio

As que mais se afastam da recta que separa os domínios montmorilonite-caulinite provêm de nascentes situadas a grande altitude.

No entanto, a determinação, em curso, das argilas de alteração não revelou a presença de caulinite, antes sim a de montmorilonite.

Essa concentração poderá vir a ser esclarecida com um estudo mais detalhado das argilas de alteração e de um balanço geoquímico dos iões removidos em solução.

### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos Engenheiros José Carlos Palmeirim e Moncada dos Serviços Hidráulicos da Região Autónoma da Madeira, pelo precioso auxílio nos trabalhos de campo e cedência de informações sobre a hidrogeologia da região.

Agradecemos ao geólogo Silvério Prates de Carvalho os dados referentes à determinação de argilas.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CUSTODIO, E. (1975) — *Hidrogeologia de las Rocas Volcanicas*. III Congreso Internacionales de Aguas Subterráneas. Palermo. Ponencia General. UNESCO-ESA-AIH, p. 33-69.
- HELGESON, H. C. (1969) — *Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures*. Am. Journal of Science. vol. 267; p. 729-804.
- ZBYSZEWSKI, G. *et al.* (1975) — Notícia Explicativa das folhas A e B da Carta Geológica de Portugal—Ilha da Madeira. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.