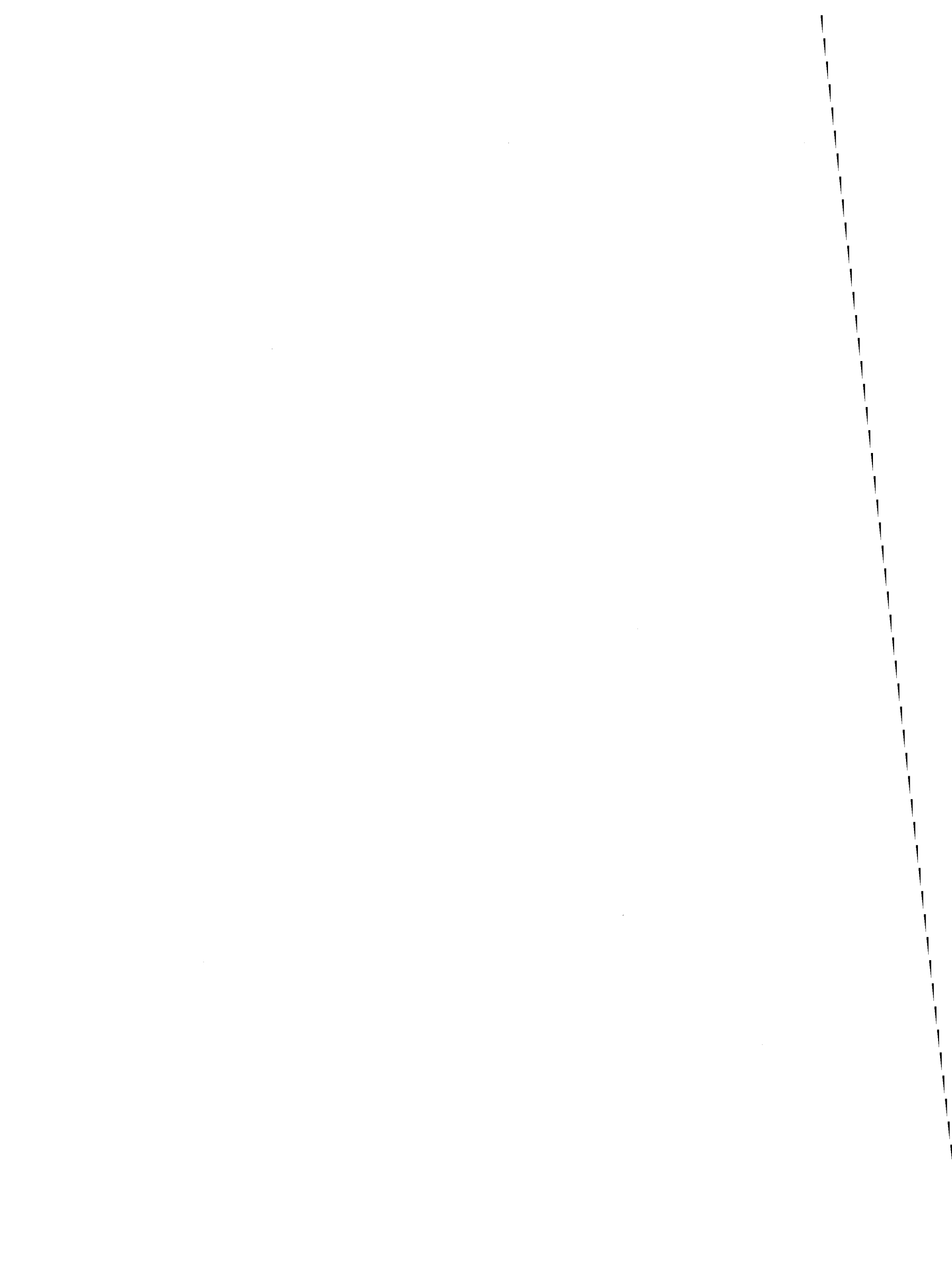


# *Elementos de geoquímica das rochas do maciço ígneo de Sines*

M. H. CANILHO \*

\* Faculdade de Ciências de Lisboa (U. L.), Rua da Escola Politécnica,  
Lisboa, Portugal.

Ciências da Terra (UNL)	Lisboa	N.º 10	pp. 65-80 figs. 1-16	1989
-------------------------	--------	--------	-------------------------	------



---

#### RESUMO

*Palavras-chave: Geoquímica — Complexo ígneo de Sines — Portugal.*

As características químicas e mineralógicas do complexo ígneo de Sines sugerem afinidades entre as rochas que constituem este maciço.

Os elementos maiores e menores analisados permitem concluir que estas rochas tiveram origem em câmara magmática comum. Aceita-se a cristalização fraccionada como processo principal da diferenciação do magma.

---

#### RÉSUMÉ

*Mots-clés: Géochimie — Complexe éruptif de Sines — Portugal.*

Les caractères chimiques et minéralogiques du Complexe éruptif de Sines indiquent des affinités entre les roches qui le constituent.

Aussi bien les éléments les plus abondants que les oligoéléments analysés permettent de conclure que les roches en cause ont été originées dans la même chambre magmatique. On admet que le processus principal de la différenciation magmatique a été la cristallisation fractionnée.

---

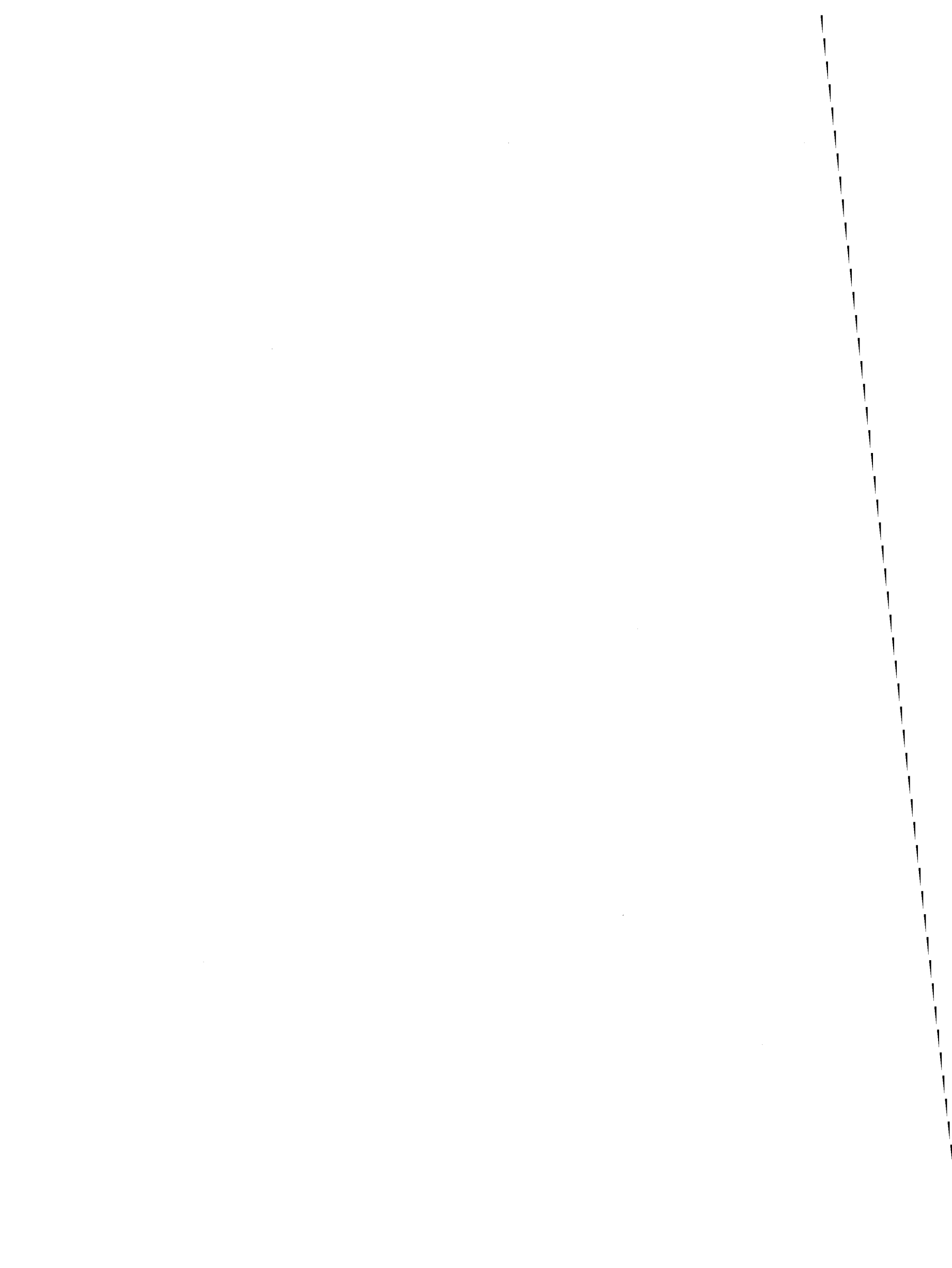
#### ABSTRACT

*Key-words: Geochemistry — Igneous complex of Sines — Portugal.*

The chemical and mineralogical characteristics of the intrusive and extrusive rocks of this igneous complex are presented. The suggest affinities between these rocks.

The major and the trace elements lead us to conclude that these rocks were originated in a common magmatic chamber by fractional crystallization.

---



## 1. INTRODUÇÃO

Dos maciços de rochas ígneas alcalinas situados no litoral português, o de Sines (fig. 1) é o menos conhecido no domínio da petrologia. Para tal, teria concorrido o facto de

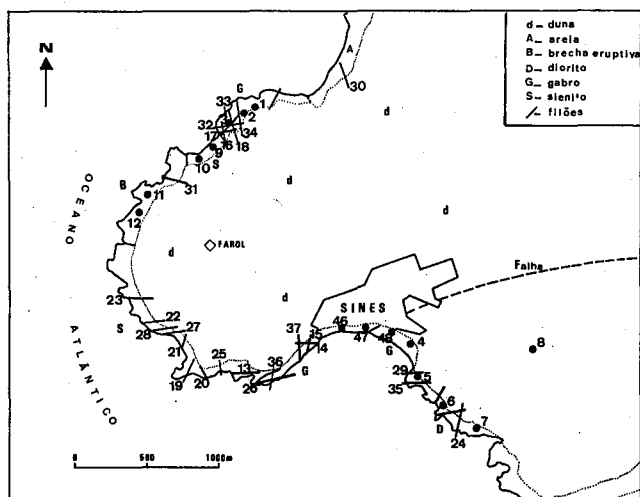


Fig. 1 — Esboço geológico do maciço de Sines e localização das amostras

apenas estar à vista, em terra, uma parte mínima da sua massa inicial. Não deixa, por isso, de merecer a atenção que, entre outros motivos de interesse, poderá contribuir para o estudo de conjunto dos três maciços e estabelecer as possíveis relações genéticas entre eles.

Cremos, que o presente trabalho, se justifica visto as composições químicas dos minerais essenciais comuns a vários tipos petrográficos existentes em Sines, a quantificação dos principais oligoelementos, etc., aqui apresentados, serem dados importantes, (mas não suficientes) como base para o conhecimento geoquímico de qualquer maciço ígneo.

Incluimos análises químicas dos diversos tipos de rochas de Sines, sendo o maior número o dos filões que recortam o maciço. São novos elementos de estudo que ampliam os já publicados (CANILHO, 1972).

Recapitulemos o que se conhece do maciço de Sines. Este, contacta, a N, e metamorfiza, com calcários do Jurássico superior; a Sul é intrusivo em xistos do Carbónico, originando orla de corneanas pelíticas.

A idade, obtida pelo método de Rb-Sr, é de  $72 \pm 3$  M.A. o que o situa no Cretácico superior (CANILHO & ABRANCHES, 1982). As mesmas autoras obtiveram, para os maciços de Sintra e Monchique, isócronas a que correspondem idades de  $95,3 \pm 8$  M.A. e  $64,7 \pm 13,6$  M.A. respectivamente.

A geologia e petrografia de Sines estão descritas (CANILHO, 1972), em obra onde se faz referência aos estudos precedentes.

Os aspectos que nos propomos focar, dizem respeito à geoquímica.

## 2. PETROGRAFIA E MINERALOGIA

### 2.1 Síntese petrográfica

#### 2.1.1. ROCHAS GABRO-DIORÍTICAS

Estas rochas constituem o tipo litológico predominante. Parecem envolver os sienitos que, também são parte importante do maciço. Estes são atravessados por brecha eruptiva, com elementos que apresentam grande diversidade petrográfica.

#### a) Gabros

São rochas melanocráticas devido à grande abundância de minerais máficos, como piroxena do tipo augite e salite (por vezes em megacristais), anfíbola quersutítica, biotite e minerais opacos. A olivina embora pouco frequente, é de composição intermédia ferromagnésiana. Aparece muito fracturada e com nítida alteração serpentínica.

A plagioclase, geminada segundo a lei da albite, apresenta uma composição entre 60% e 80% moles de An.

Tem, como acessórios, epidoto, esfena e apatite.

#### b) Dioritos

São rochas mesocráticas, às vezes meso-melanocráticas, de grão médio a grosseiro.

A plagioclase, também geminada, menos cálcica, tende para a andesina.

Os outros minerais que constituem esta rocha são: augite, biotite (muito abundante), quersutite, minerais opacos, esfena, apatite e algum quartzo.

### 2.1.2. SIENITOS

Os sienitos, de cor cinzenta clara, têm grão médio a grosseiro; às vezes são porfiróides.

Caracterizam-se pela presença essencial de feldspatos alcalinos, como ortoclase e microclina, e por plagioclase do grupo de albite-oligoclase.

Acessoriamente têm biotite, apatite, minerais opacos, epídoto, esfena e algum quartzo (normalmente intersticial ou preenchendo cavidades, quase sempre envolvido por calcite).

### 2.1.3. BRECHA ERUPTIVA

As rochas sieníticas são cortadas por brechas eruptivas que ocupam grande extensão e são constituídas por elementos de grandes dimensões dispersos em cimento microbrechóide.

Estes elementos são de tipo muito variado: microgranitos, microdioritos, microsienitos, traquitos, etc. em tudo semelhantes às rochas dos filões.

### 2.1.4. ROCHAS FILONIANAS

Todo o conjunto de rochas do maciço, assim como as que o enquadram, é atravessado por densa rede de filões constituídos por diversos tipos petrográficos como traquitos, traquibasaltos, microsienitos, microdioritos, basaltos, dioritos, lamprófiros, etc.

## 2.2. Mineralogia

As análises químicas dos minerais foram feitas por microsonda electrónica, utilizando feixe fino ( $d = 5 \mu\text{m}$ ), potencial de aceleração de 15 Kv e corrente de emissão de 25 nA.

Para os cálculos de fórmulas estruturais foram utilizados programas de aplicação à Petrologia e Geoquímica, disponíveis no Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

### 2.2.1 FELDSPATOS

Os feldspatos alcalinos ocorrem nas rochas mais ácidas sob a forma de cristais de tendência euédrica a subeuédrica. São, essencialmente, ortose e microclina com composições químicas que variam de Or<sub>90</sub> a Or<sub>14</sub>. Estes minerais estão

QUADRO I

Análises químicas dos feldspatos alcalinos de sienitos

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	64,68	65,73	65,59	64,67	65,08	64,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,23	19,11	18,30	17,81	21,18	18,06
CaO	n.d.	0,74	n.d.	0,04	2,29	0,04
Na <sub>2</sub> O	1,15	6,29	1,70	1,33	8,72	1,29
K <sub>2</sub> O	15,80	6,75	15,09	14,77	2,48	15,03
Total	99,86	98,62	100,68	98,62	99,75	98,69
Número de iões na base de 32 oxigénios						
Si	11,978	11,920	12,006	12,060	11,563	12,002
Al	3,980	4,086	3,949	3,916	4,436	3,976
Ca	0,000	0,144	0,000	0,008	0,436	0,008
Na	0,413	2,212	0,603	0,481	3,004	0,467
K	3,733	1,562	3,524	3,514	0,562	3,581
(X)	4,146	3,917	4,127	4,003	4,002	4,056
(Z)	15,959	16,006	15,955	15,976	16,000	15,978
Or	90,0	39,9	85,4	87,8	14,0	88,3
Ab	10,0	56,5	14,6	12,0	75,1	11,5
An	0,0	3,7	0,0	0,2	10,9	0,2

n.d. — Não detectado

frequentemente pertitzados e ostentam, às vezes, alterações caulínicas.

As análises químicas e fórmulas estruturais dos feldspatos potássicos estão expressas no Quadro I e representadas no triângulo Or-Ab-An (fig. 2).

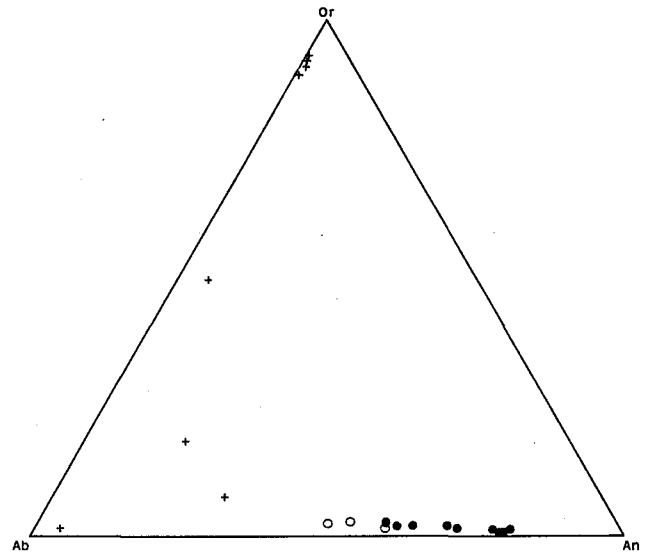


Fig. 2 — Composição dos feldspatos (símbolos como na fig. 6)

Esta figura apresenta, ainda, os pontos figurativos de todas as plagioclases analisadas.

As plagioclases variam de An<sub>2</sub> a An<sub>69</sub> e estão sempre geminadas segundo as leis da albite, Carlsbad-albite ou ainda segundo a lei da aclina-periclina (informação obtida com o auxílio da platina universal).

As análises químicas das plagioclases, assim como as respectivas fórmulas estruturais, estão representadas no Quadro II.

### 2.2.2. PIROXENAS

São minerais muito comuns neste complexo ígneo, em especial nos gabros onde atingem, às vezes, dimensões consideráveis; nos sienitos são eventuais, aparecendo só em algumas amostras.

São minerais pouco corados, algumas vezes ligeiramente pleocróicos, especialmente nos bordos; frequentemente anfibolizados e cloritizados.

Do ponto de vista óptico, obtivemos, com platina universal, valores, para o ângulo dos eixos ópticos ( $2V_\gamma$ ), entre 52° e 54°.

O Quadro III apresenta as análises químicas das piroxenas e respectivas fórmulas estruturais.

Os pontos representativos das piroxenas analisadas (fig. 3) caem, na maioria, no campo das augites; algumas, um pouco mais cálcicas, são já salites, ainda que muito próximas da linha de separação dos dois campos.

Segundo I. KUSHIRO (1960), a diferença das proporções atómicas do Si, Al e Ti nas clinopiroxenas pode depender das condições químicas e físicas do magma de onde derivaram.

Na fig. 4a encontram-se projectados os pontos figurativos das piroxenas estudadas e estabelece-se a relação entre as proporções atómicas de Si e Al. Nota-se uma correlação

QUADRO II

Análises químicas de plagioclases.

	1(a)	2(a)	3(a)	4(a)	5(a)	6(a)	7(a)	8(a)	9(a)	10(b)	11(b)	12(b)	13(c)	14(c)
SiO <sub>2</sub>	56,23	54,36	58,55	50,34	50,71	53,59	50,23	56,02	50,77	59,12	55,30	56,25	63,44	67,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,34	28,83	25,88	30,39	30,51	28,89	30,81	27,27	30,72	25,46	28,22	26,88	22,23	19,74
CaO	9,48	11,62	8,09	14,39	13,61	11,84	14,37	9,67	13,87	7,26	10,25	9,16	3,80	0,49
Na <sub>2</sub> O	6,21	4,72	6,84	3,47	3,70	4,50	3,38	5,87	3,70	7,15	5,54	6,03	8,38	10,24
K <sub>2</sub> O	0,38	0,22	0,43	0,15	0,19	0,25	0,13	0,31	0,10	0,38	0,27	0,30	1,00	0,18
Total	99,64	99,75	99,79	98,74	98,72	99,07	98,92	99,14	99,16	99,37	99,58	98,62	98,85	98,60

Número de íons na base de 32 oxigénios														
Si	10,153	9,835	10,500	9,295	9,344	9,773	9,254	10,156	9,317	10,615	9,996	10,234	11,340	11,988
Al	5,820	6,149	5,472	6,616	6,628	6,211	6,692	5,828	6,646	5,389	6,014	5,765	4,684	4,106
Ca	1,834	2,253	1,555	2,847	2,687	2,314	2,837	1,878	2,727	1,397	1,985	1,786	0,728	0,093
Na	2,174	1,656	2,378	1,242	1,322	1,591	1,207	2,063	1,317	2,489	1,942	2,127	2,904	3,503
K	0,088	0,051	0,098	0,035	0,045	0,058	0,031	0,072	0,023	0,087	0,062	0,070	0,228	0,041
(X)	4,096	3,959	4,031	4,125	4,054	3,963	4,075	4,014	4,067	3,973	3,989	3,983	3,860	3,636
(Z)	15,972	15,984	15,971	15,911	15,972	15,984	15,945	15,984	15,963	16,005	16,010	15,999	16,024	16,094
Or	2,1	1,3	2,4	0,9	1,1	1,5	0,7	1,8	0,6	2,2	1,6	1,7	5,9	1,1
Ab	53,1	41,8	59,0	30,1	32,6	40,2	29,6	51,4	32,4	62,7	48,7	53,4	75,2	96,3
An	44,8	56,9	38,6	69,0	66,3	58,4	69,6	46,8	67,1	35,2	49,8	44,8	18,9	2,5

- (a) Gabro
- (b) Diorito
- (c) Sienito

QUADRO III

Análises químicas das piroxenas

	1(a)	2(a)	3(a)	4(a)	5(a)	6(a)	7(a)	8(a)	9(b)	10(b)	11(b)	12(b)
SiO <sub>2</sub>	49,87	52,57	52,31	51,16	52,45	51,66	52,28	52,75	51,06	50,92	50,79	51,33
TiO <sub>2</sub>	1,54	0,54	1,05	1,10	0,36	0,59	0,59	0,24	1,33	1,00	1,07	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,85	1,33	1,35	2,49	1,20	1,80	1,69	0,80	2,60	1,93	2,13	1,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	n.d.	n.d.	0,01	0,04	0,03	n.d.	n.d.	0,14	0,03	n.d.	n.d.
FeO <sup>t</sup>	8,99	9,27	7,67	7,75	8,68	8,51	7,93	8,90	9,40	11,72	11,47	11,39
MnO	0,25	0,27	0,59	0,26	0,42	0,33	0,31	0,24	0,21	0,31	0,21	0,23
MgO	13,24	14,41	13,14	14,40	14,58	13,93	14,64	14,57	14,10	13,42	13,32	13,53
CaO	21,71	21,69	20,98	21,34	20,83	21,94	21,95	21,80	20,76	20,03	19,37	20,00
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,52	1,50	0,46	0,34	0,47	0,48	0,41	0,36	0,36	0,30	0,41
K <sub>2</sub> O	0,03	0,02	0,02	n.d.	0,02	0,01	n.d.	n.d.	0,02	0,01	0,02	n.d.
Total	100,07	100,62	98,61	98,97	98,92	99,27	99,87	99,71	99,98	99,73	98,68	99,54

Número de íons na base de 6 oxigénios

Si	1,857	1,942	1,963	1,915	1,970	1,934	1,938	1,965	1,904	1,918	1,933	1,942
Al <sup>IV</sup>	0,143	0,058	0,037	0,085	0,030	0,066	0,062	0,035	0,096	0,082	0,067	0,058
Al <sup>VI</sup>	0,026	0,000	0,022	0,025	0,023	0,014	0,012	0,000	0,019	0,000	0,029	0,011
Ti	0,043	0,015	0,030	0,031	0,010	0,017	0,016	0,007	0,037	0,028	0,031	0,025
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,067	0,065	0,066	0,031	0,010	0,052	0,051	0,051	0,024	0,047	0,000	0,027
Fe <sup>2+</sup>	0,213	0,222	0,175	0,212	0,262	0,214	0,195	0,226	0,269	0,322	0,365	0,332
Mn	0,008	0,008	0,019	0,008	0,013	0,010	0,010	0,008	0,007	0,010	0,007	0,007
Mg	0,735	0,793	0,735	0,803	0,816	0,777	0,809	0,809	0,784	0,753	0,756	0,760
Ca	0,866	0,859	0,843	0,859	0,838	0,880	0,872	0,870	0,830	0,808	0,790	0,808
Na	0,039	0,037	0,110	0,033	0,025	0,034	0,035	0,030	0,026	0,026	0,022	0,030
K	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000

- (a) Gabro.
- (b) Diorito.
- n.d. — Não detectado.
- FeO<sup>t</sup> — Ferro total sob a forma de FeO.
- FeO<sup>3+</sup> — Calculado pelo método de J.J. PAPIKE *et al.* (1974).

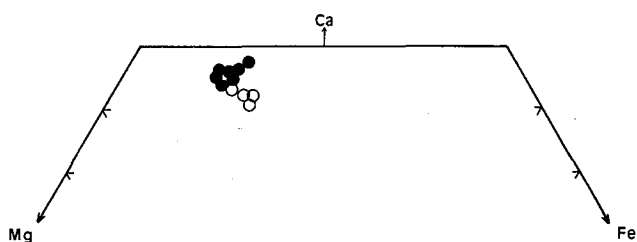


Fig. 3 — Diagrama Ca-Mg-Fe das piroxenas (símbolos como na fig. 6)

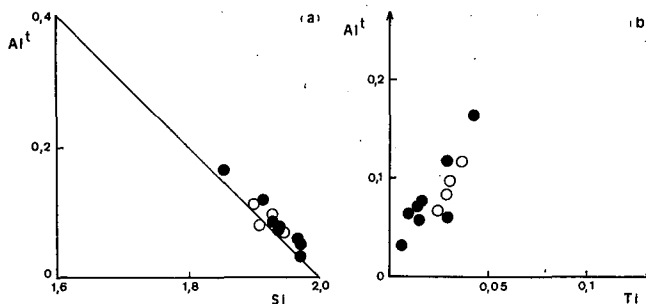


Fig. 4a, b — (a) Relação entre as proporções atômicas de Si e Al<sup>t</sup> nas piroxenas; (b) relação entre as proporções atômicas de Ti e Al<sup>t</sup> nas piroxenas (símbolos como na fig. 6)

negativa: as piroxenas que apresentam maior proporção de Si têm menores proporções de Al.

Os pontos caem no domínio das rochas toleíticas e muito próximo da linha que une os pontos que representam a saturação da posição tetraédrica.

A fig. 4b, mostra relação positiva entre as proporções atômicas de Ti e de Al; a valores mais baixos de Ti correspondem valores mais baixos de Al.

As piroxenas apresentam teores de Al e de Ti relativamente baixos, o que caracteriza as das rochas toleíticas.

Os iões de Ti, Al e Fe<sup>3+</sup> em coordenação octaédrica estabelecem a neutralidade electrostática necessária devido ao desequilíbrio de cargas provocado pela presença de iões Al em coordenação tetraédrica.

Os teores destes elementos nas clinopiroxenas dependem, ainda, das condições de pressão e temperatura do magma que deram origem a estes minerais.

Segundo KUSHIRO (*idem*) temperaturas mais elevadas favorecem o aparecimento de maiores teores de Al em coordenação tetraédrica e, portanto, menores teores de Si.

F. BARBERI *et al* (1971) propuseram um mecanismo que explica composições toleíticas na clinopiroxena por cristalização fraccionada a partir de um magma de afinidade alcalina. Portanto, o quimismo da clinopiroxena não é muito significativo na distinção entre magmas alcalinos e toleíticos.

### 2.2.3. ANFÍBOLAS

A anfíbola aparece em quase todos os tipos de rocha deste maciço. No entanto, falta nos sienitos, e aparece nos dioritos como mineral acessório.

As características ópticas são idênticas em todas as lâminas observadas e o ângulo dos eixos ópticos (2V<sub>Q</sub>) determinado com platina universal, é de 80°.

QUADRO IV

Análises químicas das anfíbolas

	1(a)	2(a)	3(a)	4(a)	5(a)	6(a)	7(b)	8(b)
SiO <sub>2</sub>	40,53	40,25	40,38	40,71	40,80	40,84	39,68	39,50
TiO <sub>2</sub>	5,29	5,28	5,36	5,19	5,31	5,20	5,12	5,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,63	11,64	11,26	11,55	11,53	11,48	11,81	11,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,05	n.d.	n.d.
FeO <sup>c</sup>	13,16	13,56	10,69	11,69	11,31	12,25	12,79	13,09
MnO	0,18	0,21	0,21	0,17	0,13	0,19	0,16	0,11
MgO	11,84	11,87	13,32	12,76	12,42	12,58	13,22	13,38
CaO	11,48	11,08	11,64	11,44	11,43	11,52	11,06	11,80
Na <sub>2</sub> O	2,64	2,47	2,46	2,27	2,51	2,52	2,37	2,25
K <sub>2</sub> O	1,12	1,10	1,26	1,17	1,02	1,13	1,04	1,18
Total	97,87	97,46	96,58	96,95	96,46	97,76	97,25	97,69

Número de iões na base de 23 oxigénios

Si	8,055	6,004	6,056	6,072	6,118	6,068	5,922	5,933
Al <sup>IV</sup>	1,945	1,996	1,944	1,928	1,882	1,932	2,078	1,966
Al <sup>VI</sup>	0,103	0,051	0,047	0,102	0,156	0,079	0,000	0,000
Ti	0,594	0,592	0,605	0,582	0,599	0,581	0,575	0,596
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,294	0,000	0,126	0,000	0,083	0,245	0,000
Fe <sup>2+</sup>	1,644	1,397	1,340	1,332	1,418	1,436	1,351	1,644
Mn	0,023	0,027	0,027	0,021	0,017	0,024	0,020	0,014
Mg	2,636	2,639	2,977	2,836	2,776	2,786	2,940	2,995
Ca	1,838	1,771	1,870	1,828	1,836	1,834	1,769	1,899
Na-M <sup>d</sup>	0,162	0,229	0,130	0,172	0,164	0,166	0,100	0,000
Na-A	0,602	0,485	0,586	0,485	0,566	0,560	0,586	0,655
K	0,213	0,209	0,241	0,223	0,195	0,214	0,198	0,226

(a) Gabro.

(b) Diorito.

n.d. — Não detectado.

FeO<sup>c</sup> — Ferro total sob a forma de FeO.

FeO<sup>3+</sup> — Calculado pelo método de J.J. PAPIKE *et al.* (1974).

As análises agora efectuadas revelam grande uniformidade na composição química, tratando-se, sem dúvida, de mineral do grupo das anfíbolas cálcicas, ricas de Mg, da série quersutite-ferro-quersutite e com alto teor de titânio (superior a 0,50 % de TiO<sub>2</sub> na análise ponderal).

A razão Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup> é superior a 0,5, o que localiza esta anfíbola no campo das quersutites (HAWTHORNE, 1981).

### 2.2.4. BIOTITE

A biotite é componente constante, ainda que a abundância seja variável. É muito abundante nos dioritos e em alguns lamprófiros, aparecendo como mineral acessório nos outros tipos litológicos.

As análises químicas revelam tratar-se de biotite (*s.l.*), de composição muito uniforme; são caracterizadas pela baixa razão Mg/Fe (sempre inferior a 2), teores de Al relativamente baixos e alto teor de Ti.

QUADRO V

Análises químicas de biotites

	1(a)	2(a)	3(a)	4(b)	5(b)	6(c)	7(c)
SiO <sub>2</sub>	35,85	36,60	35,43	35,98	36,03	35,83	36,41
TiO <sub>2</sub>	6,26	6,28	5,95	6,18	6,20	5,97	6,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,76	13,84	13,84	12,94	13,10	13,01	12,88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	n.d.	0,06	0,05	n.d.	n.d.	n.d.
FeO <sup>c</sup>	17,60	16,17	16,17	17,99	16,92	17,68	17,54
MnO	0,09	0,10	0,13	0,14	0,12	0,09	0,12
MgO	12,36	12,83	13,19	12,75	12,82	13,08	12,76
CaO	n.d.	n.d.	0,01	0,01	n.d.	n.d.	n.d.
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,42	0,33	0,40	0,42	0,38	0,40
K <sub>2</sub> O	9,44	9,27	9,55	9,09	9,58	9,33	9,58
Total	95,86	95,51	94,66	95,53	95,19	95,37	95,78

Número de iões na base de 22 oxigénios

Si	5,432	5,509	5,410	5,476	5,488	5,462	5,523
Al <sup>IV</sup>	2,458	2,456	2,492	2,322	2,353	2,338	2,303
Al <sup>VI</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,713	0,711	0,683	0,707	0,710	0,684	0,695
Cr	0,006	0,000	0,007	0,006	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	2,230	2,035	2,065	2,290	2,155	2,254	2,225
Mn	0,012	0,013	0,017	0,018	0,015	0,012	0,015
Mg	2,791	2,878	3,002	2,892	2,910	2,972	2,884
Ca	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
Na	0,132	0,123	0,098	0,118	0,124	0,112	0,118
K	1,825	1,780	1,861	1,765	1,862	1,814	1,854
(X + Y)	7,710	7,539	7,734	7,797	7,777	7,848	7,791
Z	7,891	7,964	7,902	7,797	7,841	7,800	7,826

(a) Gabro.

(b) Diorito.

(c) Sienito.

n.d. — Não detectado.

### 2.2.5. OLIVINA

A olivina aparece apenas nos gabros, onde não é muito abundante, e nos pequenos afloramentos basálticos.

Apresenta-se em pequenos cristais subidiomórficos, arredondados; de maneira geral está muito fracturada, o que favorece os processos de serpentinização, vendo-se, ao longo das fracturas, produtos de exsolução.

Trata-se de uma olivina intermédia (Fo<sub>80</sub>).



QUADRO VI  
Análises químicas de olivinas do gabro

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	36,13	36,19	36,14	36,13
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,03	0,04	n.d.
NiO	0,02	n.d.	0,05	0,04
FeO <sup>f</sup>	34,65	34,11	34,38	35,02
MnO	0,76	0,75	0,69	0,69
MgO	29,37	29,24	29,58	29,01
CaO	0,10	0,13	0,06	0,03
Total	101,08	100,45	100,94	100,92

Número de íões na base de 4 oxigénios				
Si	0,991	0,996	0,991	0,994
Ti	0,001	0,001	0,001	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,795	0,785	0,788	0,806
Mn	0,018	0,017	0,016	0,016
Ni	0,000	0,000	0,001	0,001
Mg	1,200	1,200	1,209	1,189
Ca	0,003	0,004	0,002	0,001
% Fo	60,167	60,436	60,524	59,615

n.d. — Não detectado

## 2.2.6. MINERAIS OPACOS

### a) Óxidos de Fe e Ti

São minerais acessórios, homoganeamente dispersos e, às vezes, relativamente abundantes, como a ilmenite que deu origem a concentrações espessas nas areias da praia de S. Torpes, a sul do maciço.

As análises efectuadas revelaram a existência de magnetite com cerca de 90% de ferro total, e de ilmenite com valores de TiO<sub>2</sub> próximos dos 50%.

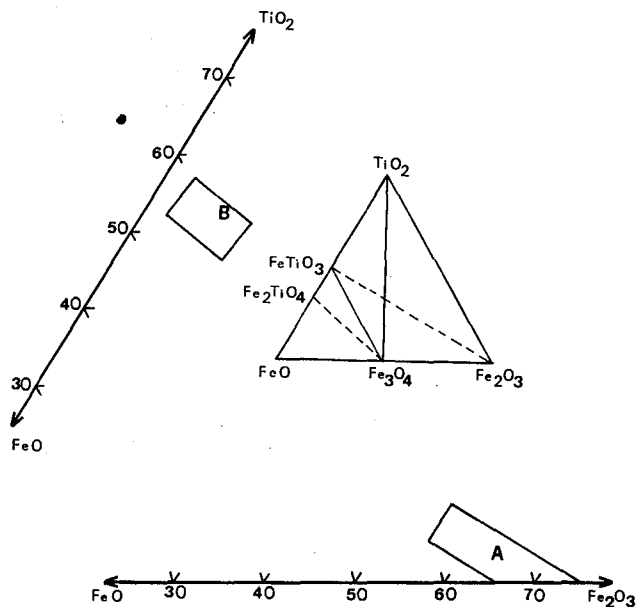


Fig. 5 — Domínios composicionais dos minerais opacos no diagrama TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO (em moles %):

- A — domínio das magnetites.
- B — domínio das ilmenites.

Na fig. 5 (diagrama TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO, em moles %) encontram-se expressos os domínios composicionais dos minerais opacos, cujas análises figuram no Quadro VII (magnetites) e Quadro VIII (ilmenites).

Os óxidos de Fe e Ti constituem soluções sólidas no sistema FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>. Neste caso estão representadas as

séries: Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> (magnetite)-Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub> (ulvospinela) e FeTiO<sub>3</sub> (ilmenite)-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (hematite).

O domínio A é constituído por magnetites com baixo teor de ulvospinela; B representa as características composicionais das ilmenites.

QUADRO VII  
Análises químicas de magnetites

	1(a)	2(a)	3(b)	4(b)	5(c)	6(c)	7(c)
TiO <sub>2</sub>	5,75	0,18	0,03	5,02	6,81	3,18	5,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,39	0,48	1,82	3,00	1,19	0,06	0,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	0,02	1,91	1,41	0,84	0,01	0,92
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,27	0,35	0,33	0,21	0,17	0,16
FeO <sup>f</sup>	85,28	92,00	87,90	84,97	83,67	91,34	87,52
MnO	1,22	1,03	1,06	0,08	2,14	0,32	1,21
MgO	1,92	1,05	3,83	0,34	2,13	0,01	0,01
Total	97,36	95,03	96,90	95,15	96,99	95,09	95,15

Número de íões na base de 32 oxigénios

Ti	1,266	0,040	0,006	1,128	1,493	0,724	1,139
Al	0,476	0,169	0,612	1,056	0,409	0,021	0,118
Cr	0,326	0,005	0,431	0,333	0,194	0,002	0,220
V	0,088	0,065	0,080	0,079	0,049	0,041	0,039
Fe <sup>3+</sup>	12,618	15,696	14,883	12,395	12,374	14,497	13,354
Fe <sup>2+</sup>	8,094	7,290	6,093	8,928	8,022	8,623	8,810
Mn	0,300	0,261	0,256	0,020	0,528	0,082	0,310
Mg	0,831	0,468	1,629	0,151	0,926	0,005	0,005

- (a) Gabro.
- (b) Diorito.
- (c) Sienito.

QUADRO VIII  
Análises químicas de ilmenites

	1(a)	2(a)	3(b)	4(c)
TiO <sub>2</sub>	47,23	46,91	46,39	49,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	n.d.	6,00	n.d.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	n.d.	0,10	0,01
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48	0,43	0,35	0,40
FeO <sup>f</sup>	49,09	49,82	40,29	39,01
MnO	1,59	1,69	1,07	8,96
MgO	0,10	0,39	4,53	n.d.
Total	98,57	99,24	98,73	98,20

Número de íões na base de 6 oxigénios

Ti	1,809	1,779	1,668	1,921
Al	0,002	0,000	0,338	0,000
Cr	0,002	0,000	0,004	0,000
V	0,020	0,017	0,013	0,016
Fe <sup>3+</sup>	0,358	0,424	0,309	0,141
Fe <sup>2+</sup>	1,733	1,678	1,302	1,532
Mn	0,069	0,072	0,043	0,389
Mg	0,008	0,029	0,323	0,000

- (a) Gabro.
- (b) Diorito.
- (c) Sienito.
- n.d. — Não detectado

### b) Pirite

Este mineral aparece com relativa frequência nos gabros, onde pode ser visto, mesmo em amostras de mão, em pequenos cristais dourados de formas cúbicas bem definidas.

Foram analisadas 3 amostras, mas apenas foram determinadas as percentagens ponderais de ferro total e S. Os resultados obtidos foram: 43,04-37,75-39,55 para o FeO<sup>f</sup> e 55,65-58,58-55,66 para o S.

### 3. GEOQUÍMICA

#### 3.1. Elementos maiores

Na representação diagramática foram utilizadas as análises cujos resultados se encontram neste trabalho (Quadro IX, Quadro X, Quadro XI e Quadro XII) e ainda as colhidas na bibliografia e apresentadas por M. H. CANILHO (1972).

*Métodos:* as determinações de  $\text{SiO}_2$  e de ferro ferroso foram feitas por processos volumétricos;  $\text{P}_2\text{O}_5$  foi calculado por colorimetria; para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{MnO}$  utilizou-se a espectrometria de absorção atômica como técnica analítica.

O diagrama álcalis- $\text{SiO}_2$  (fig. 6) evidencia carácter alcalino porquanto os pontos figurativos destas rochas se projectam, na quase totalidade, acima da linha diagonal que separa o campo alcalino do sub-alcalino como o indicado por T. N. IRVINE & W. R. A. BARAGAR (1971).

Na fig. 7 recorre-se a diagramas de variação linear dos teores dos óxidos em função de  $\text{SiO}_2$ .

Os teores de  $\text{K}_2\text{O}$  variam entre 0,33% (nas rochas mais básicas) e 7,04% (nas rochas com maiores valores de  $\text{SiO}_2$ ).

Os valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são, em geral, elevados, variando entre 11,17% e 20,87%. No entanto, a grande maioria das rochas apresenta valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  semelhantes.

Os teores de  $\text{CaO}$  variam entre 0,14% e 12,98%, os de ferro total entre 1,11% e 15,99%.

$\text{MgO}$  apresenta valores de 0,40% a 12,09%.

Os teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  e de  $\text{MnO}$  são normais para este tipo de rochas; os primeiros variam de 0,07% a 0,95% e os teores de  $\text{MnO}$  estão entre 0,02% e 0,34%.

Estas rochas exibem teores de  $\text{TiO}_2$  entre 0,17% e 4,50%.

Com o aumento do teor de  $\text{SiO}_2$  há diminuição acentuada dos de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{FeO}^t$  e enriquecimento de álcalis; os valores de  $\text{TiO}_2$  diminuem também, embora menos acentuadamente; os restantes componentes denotam pequena variação com o aumento da percentagem de  $\text{SiO}_2$ .

O diagrama triangular AFM (fig. 8) mostra, também, a tendência alcalina deste maciço, pois os pontos projectam-se, na quase totalidade, abaixo da linha tracejada que separa o campo das rochas toleíticas (acima da linha) do campo das

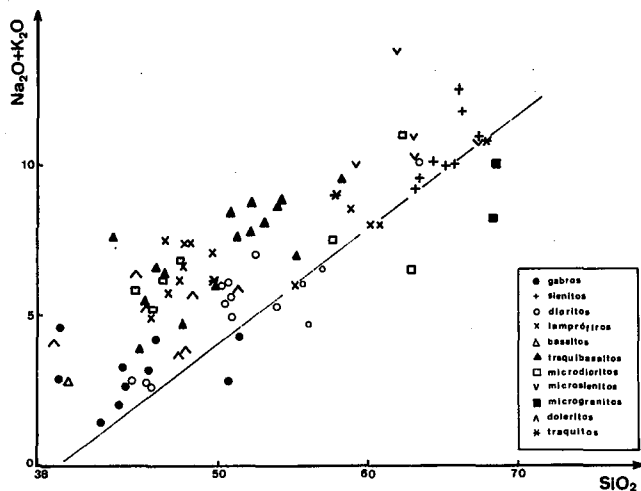


Fig. 6 — Diagrama  $\text{SiO}_2$ -álcalis totais. A linha separa o campo alcalino do sub-alcalino, segundo Irvine e Baragar (1971)

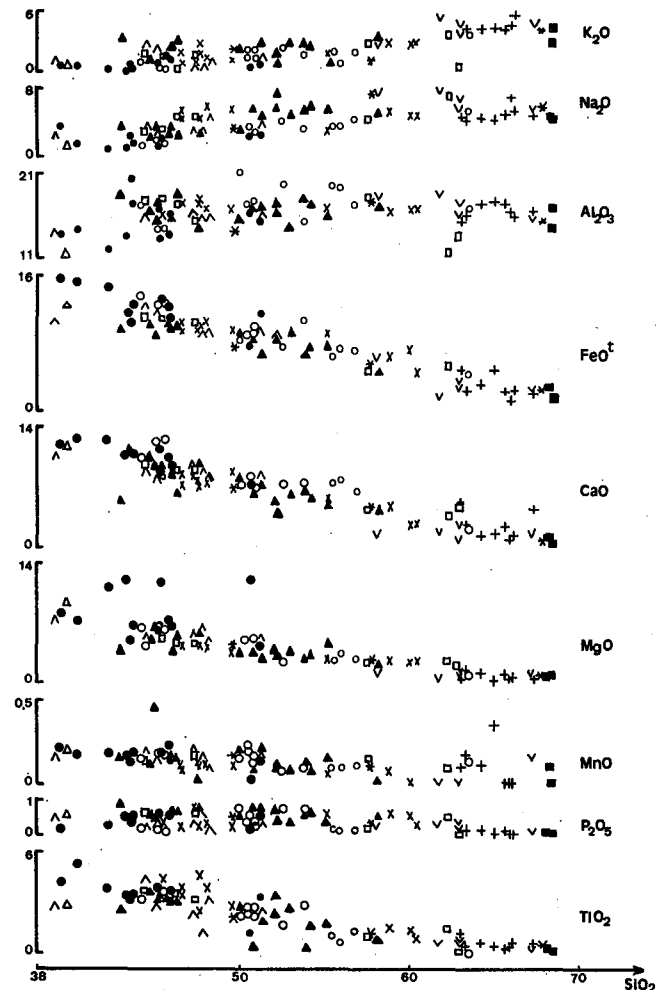


Fig. 7 — Diagrama de variação dos óxidos com a sílica (símbolos como na fig. 6)

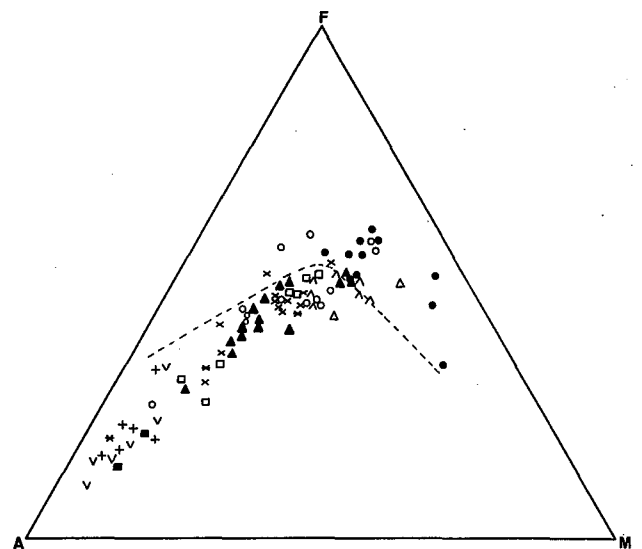


Fig. 8 — Diagrama AFM (símbolos como na fig. 6)

rochas alcalinas e calco-alcalinas, segundo T. N. IRVINE & BARAGAR (1971).

A distribuição dos pontos neste diagrama indica menores percentagens de magnésio e ferro em relação aos álcalis.

QUADRO IX

Análises químicas e normas das rochas gabro-dioríticas

	1	2	3	4	46	47	48	5	6	7	8
	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)	(b)	(b)	(b)	(b)
SiO <sub>2</sub>	45,97	45,33	43,78	43,64	44,27	45,25	45,50	50,99	55,54	56,02	56,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,55	17,20	17,54	20,87	17,28	14,73	14,90	17,66	19,46	19,11	17,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,55	2,48	1,64	3,47	3,76	2,51	2,32	7,61	3,45	3,85	5,04
FeO	8,55	10,62	11,12	7,20	9,40	10,03	10,44	1,73	2,69	3,40	2,09
MgO	6,43	4,23	6,63	5,14	6,30	6,83	6,69	5,37	2,50	3,30	2,60
CaO	9,96	9,23	11,33	11,75	10,91	12,51	12,47	7,25	7,41	7,70	6,42
Na <sub>2</sub> O	2,63	2,19	1,78	2,43	1,65	2,02	1,95	2,96	3,70	3,82	4,21
K <sub>2</sub> O	1,66	1,01	0,89	0,94	1,16	0,79	0,72	2,65	2,31	0,85	2,31
TiO <sub>2</sub>	3,63	3,72	3,52	3,10	3,20	3,75	3,82	2,25	1,14	0,63	1,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,62	0,65	0,57	0,45	0,26	0,22	0,19	0,43	0,35	0,22	0,33
MnO	0,13	0,19	0,19	0,14	0,15	0,17	0,16	0,13	0,12	0,15	0,08
H <sub>2</sub> O	1,23	1,13	0,89	1,02	1,58	0,94	0,66	0,90	1,60	1,10	1,20
Total	99,91	99,98	99,88	100,15	99,92	99,75	99,82	99,93	100,27	100,15	99,67
Normas											
Q	—	—	—	—	—	—	—	2,60	7,42	9,66	8,75
or	9,84	5,94	5,28	5,56	6,84	4,67	4,28	15,68	13,67	5,00	13,68
ab	11,79	13,72	3,14	8,43	8,49	8,75	9,33	24,99	31,27	32,28	35,58
an	28,40	34,08	37,19	43,20	36,28	28,74	29,72	27,02	29,61	32,47	21,18
ne	5,65	2,58	6,44	6,56	2,95	4,52	3,89	—	—	—	—
wo	—	—	—	—	—	—	—	2,32	2,03	1,82	3,56
en	—	—	—	—	—	—	—	13,43	1,43	—	6,50
di	13,40	6,12	12,26	9,80	13,16	26,00	25,28	—	—	—	—
hy	17,24	4,22	24,29	13,60	18,48	14,86	15,60	—	5,20	10,53	—
mt	3,69	3,59	2,38	5,93	5,45	3,64	3,36	—	5,01	5,59	3,39
il	6,90	7,06	6,68	5,89	6,08	7,13	5,26	3,92	2,17	1,20	2,36
ap	1,48	1,54	1,34	1,07	0,60	0,50	0,44	1,01	0,84	0,50	0,77
hm	—	—	—	—	—	—	—	7,62	—	—	2,70
esfena	—	—	—	—	—	—	—	0,45	—	—	—

Anal. L. Peres Rodrigues e M. R. Baiões.

(a) Gabros.  
(b) Dioritos.

QUADRO X

Análises químicas e normas dos sienitos

	9	10
SiO <sub>2</sub>	64,38	65,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,85	18,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	1,70
FeO	1,58	1,44
MgO	1,03	0,70
CaO	1,61	1,61
Na <sub>2</sub> O	4,99	4,85
K <sub>2</sub> O	5,12	5,24
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,08
MnO	0,12	0,34
H <sub>2</sub> O	1,10	0,83
Total	99,91	100,37
Normas		
Q	10,66	12,11
C	1,42	1,65
or	30,30	30,97
ab	42,18	40,97
an	7,25	7,45
hy	3,54	2,92
mt	2,08	2,46
il	1,11	0,81
ap	0,27	0,20

Anal. L. Peres Rodrigues e M. R. Baiões.

QUADRO XI

Análises químicas e normas de elementos da brecha

	11	12
	(a)	(b)
SiO <sub>2</sub>	47,48	68,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,68	17,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,85	1,40
FeO	3,83	0,54
MgO	4,57	0,99
CaO	9,09	0,14
Na <sub>2</sub> O	4,85	4,31
K <sub>2</sub> O	2,02	5,78
TiO <sub>2</sub>	3,20	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,53	0,14
MnO	0,17	0,02
H <sub>2</sub> O	1,65	1,14
Total	99,92	100,33
Normas		
Q	—	19,88
C	—	3,72
or	11,95	34,19
ab	22,53	36,42
an	15,01	—
ne	10,00	—
di	21,10	—
en	3,52	2,48
mt	—	1,09
il	6,08	0,47
ap	1,24	0,27
hm	6,85	0,66

Anal. L. Peres Rodrigues e M. R. Baiões.

(a) Microdiorito.  
(b) Microgranito.

QUADRO XII

Análises químicas e normas das rochas filonianas

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	
	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)	(b)	(b)	(b)	(b)	(b)	(c)	(c)	(c)	(c)	(c)	(c)	
SiO <sub>2</sub>	46,58	47,66	46,64	49,69	48,19	47,73	47,81	48,17	45,17	44,50	51,34	53,91	58,23	52,13	46,38	53,02	52,24	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,45	17,47	17,38	16,83	16,81	17,56	15,50	15,49	17,19	16,05	16,05	17,80	17,00	17,57	18,32	14,92	16,62	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,54	2,57	3,44	5,13	3,91	3,09	4,65	6,05	7,52	8,84	5,73	1,54	2,91	2,97	5,31	6,89	1,44	
FeO	5,58	7,11	5,94	4,41	6,48	6,97	4,77	3,65	4,77	3,87	3,87	5,13	1,71	5,13	4,64	2,43	6,84	
MgO	4,47	4,24	4,47	3,81	4,14	4,64	6,56	4,97	6,40	5,63	5,47	2,92	2,09	3,64	5,77	3,47	3,48	
CaO	7,06	7,85	9,23	8,67	7,49	6,99	9,15	8,39	8,10	9,09	8,40	6,26	4,16	5,11	6,14	6,16	3,78	
Na <sub>2</sub> O	5,39	4,28	4,58	5,36	5,80	4,38	3,16	4,58	2,70	3,77	4,04	5,22	5,49	5,80	2,85	4,90	7,28	
K <sub>2</sub> O	2,17	2,39	1,21	1,69	1,66	3,07	0,79	1,15	2,59	2,71	1,93	3,39	4,05	2,02	3,50	3,19	1,51	
TiO <sub>2</sub>	3,50	2,55	3,77	2,75	3,90	4,30	1,12	3,20	2,75	4,50	2,65	0,21	0,87	2,25	3,00	2,50	3,20	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,25	0,21	0,24	0,25	0,21	0,68	0,33	0,29	0,26	0,25	0,57	0,55	0,61	0,70	0,38	0,45	
MnO	0,09	0,13	0,10	0,10	0,12	0,11	0,16	0,11	0,16	0,20	0,18	0,12	0,03	0,09	0,14	0,09	0,13	
H <sub>2</sub> O	3,10	3,38	2,89	1,07	0,95	1,43	5,44	4,08	2,13	0,77	0,56	2,69	2,64	2,96	3,50	2,45	3,32	
Total	100,14	99,88	99,86	99,75	99,70	100,48	99,79	100,17	99,77	100,19	100,47	99,76	99,73	100,28	100,32	100,40	100,29	
Normas																		
Q	—	—	—	—	—	—	0,65	—	—	—	—	—	1,93	—	—	—	—	
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,32	—	
or	12,84	14,12	7,17	10,02	9,84	18,18	4,66	6,78	15,34	16,01	11,39	20,07	23,96	11,95	20,68	18,85	8,95	
ab	21,38	17,55	23,79	31,71	27,04	16,81	26,72	32,70	13,73	10,79	32,70	29,75	46,36	39,51	16,61	39,45	41,66	
an	16,99	21,38	23,24	16,82	14,90	19,15	25,74	18,29	27,08	18,84	19,93	15,07	9,75	15,92	25,95	9,28	8,17	
ne	13,09	10,08	8,09	7,34	11,90	10,93	—	3,27	4,91	11,41	0,79	7,78	—	5,14	4,06	1,05	10,76	
wo	—	—	—	10,27	—	—	—	8,85	4,70	10,27	8,39	—	3,04	—	—	7,83	—	
en	—	—	—	9,53	—	—	—	12,43	16,00	14,08	13,68	—	5,23	—	14,44	8,68	—	
di	13,06	12,99	16,74	—	16,39	11,28	12,07	—	—	—	—	10,21	—	4,39	—	—	6,22	
hy	5,94	11,20	5,29	—	5,01	9,55	14,04	—	—	—	—	10,25	—	10,40	—	—	11,95	
mt	6,59	3,73	4,99	6,56	5,66	4,47	6,75	2,83	7,93	0,07	5,38	2,23	3,08	4,31	6,71	0,88	2,09	
il	6,66	4,85	7,16	5,23	7,42	8,18	2,12	6,08	5,23	8,56	5,03	0,38	1,66	4,27	5,70	4,75	6,08	
ap	0,50	0,60	0,50	0,57	0,60	0,50	1,61	0,77	0,67	0,60	0,61	1,34	1,31	1,44	1,65	0,91	1,08	
hm	—	—	—	0,61	—	—	—	4,10	2,05	8,80	2,02	—	0,78	—	0,69	6,28	—	

Anal. L. Peres Rodrigues e M. R. Baiões.

(a) Lamprófitos.

(b) Doleritos.

(c) Traquibasaltos.

QUADRO XII (continuação)

Análises químicas e normas das rochas filonianas

	30	31	32	33	34	35	36	37
	(d)	(d)	(d)	(d)	(d)	(d)	(e)	(e)
SiO <sub>2</sub>	63,12	61,97	63,02	66,03	66,25	62,30	44,44	46,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,07	18,13	17,56	16,61	16,05	11,17	17,42	17,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	1,41	1,11	0,98	1,11	1,39	3,67	4,03
FeO	1,80	0,41	1,84	0,72	1,21	4,37	7,47	5,99
MgO	1,59	0,83	1,16	0,73	0,56	2,25	4,80	4,64
CaO	1,68	1,75	2,39	0,95	1,15	3,50	8,95	9,23
Na <sub>2</sub> O	5,29	7,49	6,74	6,70	5,39	6,87	3,77	4,99
K <sub>2</sub> O	4,86	6,27	4,13	5,80	6,39	4,13	2,11	1,20
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,50	0,83	0,40	0,50	1,50	3,50	3,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,24	0,23	0,07	0,08	0,51	0,59	0,62
MnO	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,09	0,14	0,13
H <sub>2</sub> O	3,13	1,13	0,76	1,62	1,49	1,79	3,03	2,19
Total	100,34	100,16	99,81	100,65	100,20	99,87	99,89	100,31
Normas								
Q	8,35	0,72	5,00	7,22	10,34	23,81	—	—
or	28,75	37,08	24,40	34,31	37,81	24,40	12,45	7,12
ab	41,97	44,85	47,63	44,96	37,15	7,91	12,10	22,79
an	7,14	7,06	10,40	4,25	5,14	14,04	24,35	21,68
ne	—	—	—	—	—	—	10,71	10,50
en	—	2,08	—	—	—	—	—	—
ac	2,40	—	3,19	2,82	3,18	—	—	—
di	—	—	—	—	—	—	13,01	15,88
hy	5,30	—	4,99	2,57	2,83	10,18	10,88	6,18
mt	1,65	—	—	—	—	2,02	5,31	5,84
il	1,20	0,93	1,58	0,76	0,96	2,86	6,65	6,66
ap	0,44	0,57	0,54	0,17	0,20	1,21	1,41	1,48
esfena	—	0,04	—	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	—	4,29	1,33	1,98	1,11	11,65	—	—

(d) Microsienitos.

(e) Microdioritos.

### 3.2. Elementos menores

As concentrações dos elementos menores foram determinadas por espectrometria de fluorescência de raios X, de acordo com métodos standardizados. Foi utilizado um espectrômetro Philips PW 1410/00, com tubo de W, trabalhando a 50 Kv e 50 mA, com cristal analisador LiF 220.

Os resultados destas análises encontram-se no Quadro XIII.

Os diagramas de variação dos elementos menores com a sílica (fig. 9) mostram comportamento típico das rochas alcalinas. O teor do Rb aumenta das rochas ultrabásicas para as ácidas e as alcalinas, devido a intersubstituições diadômicas do potássio com o rubídio. O Y, o Th e o Zr aumentam, igualmente, com o teor de SiO<sub>2</sub>; o Zr pode atingir grandes concentrações em rochas alcalinas.

As variações dos teores de Ba e de Zn são bastante irregulares, não permitindo tirar qualquer conclusão.

Os teores de Sr diminuem nitidamente com o aumento de SiO<sub>2</sub>, o que se justifica pelo mais baixo conteúdo anortítico da plagioclase nas rochas mais ácidas.

Os teores de Ce, Nd e Sc são relativamente baixos, mantendo-se constantes, independentemente do valor de SiO<sub>2</sub>.

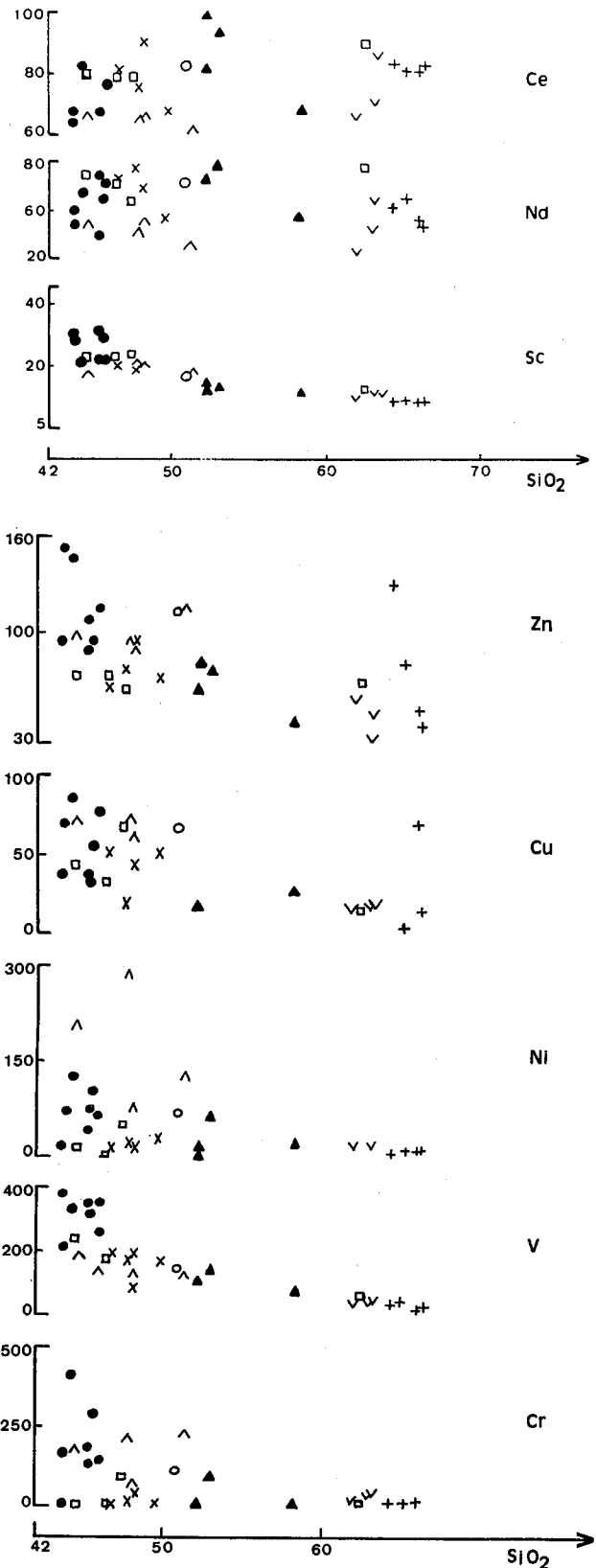
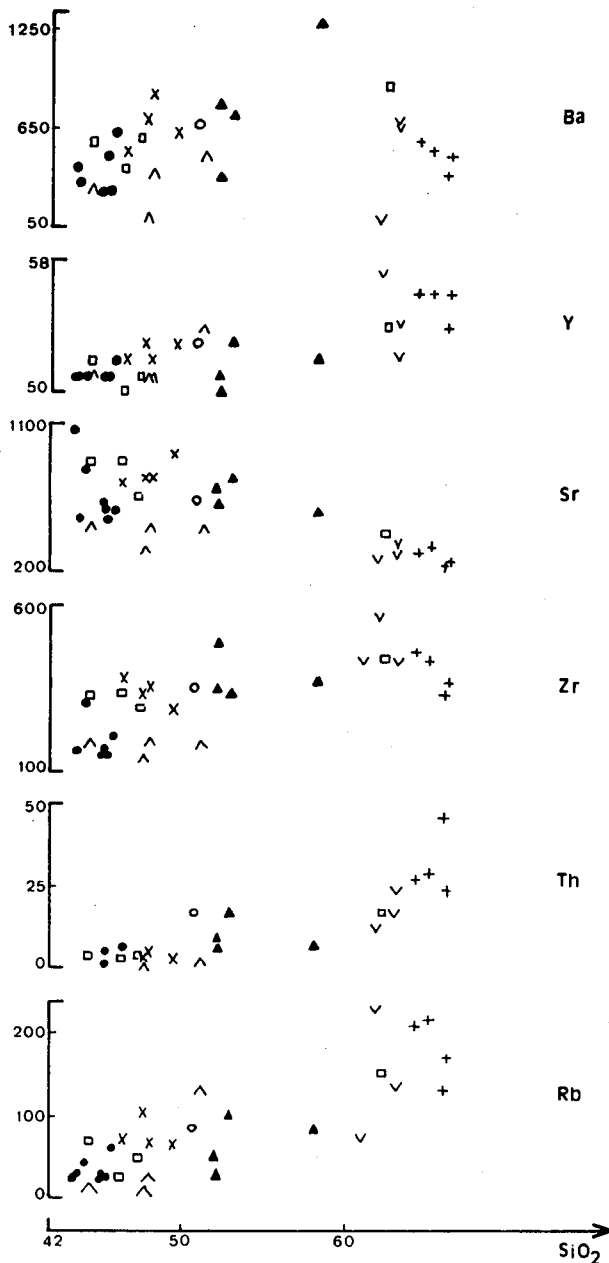


Fig. 9 — Diagrama de variação dos elementos menores (ppm)-SiO<sub>2</sub> (%) (símbolos como na fig. 6)

Os restantes elementos (Cr, V, Ni e Cu) apresentam nítido decréscimo com o aumento de SiO<sub>2</sub>.

Na fig. 10 está patente o carácter alcalino destas rochas; o aumento das concentrações de K implica o acréscimo dos teores de Rb. O fraccionamento entre K e o Rb é fraco. Há ligeira diminuição da relação K/Rb à medida que aumenta o K.

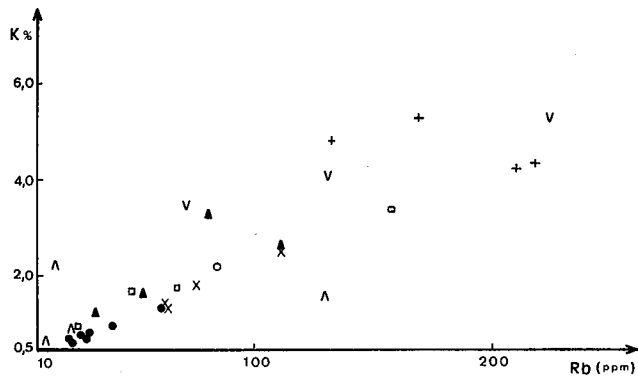


Fig. 10 — Diagrama Rb (ppm)-K(%) (símbolos como na fig. 6)

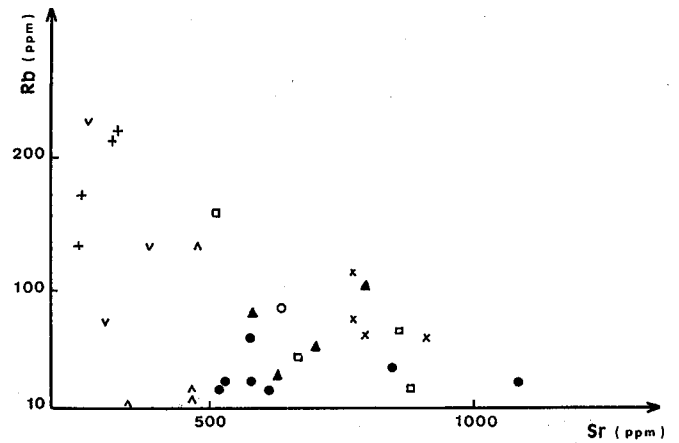


Fig. 12 — Diagrama Sr-Rb (símbolos como na fig. 6)

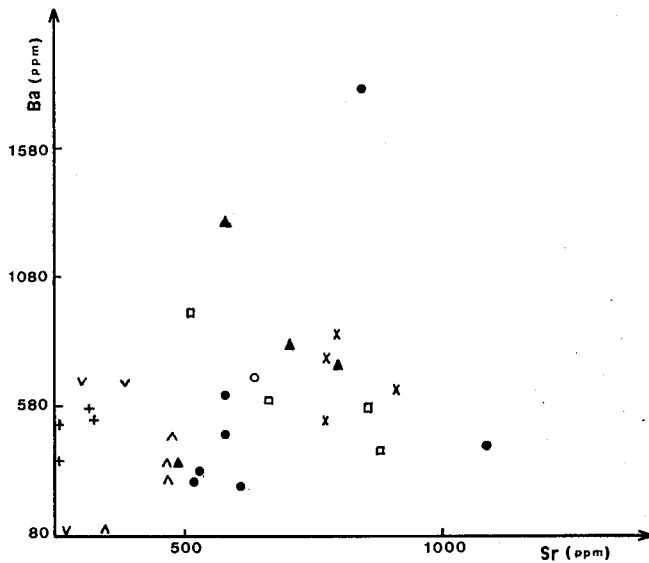


Fig. 11 — Diagrama Sr-Ba (símbolos como na fig. 6)

O diagrama da fig. 11 mostra uma correlação positiva (ainda que pouco nítida) do Ba com o Sr.

Já na fig. 12, onde se projectam os pontos figurativos dos teores de Rb e de Sr, a correlação é negativa. Neste caso, as variações poderiam ter sido dominadas ou pela fraccionação do feldspato alcalino ou da plagioclase.

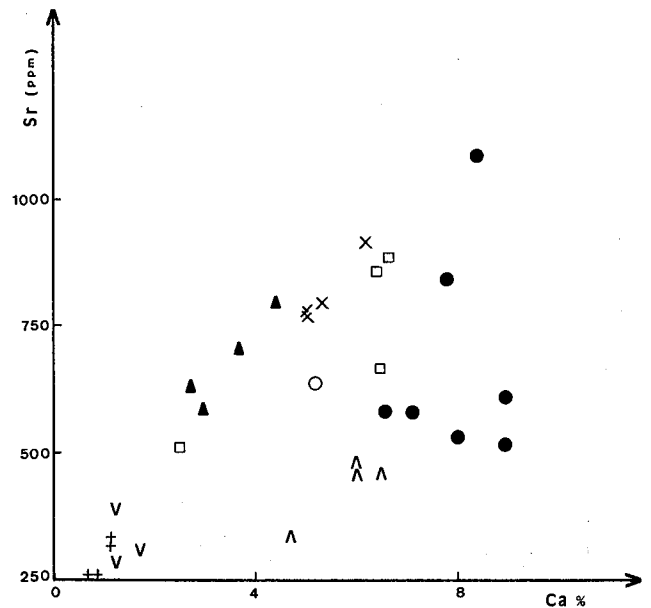


Fig. 13 — Diagrama Ca(%) - Sr(ppm) (símbolos como na fig. 6)

A relação Sr-Ca (fig. 13) não mostra distribuição linear dos pontos, havendo certa irregularidade. Podem, talvez, considerar-se duas rectas de correlação positiva.

QUADRO XIII

Elementos menores (ppm)

	1	2	3	4	5	46	47	48	9	10	11	13	16	17	18	19	20
	(a)	(a)	(a)	(a)	(b)	(a)	(a)	(a)	(c)	(c)	(d)	(e)	(e)	(e)	(e)	(f)	(f)
Ba	622	465	333	413	695	1804	278	286	574	529	601	523	641	850	724	108	360
Ce	77	68	65	68	83	82	68	68	83	81	79	81	68	90	76	66	67
Cr	148	147	163	3	101	409	180	292	14	14	89	4	5	41	7	218	73
Cu	77	32	70	37	65	85	37	55	n.d.	2	68	50	50	43	19	72	61
Nd	68	71	41	51	68	62	34	58	51	58	57	70	45	63	79	38	45
Ni	69	75	73	15	70	125	44	103	2	9	53	11	29	13	20	286	79
Rb	62	31	30	28	85	41	23	24	211	219	49	76	63	64	112	13	24
Sc	22	22	28	30	17	22	31	29	9	9	24	20	43	20	19	22	21
Sr	577	579	530	1085	637	847	611	519	317	329	666	774	912	798	775	345	469
Th	n.d.	1	n.d.	n.d.	17	n.d.	5	n.d.	27	29	4	6	3	5	3	1	n.d.
V	260	311	391	218	146	338	355	367	27	30	172	197	156	89	160	140	193
Y	52	51	51	51	53	51	51	51	56	56	51	52	52	52	53	51	51
Zn	114	108	154	94	112	146	89	94	129	79	63	65	71	94	77	94	92
Zr	204	169	166	168	350	310	149	150	453	445	299	383	292	352	332	149	191

- (a) Gabro.
- (b) Diorito.
- (c) Sienito.
- (d) Microdiorito.
- (e) Lamprófito.
- (f) Dolerito.
- n.d. — Não detectado.

QUADRO XIII (continuação)

Elementos menores (ppm)

	22	23	25	26	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
	(f)	(f)	(g)	(g)	(g)	(g)	(h)	(h)	(h)	(c)	(c)	(c)	(i)	(i)
Ba	293	468	1289	812	743	362	356	87	665	368	507	934	571	399
Ce	67	62	69	83	94	98	86	65	71	81	83	90	81	79
Cr	186	232	14	10	99	6	21	14	20	15	14	12	2	4
Cu	72	184	25	17	2111	19	16	12	15	68	12	14	44	33
Nd	42	30	47	71	80	72	55	22	37	42	40	79	73	68
Ni	208	129	17	15	62	4	11	10	12	8	8	n.d.	19	4
Rb	17	131	81	54	102	34	131	224	72	133	170	158	68	26
Sc	18	19	11	15	14	13	10	9	10	8	8	12	23	23
Sr	469	479	581	703	796	630	385	274	304	253	257	512	858	882
Th	n.d.	2	7	9	18	7	23	11	16	46	24	17	4	3
V	183	139	64	100	143	102	33	25	38	20	23	65	230	177
Y	51	54	52	51	53	50	54	57	52	54	56	54	52	50
Zn	99	115	42	64	74	80	45	54	31	50	40	68	72	72
Zr	187	179	362	351	348	486	440	555	431	336	362	445	323	335

(g) Traquibasalto  
(h) Microsienito.  
(i) Microdiorito.  
n.d. — Não detectado.

#### 4. COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO Sr.

As rochas das regiões oceânicas, como é do conhecimento geral, apresentam maior homogeneidade na composição isotópica do Sr e valores da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial entre 0,702 e 0,706, enquanto as rochas da crosta continental têm razões isotópicas iniciais significativamente mais elevadas ( $>0,710$ ).

QUADRO XIV

Razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e Rb/Sr, e teores de Rb e de Sr

Rocha	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Rb/Sr	Rb (ppm)	Sr (ppm)
Gabro	0,7033	0,098	53	538
Gabro	0,7034	0,049	27	544
Gabro	0,7033	0,023	24	1020
Diorito	0,7033	0,049	24	484
Diorito	0,7044	0,120	84,6	703,7
Sienito	0,7033	0,630	200	317
Sienito	0,7033	0,671	200	298
Sienito	0,7038	0,735	226	307,4

No Quadro XIV encontram-se os valores utilizados na construção dos diagramas das figs. 14, 15 e 16 (CANILHO & ABRANCHES, 1982).

Todas as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  foram normalizadas para  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$  e todas representam razões iniciais (usando 72 M.A.).

Os valores da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e os teores de Sr nas rochas de Sines são semelhantes aos obtidos para as rochas basálticas oceânicas (FAURE & HURLEY, 1963).

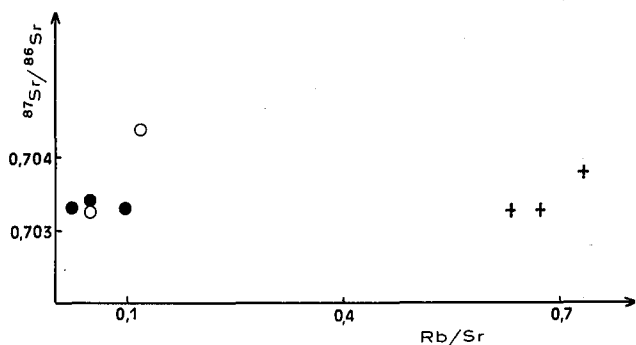


Fig. 14 — Diagrama razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -razão Rb/Sr (símbolos como na fig. 6)

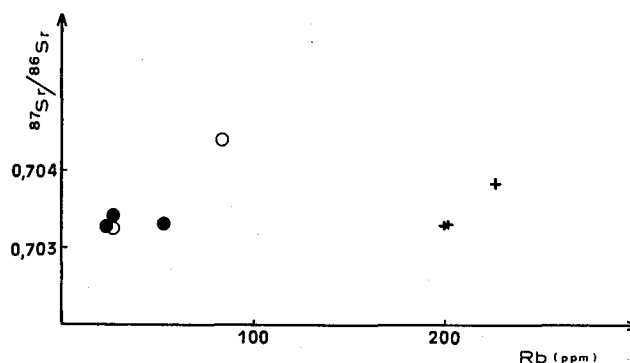


Fig. 15 — Diagrama razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -teor de Rb (símbolos como na fig. 6)

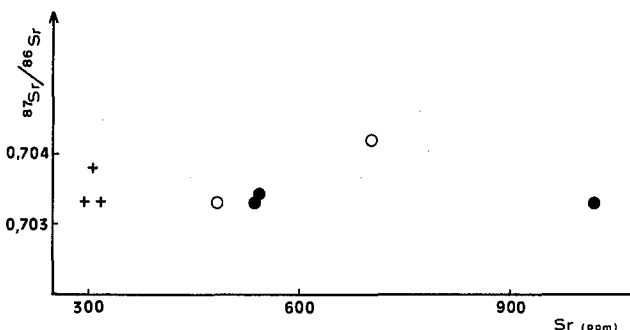


Fig. 16 — Diagrama razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -teor de Sr (símbolos como na fig. 6)

Pela observação dos diagramas das figs. 14, 15 e 16 verifica-se que estes valores se projectam no domínio dessas rochas, não tendo, portanto, sofrido contaminação de materiais siálicos. Os sienitos apresentam teores de Rb bastante mais elevados e teores de Sr mais baixos, consequentemente razões Rb/Sr mais elevadas; no entanto, as razões isotópicas iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mantêm-se dentro dos valores considerados para as rochas basálticas oceânicas.

#### 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O maciço ígneo de Sines é constituído predominantemente por rochas gabro-dioríticas, que formam os maiores

afloramentos, e por sienitos. Estes são mais recentes, pois contactam com o gabro por meio de brecha de cimento sienítico com elementos gabróticos. Estas rochas são cortadas por numerosos filões ácidos e básicos.

A composição mineral, tanto das rochas granulares como das filonianas, apresenta características comuns, em especial no que respeita à natureza das piroxenas e das anfíbolas: as piroxenas são sempre a augite e a salite; e as anfíbolas são invariavelmente a quersutite. Os minerais acessórios que foram analisados apresentam, também, grande homogeneidade na composição química.

Do ponto de vista da geocronologia absoluta, foi estabelecida uma isócrona com a idade de  $72 \pm 3$  M.A., o que situa o maciço no Cretácico superior (CANILHO & ABRANCHES, 1982). A razão isotópica inicial do Sr, é de  $0,70331 \pm 0,00004$  ( $2\sigma$ ). Esta razão sugere que a intrusão teria tido origem no manto superior, não tendo sido contaminada por rochas da crosta continental.

As relações entre as rochas intrusivas e as extrusivas levam a considerá-las cogenéticas.

Algumas das características químicas destas rochas são consistentes com a cristalização fraccionada como processo principal da diferenciação magmática. É o caso, por exemplo, do Sr e do Rb que apresentam correlação negativa, significando que as variações podiam ter sido determinadas pelo fraccionamento da plagioclase ou do feldspato potássico.

Também o aumento dos teores de Y e de Zr com o do teor de  $\text{SiO}_2$  revela mudança na composição do magma como resultado da cristalização fraccionada.

A cristalização precoce de minerais ferromagnesianos e de óxidos de Fe e Ti produz enriquecimento, no líquido residual, de  $\text{SiO}_2$  e de álcalis e diminuição da percentagem de CaO, MgO, ferro total,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e, ainda, dos teores de alguns elementos menores, como Sr e V.

Estes factos são os observados nas rochas de Sines e postos em evidência nos diagramas que apresentamos.

Os dados químicos, juntamente com a baixa razão isotópica inicial do Sr, levam a considerar a formação do maciço por cristalização fraccionada.

## BIBLIOGRAFIA

- ABRANCHES, M. C. B. & CANILHO, M. H. (1980) — «Estudo de geocronologia e geologia isotópica, pelo método do rubídio-estrôncio, dos três maciços mesozóicos portugueses: Sintra, Sines e Monchique». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. 22, pp. 385-390.
- BARBERI, F.; BIZOUARD, H. & VARET, J. (1971) — «Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas». *Contrib. Miner. Petrol.*, vol. 33, pp. 93-107.
- BELL, K. & POWELL, J. L. (1970) — «Isotopic composition of strontium in alkalic rocks». *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 81, pp. 3481-3490.
- CANILHO, M. H. (1972) — «Estudo geológico-petrográfico do maciço eruptivo de Sines». *Bol. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa*, vol. 12, fasc. 2, pp. 77-161.
- CANILHO, M. H. & ABRANCHES, M. C. B. (1982) — «Rb-Sr geochronology of the Sines alkaline complex». *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 68, fasc. 2, pp. 237-240.
- CARMICHAEL, I. S. E. (1967) — «The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates». *Contrib. Miner. Petrol.*, vol. 14, pp. 36-64.
- FAURE, G. & HURLEY, P. M. (1963) — «The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt: application to the origin of igneous rocks». *J. Petrol.*, vol. 4, n.º 1, pp. 31-50.
- FAURE, G. & POWELL, S. L. (1972) — «Strontium isotopic Geology». Springer-Verlag, 188 pp.
- HAWTHORNE, F. C. (1981) — «Crystal chemistry of the amphiboles». *Reviews in Mineralogy*, vol. 9A, pp. 1-95.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971) — «A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks». *Can. J. Earth Sc.*, vol. 8, pp. 523-548.
- KUSHIRO, I. (1960) — «Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks». *Amer. Journ. Sci.*, vol. 258, pp. 548-554.
- PAPIKE J. J.; CAMERON, K. L. & BALDWIN, K. (1974) — «Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data». *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs*, vol. 6, pp. 1053-1054.
- RUB, M. B., MARKEYEV, B. V. & VASIL'YEVA, G. L. (1963) — «Comagmatism criteria of intrusive, subvolcanic and effusive rocks (Miao-Chang region)». *Inter. Geol. Rev.*, vol. 10, n.º 5, pp. 585-602.