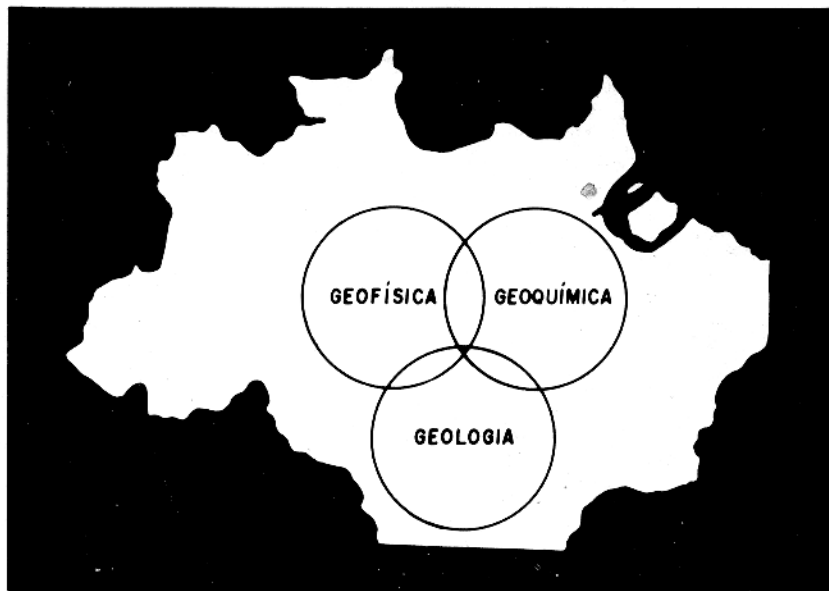


TESE DE MESTRADO

MINERALOGIA E PETROLOGIA DO COMPLEXO ULTRAMÁFICO
E ALCALINO DE SANTA FÉ - GO.

ANA MARIA SOARES DE SOUSA



NÚCLEO DE CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

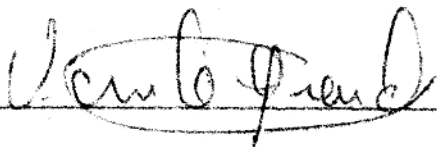
MINERALOGIA E PETROGRAFIA DO COMPLEXO
ULTRAMÁFICO E ALCALINO DE SANTA FÉ - GO

Por :


Ana Maria Soares de Sousa

TESE DE MESTRADO EM GEOQUÍMICA

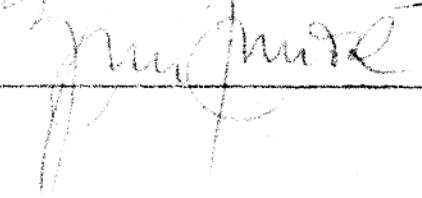
Aprovação da Banca Examinadora :



(Vicente Antonio V. Girardi)
Orientador



(Carlos Alberto R. de Albuquerque)



(Juan Rolando Zuleta Roncal)

RESUMO

O corpo de Santa Fé é um complexo ultramáfico e alcalino que guarda várias semelhanças com os complexos concêntricos alaskianos. Seu "emplacement" deu-se no Cretácio Superior, em terrenos granito-gnássicos do Complexo Basal Goiano (Almeida, 1967). Tem forma ovalada com cerca de 60 Km² de área e eixo maior orientado na direção NS. Situa-se no sudoeste do estado de Goiás - Brasil, a 15°14' de latitude S e 51°16' de longitude W.

Possui uma estrutura zonada com núcleo dunitico aureolado por faixas irregulares e descontínuas de peridotitos e piroxenitos, com missouritos e malignitos associados. Ocorrem ainda associados: leucita peridotitos e piroxenitos, mica peridotitos, lamprôfiros, fonólitos e essexitos. Os dunitos perfazem quase 3/4 da área total de afloramento do complexo.

Foram definidas 3(três) associações petrográficas, a saber: associação de rochas ultramáficas normais - constituída por dunitos, peridotitos e piroxenitos; associação de rochas ultramáficas alcalinas: constituída por missouritos, leucita peridotitos e piroxenitos; e associação de rochas máficas feldspatoidais - constituída por malignitos e essexitos.

Do ponto de vista mineralógico o complexo é caracterizado pela presença de minerais deficientes em sílica: olivina, leucita e nefelina; pela associação olivina - clinopiroxênio e pela ausência de ortopiroxênio. Olivina e clinopiroxênio ocorrem, quase sempre, como cristais quimicamente homogêneos, exibem porém, variações composicionais de uma rocha para outra. A olivina passa de Fo_{88.2} em dunitos, para Fo_{80.5} em clinopiroxenitos. O clinopiroxênio mostra variações composicionais num campo restrito que engloba os limites diopsídio/salita. Cristais inhomogêneos, zonados, ocorrem apenas em rochas alcalinas, onde foram registradas variações de Fo_{80.1} para Fo_{66.81} na olivina e de An_{40.56} para An_{23.39} no plagioclásio.

Foram caracterizadas texturas de "cumulus" e processos de diferenciação fracionada. Diagramas de variação mostram um

"trend" para as rochas ultramáficas normais e outro para aqueles de afinidade alcalina. O complexo de Santa Fé é comparável àqueles do Grupo Iporé (Goiás), ao de Emigrant Gap (Califórnia) e ao de Union Bay (Alaska). A ausência de gabros a dois piroxênios e a as sociação de rochas alcalinas distinguem-no dos complexos concêntricos de Jackson e Thayer (1972).

Concluiu-se por um magma original de natureza ultramáfica, submetido a "emplacement", cristalização e diferenciação fracionada. Contaminações locais durante o processo de ascensão podem ter sido responsáveis pela geração de fusões parciais potássicas.

A minha família:

- meu ponto de chegada e de partida

ÍNDICE

1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - OBJETIVOS	2
1.2 - LOCALIZAÇÃO E EXTENSÃO DA ÁREA	2
1.3 - ESTUDOS ANTERIORES	4
1.4 - METODOLOGIA	5
1.4.1 - TRABALHO DE CAMPO	5
1.4.2 - TRABALHOS MICROSCÓPICOS	5
1.4.3 - ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS	6
1.4.4 - ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS	7
2 - GEOLOGIA	8
2.1 - GEOLOGIA REGIONAL	8
2.2 - GEOLOGIA LOCAL	9
2.2.1 - TRAÇOS ESTRUTURAIS	12
2.2.2 - GEOCRONOLOGIA	13
2.2.3 - ROCHAS ENCAIXANTES	15
3 - PETROGRAFIA DO COMPLEXO DE SANTA FÉ	19
3.1 - CRITÉRIOS PARA NOMENCLATURA	19
3.1.1 - DENOMINAÇÃO DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS NORMAIS	19
3.1.2 - DENOMINAÇÃO DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS ALCALINAS	20
3.2 - AS DIVERSAS ASSOCIAÇÕES PETROGRÁFICAS DO COMPLEXO	21
3.3 - DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS	23

3.3.1 - DUNITOS	23
3.3.2 - PERIDOTITOS	28
3.3.3 - CLINOPIROXENITOS	38
3.3.4 - MISSOURITOS	40
3.3.5 - ESSEXITOS	43
3.3.6 - MALIGNITOS	45
3.3.7 - LAMPRÓFIROS	49
3.3.8 - FONÓLITO	52
3.4 - COMPORTAMENTO E VARIAÇÕES DO CONTEÚDO MINERALÓGICO	53
3.4.1 - PIROXÊNIO E OLIVINA NAS ROCHAS DO COMPLEXO	53
3.4.2 - PIROXÊNIO E OLIVINA NOS DUNITOS	56
3.4.3 - PIROXÊNIO E OLIVINA EM PERIDOTITOS E PIROXENITOS	57
3.4.4 - FÉLSICOS NA SONDAGEM 52	58
3.4.5 - VARIAÇÕES MINERALÓGICAS NAS ROCHAS LEUCÍTICAS	58
3.4.6 - DISTRIBUIÇÃO DOS OPACOS	60
3.4.7 - VARIAÇÕES NO GRAU DE SERPENTINIZAÇÃO E NO CONTEÚDO DE OPACOS	61
4 - PETROGÊNESE	64
4.1 - QUIMISMO DOS MINERAIS	64
4.1.1 - OLIVINA	67
4.1.2 - CLINOPIROXÊNIO	69
4.1.3 - PLAGIOCLÁSIO	76
4.1.4 - ÁLCALI-FELDSPATO	78
4.1.5 - FELDSPATÓIDES	78

4.2 - QUIMISMO DAS ROCHAS	79
4.2.1 - RELAÇÕES ENTRE COMPOSIÇÕES QUÍMICAS E MINERALÓGICAS	79
4.2.2 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS	86
4.3 - REVISÃO DE CONCEITOS SOBRE A CLASSIFICAÇÃO DOS CORPOS MÁFICOS-ULTRAMÁFICOS	92
4.3.1 - CLASSIFICAÇÃO DE JACKSON & THAYER (1972)	92
4.3.2 - CLASSIFICAÇÃO DE THAYER (1971)	93
4.3.3 - CLASSIFICAÇÃO DE DEN TEX (1969)	94
4.3.4 - CLASSIFICAÇÃO DE WYLLIE (1967)	94
4.4 - COMPARAÇÃO DO COMPLEXO DE SANTA FÉ COM OUTROS CORPOS	96
4.4.1 - COMPARAÇÃO DOS CLINOPIROXÊNIOS	96
4.4.2 - COMPARAÇÃO DO COMPORTAMENTO DAS ROCHAS NO DIAGRAMA AFM	99
4.5 - CLASSIFICAÇÃO DO COMPLEXO	99
5 - CONSIDERAÇÕES SOBRE O JAZIMENTO DO COMPLEXO	102
6 - DISCUSSÕES	104
6.1 - AS ASSOCIAÇÕES PETROGRÁFICAS E SUAS VARIAÇÕES MINERALÓGICAS	104
6.2 - AS VARIAÇÕES MINERALÓGICAS COMO INDÍCIOS DE PROCESSOS PETROGENÉTICOS	105
6.2.1 - VARIAÇÕES NOS MAFITOS NORMAIS	105
6.2.2 - VARIAÇÕES NOS MAFITOS ALCALINOS	107
6.2.3 - COMPORTAMENTO DOS OPACOS	109
6.3 - AS VARIAÇÕES QUÍMICAS NOS MINERAIS	110
6.3.1 - OLIVINAS	110

6.3.2 - PIROXÊNIOS	111
6.3.3 - MINERAIS DOS ESSEXITOS	112
6.4 - VARIAÇÕES QUÍMICAS DAS ROCHAS	113
6.5 - SOBRE A NATUREZA DO MAGMA GERADOR	113
7 - CONCLUSÕES	115
8 - AGRADECIMENTOS	118
9 - BIBLIOGRAFIA	120

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia	1 - Textura em mosaico de olivina-piroxênio-plagioclásio hornfels	25
Fotomicrografia	2 - Enriquecimento de epídoto no hornblenda-hornfels	25
Fotomicrografia	3 - Dunitos intensamente serpentinizados	26
Fotomicrografia	4 - Padrão textural em malha dos dunitos	26
Fotomicrografia	5 - Grãos anedrais de piroxênio em dunitos	27
Fotomicrografia	6 - Padrão de fraturamento e alteração da olivina no peridotito	31
Fotomicrografia	7 - Piroxênio com textura em mosaico no peridotito	31
Fotomicrografia	8 - "Intercumulus" de opacos entre piroxênios e olivinas nos peridotitos	32
Fotomicrografia	9 - "Intercumulus" de opacos em peridotitos e padrão de substituição de olivina por opacos	32
Fotomicrografia	10 - Olivina e piroxênio com textura em mosaico no peridotito	33
Fotomicrografia	11 - Piroxênio e olivina envolvidos por pseudo-leucita	36
Fotomicrografia	12 - Padrão textural dos mica peridotitos com olivina, biotita, piroxênio e opacos.	36
Fotomicrografia	13 - "Intercumulus" de opacos entre piroxênio e clinopiroxênio	41
Fotomicrografia	14 - Padrão textural dos missouritos ricos em olivina	42
Fotomicrografia	15 - Piroxênio com estrutura zonal no essexito	46
Fotomicrografia	16 - Anortoclásio envolvendo cristais de piroxênio e apatita no essexito	46

Fotomicrografia 17	- Intercrescimento gráfico de alcali-feldspato e nefelina englobando piroxênio, opacos e apatita no malignito	48
Fotomicrografia 18	- Aspectos das relações de piroxênio finamente granular e biotita contornando olivinas reliquias nos malignitos	48
Fotomicrografia 19	- Olivina reliquiar quase totalmente substituída por piroxênio nos malignitos	50
Fotomicrografia 20	- Pseudomorfo de piroxênio e fenocristal de biotita em matriz bostonítica	51
Fotomicrografia 21	- Textura suborientada dos fonólitos	54
Fotomicrografia 22	- Cristais de piroxênio com uralitização incipiente	54
Fotomicrografia 23	- Relictos de piroxênio e opacos com piroxênio quase totalmente anfibolitizado	55
Fotomicrografia 24	- Aglomerado de anfibólio eudral como pseudomorfos sobre piroxênio	55

FIGURAS

Figura 1	- Esboço dos principais elementos tectônicos do centro-oeste brasileiro - Adaptado de ALMEIDA, 1967, por SCHOBENHAUS FILHO, 1975	3
Figura 2	- Mapa Geológico do Distrito de Santa Fé, segundo BARBOUR, 1976	11
Figura 3	- Diagrama de Streckeisen com a distribuição das rochas a olivina e piroxênio	22
Figura 4	- Diagrama de Streckeisen com a distribuição das rochas alcalinas	22
Figura 5	- Variação dos conteúdos de olivina e piroxênio no complexo de Santa Fé	56
Figura 6	- Variação quantitativa da olivina em relação ao total olivina+piroxênio nos dunitos das sondagens F4 e F27	57
Figura 7	- Variações do conteúdo de olivina em relação ao total olivina+piroxênio em perfis verticais ao longo das sondagens F51, F5, F2 e F35	58

Figura 8	- Variações quantitativas de fêlsicos em relação ao total fêlsicos-máficos na sondagem F2	60
Figura 9	- Variações de leucita, olivina, piroxênio e biotita em rochas leucíticas	61
Figura 10	- Distribuição de opacos nas rochas do complexo	62
Figura 11	- Comportamento das razões: opacos/serpentina e serpentina/serpentina+olivina nos dunitos	63
Figura 12	- Diagrama Mg-Fe-Ca, para piroxênio e olivina	68
Figura 13	- Variações dos conteúdos de Mg e Fe nas fórmulas estruturais de olivina e piroxênio	69
Figura 14	- Ampliação do campo de distribuição do piroxênio no diagrama Mg-Fe-Ca	73
Figura 15	- Variações do número de ions de Ti, Al, K+Na, Si, Fe, Ca em relação ao índice $Mg \times 100 / Mg + Fe$ em piroxênio	74
Figura 16	- Campo de distribuição dos feldspatos das rochas alcalinas	76
Figura 17	- Composição dos feldspatpoides de malignitos e misouritos	78
Figura 18	- Variação os teores de MgO, SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Feo e CaO em relação às variações de opacos e piroxênios nos peridotitos	84
Figura 19	- Comportamento de K, Na, Al, Fe, Mg, Si e Ti em relação ao Índice de Larsen na rocha total	87
Figura 20	- Comportamento dos elementos Na+K, Al, Ca, Si e Ti em relação ao índice $Mg \times 100 / Mg + Fe$ na rocha total	88
Figura 21	- Distribuição das rochas no diagrama AFM	91
Figura 22	- Comparação do piroxênio de Santa Fé com o de outros corpos ultramáficos	97
Figura 23	- Comparação do "trend" de Santa Fé no diagrama AFM com o de outros complexos	100

TABELAS

Tabela 1 - Datações geocronológicas (BARBOUR, <i>et al.</i> 1978)	14
Tabela 2 - Análises modais de dunitos	24
Tabela 3 - Análises modais de peridotitos normais	29
Tabela 4 - Análises modais de leucita - peridotitos	34
Tabela 5 - Análises modais de clinopiroxenitos	39
Tabela 6 - Análises modais de missouritos	40
Tabela 7 - Análises modais de essexitos	44
Tabela 8 - Análises modais de malignitos	49
Tabela 9 - Análises químicas de olivina	65
Tabela 10 - Análises químicas de piroxênio	70
Tabela 11 - Composição química parcial dos fêlsicos	77
Tabela 12 - Análises químicas de rochas	80
Tabela 13 - Comparação das concentrações reais e teóricas dos óxidos: SiO ₂ , MgO e FeO nos dunitos	83
Tabela 14 - Conteúdos de Al ₂ O ₃ e TiO ₂ em rochas de complexos máfico-ultramáficos	98

1 - INTRODUÇÃO

O estudo das associações ultramáficas e ultramáficas alcalinas, tem se revestido de crescente interesse econômico e científico. O interesse econômico deve-se às mineralizações associadas, cuja importância é mundialmente reconhecida. Do ponto de vista científico, reveste-se de importância pelos subsídios que pode oferecer: seja à origem e evolução de magma ultramáficos, máficos e alcalinos; seja à interpretação da composição do manto superior.

A maioria dos trabalhos sobre os corpos alcalinos ultramáficos do centro oeste brasileiro que constituem o Grupo Iporã, consta de estudos preliminares ou tem um enfoque essencialmente econômico (GUIMARÃES, 1968; SOBRINHO *et al.*, 1971; LINDENMAYER, 1971; BERBERT, 1970). DANNI (1974) estuda em detalhe a geologia, a petrografia e a petrogênese dos complexos da região de Iporã, enquanto BARBOUR (1976) apresenta a geologia do Maciço de Santa Fé, seus aspectos petrográficos preliminares e estuda o manto de alteração de suas rochas sob um aspecto marcadamente geoquímico.

Segundo BARBOUR (1976) o Complexo Ultramáfico de Santa Fé, situado a sudoeste do Estado de Goiás, parecia tratar-se de um corpo ultramáfico intrusivo de tendência alcalina com expressivos indícios de diferenciação magmática, quais sejam a presença de uma associação plutônica grosseiramente circular de dunitos, peridotitos e piroxenitos concêntricamente dispostos; e a ocorrência associada de gabros alcalinos, missouritos, malignitos e lamprofitos além de outros. Estas informações entusiasmaram o autor do presente trabalho a efetuar um estudo de caráter mineralógico, petrográfico e petrogenético do complexo, contribuindo assim para o conhecimento dos corpos alcalino-ultramáficos do centro oeste brasileiro.

As possibilidades de efetivação da pesquisa foram aumentadas pela existência de um mapa geológico na escala 1:10000 e pela colaboração da Mineradora Montita Ltda., concessionária de uma jazida de níquel na área, que nos permitiu a realização de trabalhos de campo e franquiou a utilização de amostras de sondagens.

1.1 - OBJETIVOS

Ficaram definidos como objetivos de pesquisa:

- a) Estudar a mineralogia e petrografia das rochas mãficas e ultramáficas em detalhe e de suas encaixantes.
- b) Caracterizar o tipo de associação ultramáfica.
- c) Caracterizar a evolução petrogenética do complexo.
- d) Comparar o complexo ultramáfico de Santa Fê com outros conhecidos da literatura.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E EXTENSÃO DA ÁREA

O Complexo Ultramáfico de Santa Fê está situado no ponto de coordenadas: $51^{\circ}16'$ a W do meridiano de Greenwich e a $15^{\circ}40'$ de latitude sul, e dista apenas 3 km de Santa Fê, município de Juçara no Estado de Goiás - Brasil (Figura 1).

O corpo tem uma forma ovalada, com eixos principais nas direções Norte-Sul e Leste-Oeste, medindo 9,5 km e 6,5 km respectivamente (BARBOUR, 1976) e representa a área de estudo do autor do presente trabalho.

O acesso ao complexo a partir de Goiania, GO, é feito por rodovias estaduais asfaltadas até Goiás Velho, e por rodovias carroçáveis até Santa Fê; perfazendo um total de 200 km.

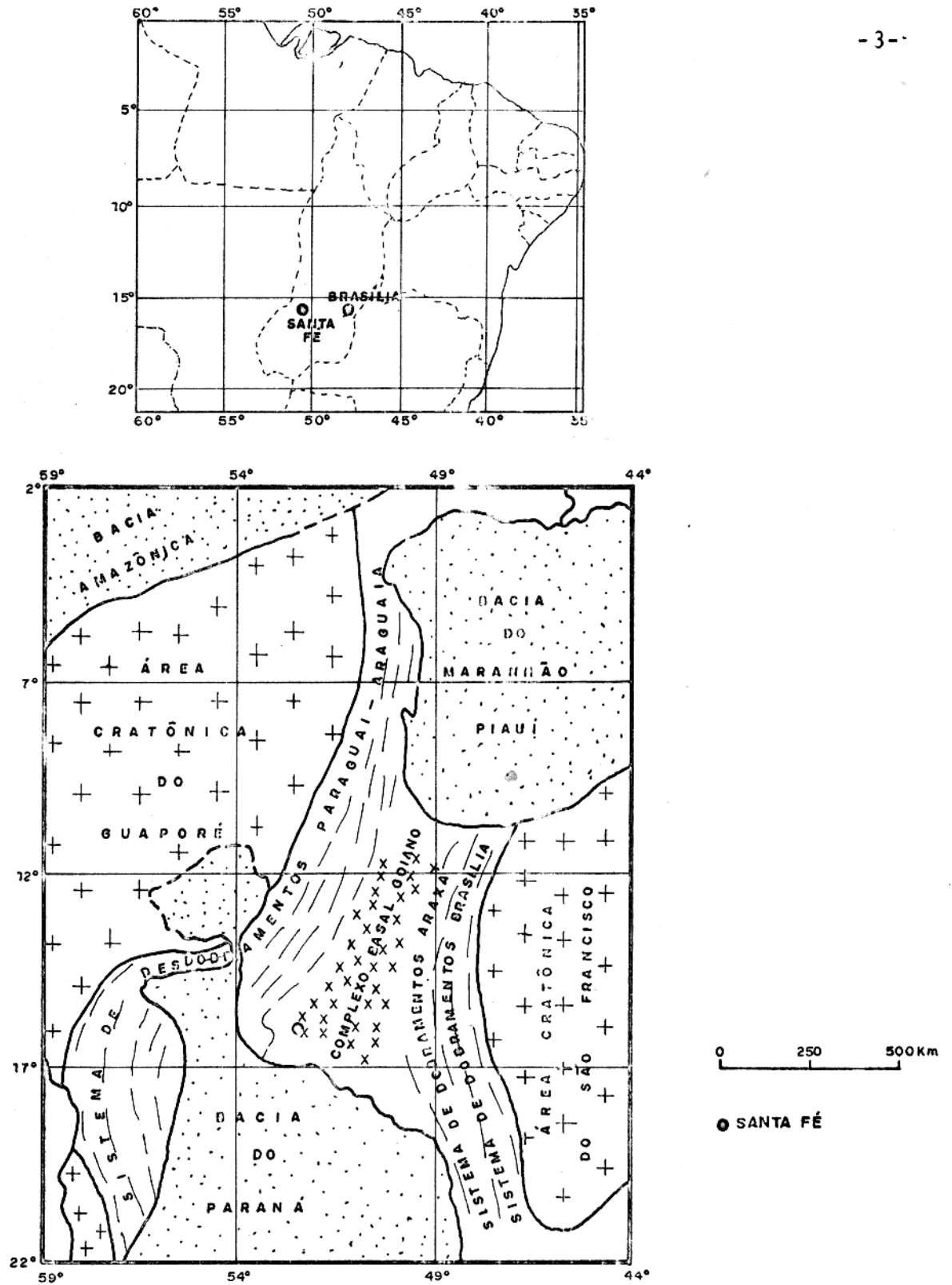


FIG-1- ESBOÇO DOS PRINCIPAIS ELEMENTOS TECTÔNICOS DO CENTRO OESTE DO BRASIL - Adaptado de Almeida, 1977 por CARLOS SCHOBENHAUS FILHO, 1975.

Internamente a área é servida por uma rodovia estadual que corta o complexo a leste, e por pequenas estradas abertas pela Companhia Montita de Mineração Ltda.

1.3 - ESTUDOS ANTERIORES

O corpo intrusivo de Santa Fé foi estudado por BARBOUR (1976) que o descreve como uma estrutura dômica concentricamente zonada, e constituída por um núcleo dunítico serpentizado, envolvido por faixas irregulares e descontínuas de peridotitos e piroxenitos. O autor cita também, como constituintes do maciço, missouritos e malignitos, intrudidos na estrutura dômica supra citada ou localizados no contato desta com a encaixante regional. Ênfase especial é dada à evolução geomorfológica do distrito e ao comportamento geoquímico dos elementos: Ni, Cr, Co, Fe, Mg, no manto de alteração intempérica. O autor faz um breve estudo dos tipos petrográficos do complexo e sugere uma gênese por intrusões múltiplas para os dunitos locais. São efetuadas referências sobre fraturamentos e fenômenos metassomáticos locais nos contatos.

O complexo de Santa Fé encontra-se ainda citado em bibliografias anteriores. BERBERT (1970) correlacionou-o à faixa de dunitos e peridotitos serpentizados de Goiás. SOBRINHO *et al.* (1971) registrou a ocorrência de dunitos, peridotitos, piroxenitos e rochas alcalinas, com predominância dos tipos duníticos e peridotíticos sobre os demais; este fornece ainda análise modal de um missourito e relaciona o complexo à faixa de alcalinas-ultramáficas do sudoeste do Estado de Goiás.

1.4 - METODOLOGIA

A pesquisa foi planejada de modo a possibilitar a obtenção de dados mineralógicos e petrográficos que contribuíssem para a caracterização dos diversos tipos petrográficos e de seus principais minerais, além de um conjunto de dados químicos, através dos quais fosse possível caracterizar quimicamente o complexo. A partir destes dados, seria possível comparar o complexo de Santa Fê a outros descritos na literatura, e determinar possíveis "trends" de diferenciação, ou outros processos de origem de rochas. O material de pesquisa foi conseguido em parte com o Doutor A. BARBOUR (que mapeou anteriormente a região) e o restante foi coletado durante o desenvolvimento do presente trabalho.

1.4.1 - TRABALHO DE CAMPO

As atividades de campo foram fundamentadas no mapa geológico na escala 1:10000 de BARBOUR (1976). Visou-se principalmente a coleta de amostras, face ao tipo de trabalho proposto.

1.4.2 - TRABALHOS MICROSCÓPICOS

Nestes trabalhos foi utilizado um microscópio petrográfico Zeiss STANDARD-WL-Pol, de fabricação da República Federal da Alemanha, acoplado com um AUTOMARIC POINT COUNTER da Firma James Swift and Sons Ltda - Modelo B com Mechanical Stage-Modelo A, aparelhos do Laboratório de Petrografia do Convênio SUDAM/UFPa (Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia - Universidade Federal do Pará).

Estes estudos foram realizados em três etapas que incluíram: determinação das associações mineralógicas e agrupamen

to dos tipos petrográficos semelhantes; caracterização óptica dos minerais: olivina, piroxênio, biotita ou flogopita, feldspato, feldspatóide, anfibólio e epidoto; determinação da composição modal de 28 (vinte e oito) seções delgadas, e uma classificação petrográfica final, baseada nestas análises.

As composições modais foram calculadas sobre malhas de 1000 e 2000 pontos e os resultados convertidos em percentagem. A serpentina associada texturalmente a relictos de olivina ou a venulações em piroxênios, foram contadas como olivina serpentizada ou piroxênio serpentizado. A caracterização óptica da olivina foi feita através da orientação ótica em seções do tipo (100). Finalmente as características e variações das diversas rochas foram organizadas em descrições petrográficas, e os tipos petrográficos foram classificados seguindo-se principalmente STRECKEISEN (1967).

1.4.3 - ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS

Estas análises foram realizadas usando uma microsonda eletrônica Applied Research Laboratories, modelo EMX-SM de três espectrômetros dispersivos, contendo os cristais: LiF, ADP, RAP, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Foram analisados quimicamente piroxênio, olivina, nefelina, leucita, álcali-feldspato, e opacos, distribuídos em quatorze seções delgadas.

Análises de uma olivina e de dois piroxênios foram realizadas na Universidade de Dalhousie (Canadá), com o objetivo de detectar e corrigir erros analíticos sistemáticos.

Olivinas e piroxênios foram analisados para Si, Al, Ti, Fe, Ca, Mg, Na, K, Mn, Cr, e Ni; os fêlsicos foram analisados para Ca, Na, e K.

Todas as determinações foram realizadas pela integração de contagens durante um tempo de 10 segundos. O aparelho trabalhou com uma corrente de 0,03 μ A, e uma voltagem de 1500 μ . O diâmetro do feixe eletrônico foi de 1 μ para os diversos elementos, exceto para K, Ca, e Na, onde se utilizou um feixe de 20 μ . Os dados assim conseguidos, foram tratados por programas internos do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, (SLAVE e BETA), que fazem correções para "background", e flutuações de tempo morto. O "background" foi determinado para cada dia e as flutuações foram verificadas a cada 45 minutos.

Os padrões utilizados foram olivina 174,1; olivina Suzimaki; olivina Marjalahti; augita-A-209; clinopiroxênio 5-118; ortopiroxênio 25,25; anfibólio Korath; hornblenda Universal Basel; andesina Ac-362; ortoclásio 1; albita (Triburon) e leucita (U.C.-16682).

1.4.4 - ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS

Análises totais de rochas foram realizadas por fluorescência de raios X, no aparelho Philips-Modelo 1470, da Universidade de McMaster, Hamilton (Canadá). O conteúdo de H₂O foi determinado no Laboratório de Geoquímica do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará.

2 - GEOLOGIA

2.1 - GEOLOGIA REGIONAL

Segundo ALMEIDA (1967) (Figura 1) as principais unidades geotectônicas do Estado de Goiás são representadas pelo Complexo Basal Goiano e pelas faixas de dobramentos Araxã e Brasília que se estendem paralelamente aos limites do Complexo Basal, em suas bordas oriental e ocidental.

O Complexo Basal Goiano, a unidade mais antiga com cerca de 3.000 m.a. (HASUI, 1970) é formado por estruturas mal conhecidas e serve de embasamento para outras unidades citadas. Do ponto de vista petrográfico é constituído predominantemente por gnaisses biotíticos. NILSEN & MOTTA (1968) referem-se também o biotita gnaisses graníticos com passagem para biotita-hornblenda gnaisses, piroxênio gnaisses, e quartzitos.

As estruturas Araxaides com cerca de 1.000 m.a. (HASUI, 1970), sobrepõem-se ao Complexo Basal na sua borda oriental e são representados pelo Grupo Araxã de BARBOSA (1955) (*in* HASUI, 1970), constituídas por xistos ricos em biotita e/ou granadas, gnaisses, quartzitos e metabasitos.

As estruturas Brasíliaes estão representadas pelas faixas de dobramentos Brasília e Paragauí-Araguaia (Figura 1). Estas faixas foram afetadas por metamorfismo brando (ALMEIDA, 1966, *in* HASUI, 1970) sendo caracterizadas petrograficamente por sedimentos e metassedimentos do fácies xistos verdes. HASUI (1970) definiu em 640 m.a. o tempo mínimo para início dos fenômenos tectono-térmicos que afetaram estas rochas.

- Intrudidos no Grupo Araxã ocorrem 115 complexos máfico-ultramáficos (BERBERT, 1968). Uma série destes corpos ali

nha-se na borda norte e nordeste da Bacia do Paraná, tendo sido relacionados ao magmatismo máfico-alcalino de idade Cretácica e denominados Grupo Iporã por GUIMARÃES (1968).

- Os corpos do Grupo Iporã alinham-se na direção N45°W, paralelamente a falhamentos regionais (GUIMARÃES, 1968). Estes corpos apresentam uma ampla diversidade de tipos petrográficos, que avriam de ultramáficos a graníticos com passagem por termos sieníticos feldspatoidais.

GUIMARÃES (1968) subdividiu as rochas do Grupo Iporã em: 1) - rochas plutônicas - constituídas por dunitos, piroxenitos, essexitos, sienitos e nordmarquitos; 2) rochas filoneanas - constituídas por lamprófiro (monchiquitos, espessartitos e fourchitos) traquitos, traquiandesitos e basanitos. O autor refere-se ainda a zoneamento das rochas ultrabásicas com núcleos duniticos migrando para piroxenitos nas bordas e estes para essexitos.

As rochas do Grupo Iporã intrudem xistos e micaxistos do Grupo Araxã (PE), e sedimentos da Formação Furnas (D) e do Grupo Aquidauana (Cs) (DANI, 1974).

SOBRINHO (1971) registrou a ocorrência de dunitos e peridotitos associados a rochas alcalinas no complexo ultramáfico de Santa Fê, situado na borda da Bacia do Paraná, e relacionou-o ao Grupo Iporã.

2.2 - GEOLOGIA LOCAL

A região de Santa Fê caracteriza-se geologicamente pela presença de um complexo ultramáfico e alcalino intrudido em gnaisses regionais (BARBOUR, 1976). Estes gnaisses são em parte recobertos por sedimentos Devonianos da Bacia do Paraná (SOBRINHO *et al.*, 1971).

Geomorfologicamente o complexo é composto por morros testemunhos e por superfícies arrasadas. Estas superfícies estão capeadas por um manto de alteração enriquecido em Ni e por um solo ferralítico em suas zonas mais baixas (BARBOUR, 1976). O estudo da evolução geomorfológica do Distrito de Santa Fé, levou BARBOUR (1976) a sugerir uma evolução em quatro ciclos a saber:

1) ciclo inicial de aplainamento - caracterizado por um aplainamento geral - das rochas regionais e locais; 2) um ciclo de erosão e desnivelamento - caracterizado por alteração e erosão diferencial das diferentes litologias; 3) ciclo de laterização e durante o qual lateritos foram formados localmente em função de uma estabilização do perfil de alteração; e 4) um ciclo final de rejuvenescimento - caracterizado por desagregação mecânica de lateritos e crostas de calcedônia.

O corpo intrusivo é de natureza ultramáfica e alcalina e tem forma ovalada com eixo maior na direção NS medindo aproximadamente 9,5 km e o menor na direção EW com cerca de 6,5 km. Estruturalmente tem forma de domo zonado, onde um núcleo dunitico é envolvido por camadas peridotíticas e piroxeníticas descontínuas e grosseiramente concêntricas (Figura 2).

Segundo o mapeamento de BARBOUR (1976) os dunitos são as rochas mais abundantes do complexo, constituindo mais de 2/3 da área aflorante. Nossos estudos dos dunitos realizados através das sondagens F4 e F27 (Figura 2) indicaram que estas rochas são amplamente homogêneas do ponto de vista mineralógico. O peridotito ocorre em faixas descontínuas a sudoeste, leste, norte e oeste dos dunitos, fazendo sempre com estes os contatos mais próximos do centro do corpo intrusivo. A área de ocorrência do piroxenito forma uma faixa longa e contínua do leste até o norte do complexo, e faixas estreitas e descontínuas na sua borda leste. O contato interno destas rochas (piroxenitos) é feito ora com os peridotitos, ora diretamente com os dunitos. (BARBOUR,

MAPA GEOLÓGICO DO DISTRITO DE STA. FÉ-GO

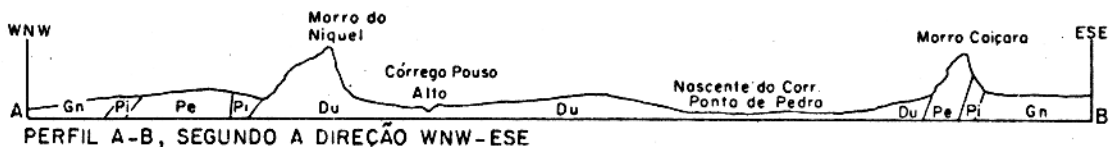
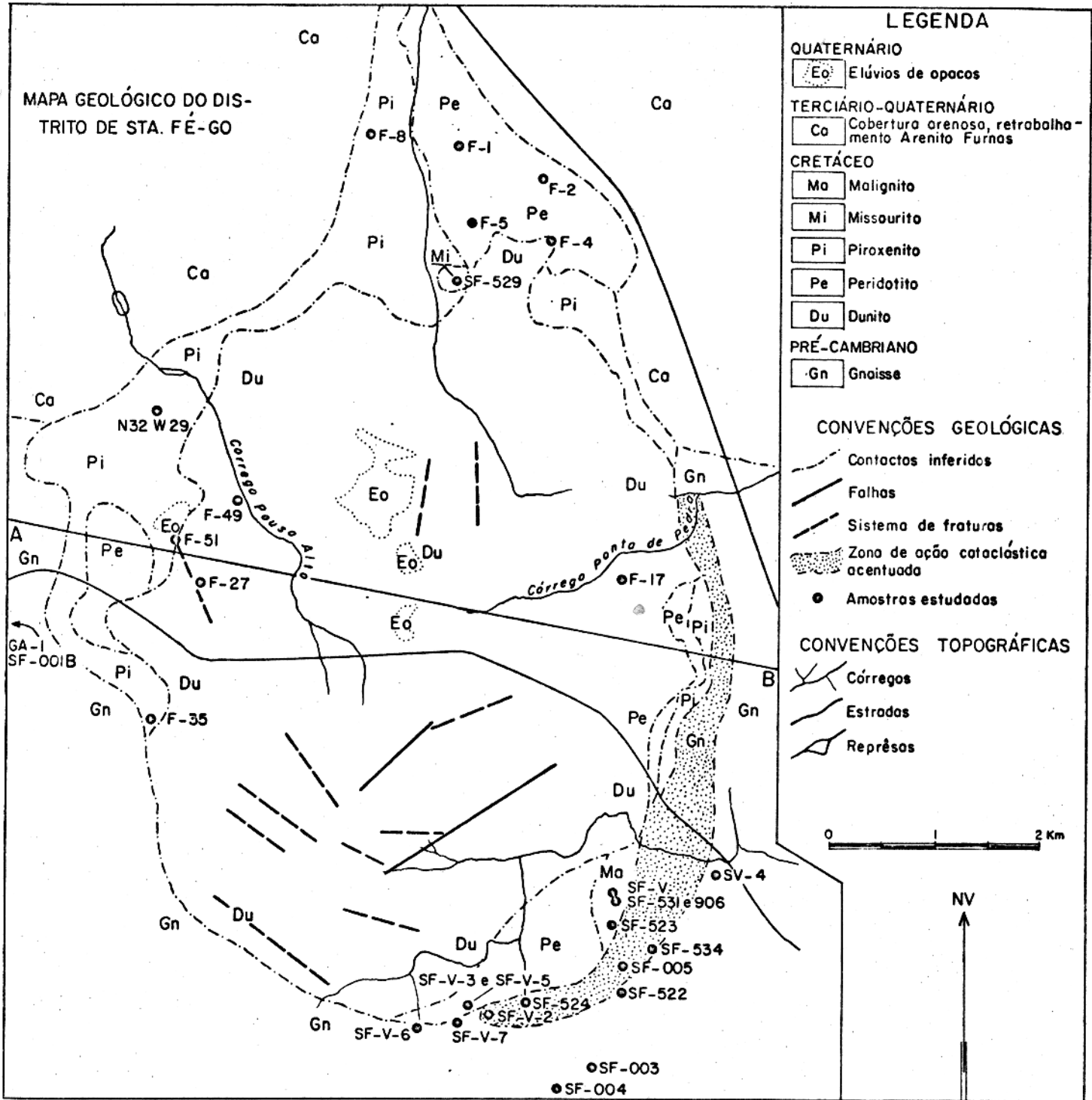


Fig. 2

1976; Figura 2).

Peridotito e piroxenito ocorrem formando intercalações em níveis interestratificados nas faixas que incluem as sondagens F2 e F5 (peridotitos, Figura 2) e as sondagens F35 e F51 (piroxenito, Figura 2).

Rochas alcalinas encontram-se registradas como pequenos corpos, e ocorrendo ora no limite norte do dunito nas proximidades do contato com peridotito e piroxenito (missourito), ora a SE do corpo intrusivo formando contato simultâneo com dunito, peridotito e rochas encaixantes cataclasadas (BARBOUR, 1976).

Foram ainda registradas uma ocorrência de missourito no sul do complexo (SF-V3, SF-V5, Figura 2) e uma outra de esse xito (SF-001 e SF-GAI) (Figura 2) a oeste do complexo e a menos de 2 km do corpo intrusivo. Foi-nos ainda indicado pelo Professor Doutor ALEDIR BARBOUR ocorrência de lamprôfiros e fonólitos na região de Santa Fê. O lamprôfiro (SF-004, Figura 2) ocorre ao sul do complexo como dique encimado por uma soleira cortando sedimentos Devonianos da Formação Furnas, e o fonólito foi localizado em um poço perfurado no piroxenito (amostra N32 W39, Figura 2).

2.2.1 - TRAÇOS ESTRUTURAIS

BARBOUR (1976) registrou um sistema principal com fraturas e falhas de grande extensão horizontal, e com direção N40-65E, que considerou originados por esforços posteriores à intrusão; dois sistemas de fraturas grosseiramente perpendiculares entre si, seguindo os contatos do maciço com a encaixante, cuja origem foi relacionada aos esforços gerados durante a intrusão e finalmente um sistema de microfraturas horizontais e subhorizontais, relacionadas a processos de serpentinização. Vale ainda ressaltar a faixa de forte cisalhamento registrada por aquele au

tor ao longo de quase toda a borda leste do corpo intrusivo em seu contato com a encaixante (Figura 2).

2.2.2 - GEOCROLOGIA

Estudos geocronológicos tem revelado um intervalo de idades em torno de 80 m.a. para as rochas do Grupo Iporã. Datações K/Ar (HASUI, 1971), forneceram idades de 85 m.a. para as ocorrências alcalinas de Santo Antônio da Barra (GO). ULBRICH & GOMES (1977) baseados em BEZ (1970) e FIGUEIREDO (1975) referem-se a idades de 89 m.a. no complexo de Montes Claros de Goiás. DANNI (1974) determinou (através de análises K/Ar em biotitas) idades de 75 m.a. e 81 m.a. para um gabro e um piroxenito, respectivamente, dos complexos ultramáficos da região de Iporã.

Estas idades conforme observação anterior DANNI (*op. cit.*) são análogas àquelas determinadas nas rochas eruptivas alcalinas do Oeste Mineiro e Sul de Goiás por HASUI & CORDANI (1971).

Assim ficou confirmada a situação do Grupo Iporã no Cretáceo, como já fora previsto por GUIMARÃES (1968) com base em evidências geológicas, e que DANNI (1974) limita mais precisamente ao Cretáceo Superior.

Datações K/Ar em rochas da região de Santa Fé (BARBOUR *et al.*, 1978) (Tabela 1) representam resultados obtidos em biotitas e álcali-feldspato.

Biotitas oferecem valores de 84,7 m.a. (em missourito), 86,9 m.a. (em lamprôfiro), 82,6 e 88,4 m.a. (em malignito), enquanto a idade fornecida pelo álcali-feldspato (no essexito) foi de apenas 74,4 m.a.

A interpretação de idade do essexito deve ser tomada com cautela, dado a natureza do mineral analisado. Perdas de ar

TABELA 1 - DATAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS (BARBOUR *et al.*, 1978)

ROCHAS	MINERAL	MÉTODO	IDADE = MILHARES DE ANOS
Missourito	Biotita	K/Ar	84,7
Malignito	Biotita	K/Ar	82,9
Malignito	Biotita	K/Ar	86,9
Essexito	Alcali- feldspato	K/Ar	74,4
Lamprôfiro	Biotita	K/Ar	86,9
Gnaisse	Rocha total	Rb/Sr	467

gônio em ortoclásio, em consequência de defeitos reticulares, exsoluções e alteração, podem determinar erros de até 30-40% (HASUI *et al.*, 1970). Deve no entanto ser lembrado o valor baixo (75 m.a.) determinado em biotita da região de Iporã (DANNI, *op. cit.*), outrossim, a rocha em discussão ocorre como um pequeno corpo isolado do maciço principal.

As idades determinadas no Complexo de Santa Fê, estão em consonância com as demais idades obtidas para o Grupo Iporã, acima referidas e permitem colocar o Complexo de Santa Fê no Cretáceo Superior.

Datações Rb/Sr nas rochas gnaíssicas regionais (BARBOUR *et al.*, 1978) determinaram uma isócrona de 467 m.a., valor que permite relacionar estas rochas ou sua última fase de aquecimento e efeitos do Ciclo Brasileiro.

2.2.3 - ROCHAS ENCAIXANTES

Rochas granito-gnaíssicas cataclásticas

Estas rochas são constituídas essencialmente por álcali-feldspato, plagioclásio e quartzo, onde se misturam quantidades subordinadas de biotita, anfibólio e dos acessórios apatita, opacos e titanita (rara), além de epídoto, sericita e clorita como produtos de alteração.

Texturalmente exibem diferentes graus de cataclase, com quantidades variáveis de porfiroclastos de álcali-feldspato, pertítico, plagioclásios zonado e de quartzo. Estes porfiroclástos são fortemente distorcidos, encurvados, fraturados e corroídos, com extinção ondulante e início de recristalização. São observados com frequência venulações de quartzo e álcali-feldspato invadindo porfiroclastos de álcali-feldspato e englobando grãos eudrais a subeudrais de plagioclásio zonado e saussuritizado.

A textura cataclástica apresenta graus variados de fraturamento. Enquanto em alguns locais (amostra SF-534) observa-se essencialmente quartzo finamente cristalizado e estirado, restos de félsicos intensamente fraturados e poucos relictos de feldspatos, em outras (amostra SF-V6) estes efeitos são praticamente ausentes e substituídos por efeitos de sericitização e saussuritização amplamente distribuídos. BARBOUR, 1976, já cita as variações extremas do grau de cataclase destas rochas, que passam de ultramilonitos em um extremo a cataclase restrita e incipiente no outro. Este autor delimitou uma faixa de efeitos cataclásticos generalizados a S, SE e E do maciço (Figura 2) que relaciona ao processo de intrusão do corpo.

Envolvendo os porfiroclastos ocorre matriz constituída essencialmente por quartzo de granulação fina a grossa sem extinção ondulante e algumas vezes estirado (SF-534, Figura 2), com alguns grãos de feldspato alcalino (albita) pouco desenvolvidos,

com geminados eudrais a subeudrais e sem distorções. Nesta matriz associam-se as micas, anfibólio e os acessórios. A mica é em geral biotita. A moscovita ocorre muito localmente, e em quantidades mínimas, onde o anfibólio está ausente. O anfibólio, hornblenda (SF/005) é pouco abundante, está ausente na amostra SF-524 e SF-534 e dá lugar a glaucofânio (raro) nas amostras SF-V7 e SF-V6 situadas nas proximidades do contato com a intrusiva. O aparecimento deste mineral pode estar associado a fenômenos metassomáticos da intrusiva sobre as encaixantes regionais.

A distribuição dos minerais micáceos e tabulares e dos opacos emprestam à rocha o seu caráter orientado de algumas amostras (SF-V6, SF-V7, SF-534, SF-524).

Hornblenda gnaisses

Estas rochas apresentam textura bandeada, constituída por faixas finas, irregulares e descontínuas de quartzo e álcali-feldspato e plagioclásio, alternadas a bandas igualmente irregulares de máficos (anfibólios, biotita e epídoto) orientados.

O epídoto ocorre como cristais pouco concentrados, na amostra F1/50, no entanto, na sondagem F8 a 36 metros de profundidade, este mineral está fortemente enriquecido e define o bandamento da rocha (Foto 1), em substituição à hornblenda e à biotita. BARBOUR (1976) relacionou o enriquecimento deste mineral e efeitos de solução hidrotermal nas proximidades do contato com a intrusiva, este autor também já descreve nestas rochas a presença de alterações de hornblenda para biotita com liberação de minerais opacos, e a presença esparsa de biotita. Também apatita são observadas como acessório raro.

Olivina - piroxênio - plagioclásio hornfels

Esta rocha é constituída essencialmente por plagioclá

sio e piroxênio contendo quantidades subordinadas de biotita e opacos, e raros relictos de olivina. Sua textura hornfêlsica fina está caracterizada pelos grãos equidimensionais de seus minerais formando um padrão em mosaico sem orientação preferencial. (Foto 2).

Os plagioclásios são os minerais mais abundantes, e associam-se formando um mosaico de granulação fina, onde os piroxênios formam cordões grosseiros e irregulares. Este piroxênio ocorre como agregados de granulação fina ou formando esparsos poiquiloblastos envolvendo grãos de plagioclásios. Os plagioclásios são do tipo An_{54} e apresentam freqüentes geminações do tipo albita, com raros e incipientes zoneamentos. O clinopiroxênio é biaxial positivo com ângulo axial médio e extinção de 42° com Z (Diopsídio). São observados ainda opacos, biotita e relictos de olivina em quantidade subordinada. A biotita é marrom avermelhada (Z e Y) a marrom clara (X); forma cristais tabulares curtos, associados aos cordões de piroxênio. Os opacos ocorrem como anedros de granulação fina associados aos máficos. Olivinas ocorrem como relictos, de um modo geral fraturados e alterados para iddingsita, envolvidos por clinopiroxênio, no entanto grãos perfeitamente preservados são observados raramente. São minerais biaxiais negativos o que indica enriquecimento em composição faialítica para os mesmos.

Metassedimentos

Sedimentos metamorfisados foram localizados ao sul do complexo, em contato com diques e soleira do lamprôfiro (SF-003). Apresentam granulação fina e textura bandeada, constituída por leitões de quartzo estirado e venulações de moscovita sericita e biotita, distribuídos numa massa de fêlsicos alterados. A massa fêlsica é rica em feldspatos residuais distorcidos, sericitizados e por vezes contornados por uma auréola de material de neoformação; também, encontram-se com freqüência, plagioclásio e micro

clina com geminações características perfeitamente preservadas. As concentrações de quartzo e micas orientam-se irregularmente, contornando os relictos de feldspatos. Entre os acessórios residuais encontram-se apatita fragmentada, epídoto e granada, estes dois últimos mostram fortes indícios de alteração.

3 - PETROGRAFIA DO COMPLEXO DE SANTA FÉ

O presente capítulo tem por objetivo apresentar as descrições petrográficas dos diversos tipos de rochas, incluindo suas composições modais e distribuição no diagrama de Streckeisen. Optamos no presente trabalho, pela introdução das características ópticas e químicas, essencialmente descritivas, nas descrições petrográficas. Fica assim, a ser tratado como item independente, apenas o estudo do quimismo dos minerais, o que está incluído no capítulo seguinte.

3.1 - CRITÉRIOS PARA NOMENCLATURA

Pretendemos aqui evitar discussões e divergências terminológicas referentes à denominação e classificação de rochas. Assim, adotaremos no presente trabalho, as sugestões de STRECKEISEN (1967) e da "Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks (1973)", para a classificação das rochas ultramáficas. Para classificação de rochas máficas e ultramáficas alcalinas, além dos autores supra citados, serão utilizados adicionalmente JOHANNSEN (1969), AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE WASHINGTON (GLOSSARY OF GEOLOGY, 1974), e WILLIAMS, TURNER & GILBERT (1970).

3.1.1 - DENOMINAÇÃO DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS NORMAIS

STRECKEISEN (1967) classifica as rochas ultramáficas, de acordo com a abundância de olivina, piroxênio e hornblenda em peridotitos, piroxenitos e hornblenditos. O autor divide ainda os peridotitos e piroxenitos de acordo com o conteúdo de orto e clinopiroxênio; os piroxenitos são subdivididos em: clinopiroxenitos, olivina clinopiroxenitos, websteritos, olivina websteri

tos, olivina ortopiroxenitos e ortopiroxenitos. Entre os peridotitos figuram os dunitos, wehrlitos, lherzolitos, e harzburgitos. A caracterização destas rochas, em base de suas composições mineralógicas pode ser observada na Figura 4.

3.1.2 - DENOMINAÇÃO DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS ALCALINAS

A seguir, serão caracterizadas as terminologias referentes a rochas de afinidade alcalina, que serão utilizadas no decorrer deste trabalho.

- Malignito - rocha mesocrática, onde feldspatóide sódico constitui entre 10 e 60% do total dos minerais fêlsicos, e o plagioclásio perfaz, no máximo 10% do total dos feldspatos (STRECKEISEN, 1967). O feldspatóide dos malignitos é a nefelina (JOHANNSEN, 1969), e o piroxênio e o plagioclásio ocorrem em quantidades grosseiramente iguais (AMERICAN GEOL. INST., 1974).
- Missouri - rocha melanocrática, onde o feldspatóide potássico constitui entre 60 e 100%, do total dos minerais fêlsicos (STRECKEISEN, 1967). Segundo JOHANNSEN (1969) os missouritos são compostos essencialmente por leucita, olivina e piroxênio.
- Essexito - rocha mesocrática, constituída por feldspatóide (10 a 60% do total de fêlsicos) e plagioclásio (50 a 90% do total dos feldspatos) (STRECKEISEN, 1967).
- Fonólito - rocha sienítica, leucocrática e de granulação fina, constituída por plagioclásio (0 a 10% do total de feldspatos) e por feldspatóides (10 a 60% do total de fêlsicos) (STRECKEISEN, 1967).

- Lamprôfiro - rocha em diques, mesocrática a melanocrática, e de granulação fina (STRECKEISEN, 1967). Segundo WILLIAMS, TURNER & GILBERT (1970) tem textura porfirítica panidiomórfica.

3.2 - AS DIVERSAS ASSOCIAÇÕES PETROGRÁFICAS DO COMPLEXO

Os tipos petrográficos presentes no maciço estão representados por uma associação de rochas ultramáficas normais, e por outra de rochas máficas e ultramáficas alcalinas.

A associação ultramáfica normal é constituída por dunitos, peridotitos (wehrlitos), olivina clinopiroxenitas e clinopiroxenitos. Estas rochas são essencialmente desprovidas de ortopiroxênios e se distribuem no diagrama de STRECKEISEN (1967) ao longo da junção olivina-clinopiroxênio (Figura 3).

As rochas de afinidade alcalina incluem missouritos, essexitos, malignitos e fonólitos além de leucita peridotitos e mica peridotitos que foram considerados variações dos peridotitos normais. As rochas desta associação tem área de afloramento pouco abundante (mapa, Figura 2) e distribuem-se aleatoriamente no diagrama de STRECKEISEN (1967) da Figura 4.

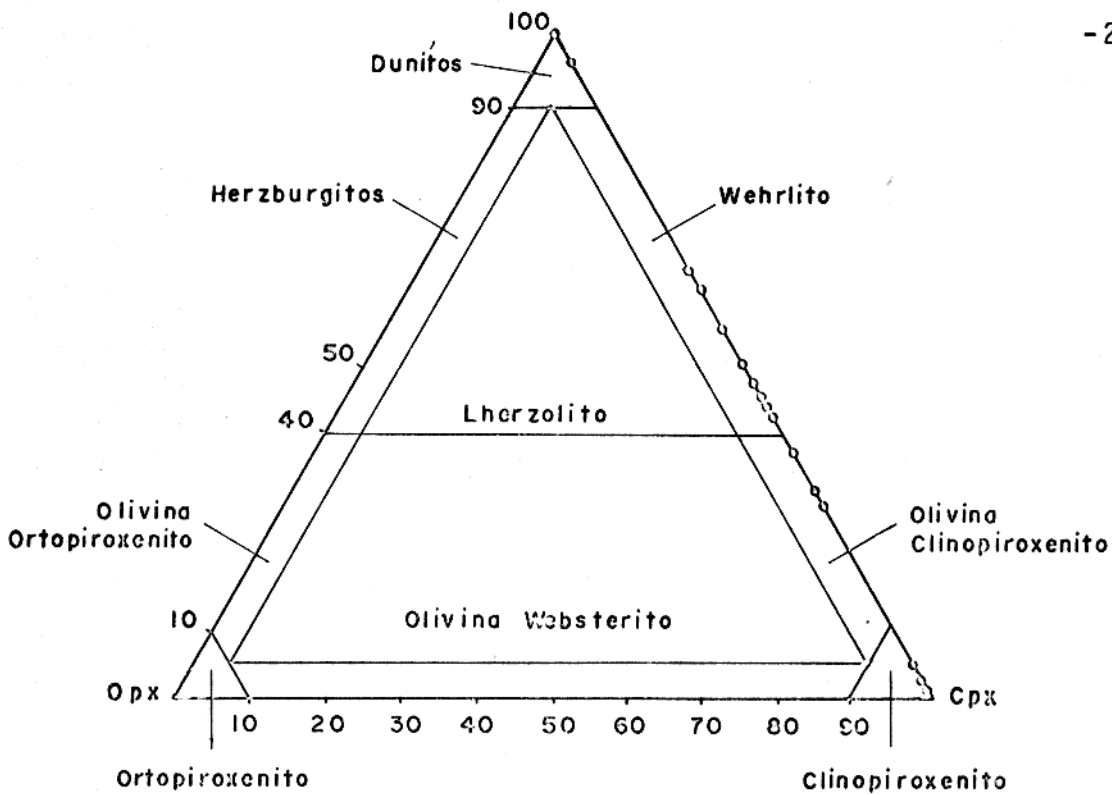


Figura 3 - Diagrama de STRECKEISEN (1967) com a distribuição das rochas a olivina piroxênio

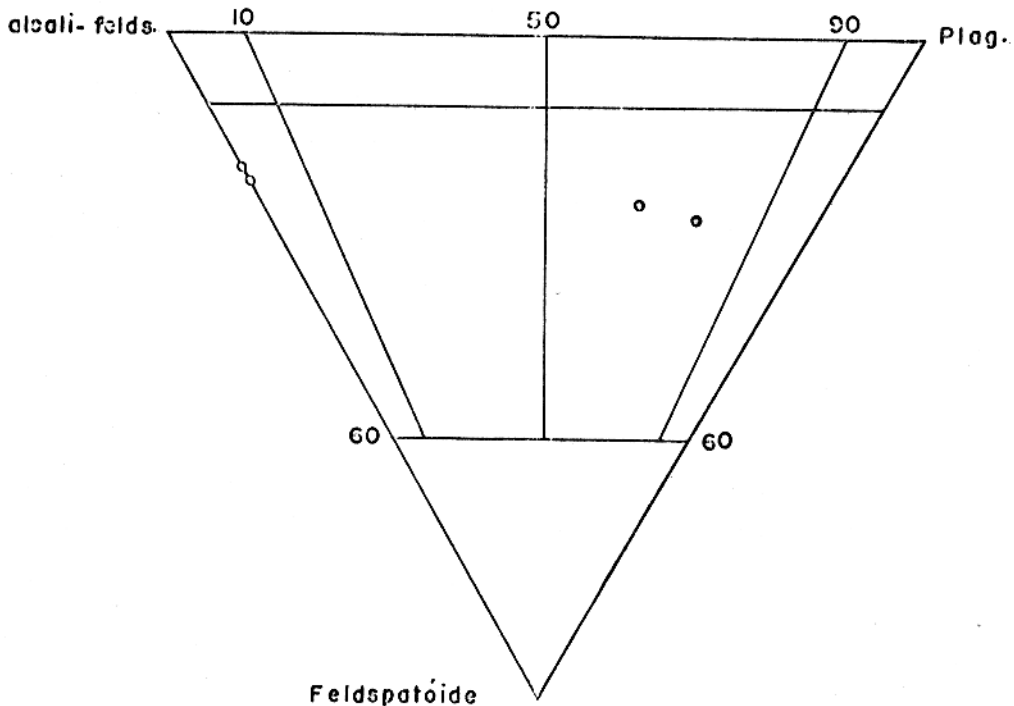


Figura 4 - Diagrama de STRECKEISEN com a distribuição das rochas de tendência alcalina

3.3 - DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS

3.3.1 - DUNITOS

São as rochas mais abundantes do complexo. Para sua caracterização foram estudadas dez amostras distribuídas no corpo da forma que segue:

- cinco amostras da sondagem F4 (Figura 2) provenientes das profundidades de 13,18, 22,23 e 23,5 metros, denominadas: F4/13, F4/22, F4/23, F4/23,5, F4/18.

- Quatro amostras da sondagem F27 (Figura 2) provenientes das profundidades de 24,5; 52, 56,5 e 56 metros, quais sejam: F27/24,5; F27/52; F27/56,8; F27/66.

- Uma amostra de superfície, SF-422 (Figura 2).

Os dunitos são constituídos essencialmente por olivina: 89 a 98,8%, em sua maioria serpentizadas. Carbonato, opacos, clinopiroxênio, flogopita e talco constituem o restante da rocha. Análises modais de sete dunitos são apresentadas na Tabela 2. O padrão textural é definido por cristais anedrais de granulação média de olivina intensamente fraturados e serpentinizados. Embora o grau de fraturamento seja aproximadamente constante em todas as amostras, o grau de serpentinização varia sensivelmente. Naquelas amostras onde o grau de serpentinização ficou mais intenso, a textura em malha foi amplamente desenvolvida, tornando-se perfeitamente caracterizada, ficando da olivina apenas pequenos grãos reliquiários. Um outro aspecto textural é representado por finas e descontínuas venulações de carbonato, pouco abundantes e distribuídas irregularmente na rocha. A olivina apesar do intenso fraturamento, tem clivagem (100) amplamente preservada, e são opticamente positivas, o que indica seu caráter magnesiano. Análises químicas revelaram-na de composição Fo_{88} (Tabela 9).

TABELA 2 - ANÁLISES MODAIS DE DUNITOS

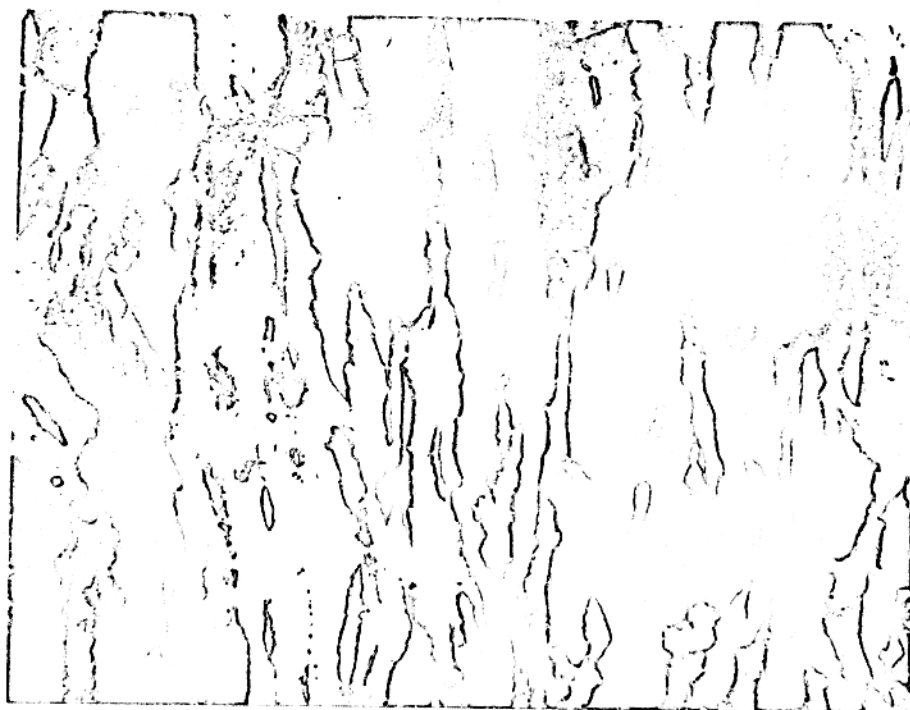
	F4/13	F4/20	F4/23	F4/24,5	F27/24,3'	F27/56,8	F27/66
Clinopiroxênio	-	-	-	0,6	-	1,8	0,2
Clinopiroxênio Serpentinizado	-	-	-	1,3	-	-	-
Olivina	16,5	35,2	22,2	21,7	41,1	34,0	36,6
Olivina Serpentinizada	60,8	58,5	68,6	67,8	57,7	63,0	61,0
Flogopita	-	-	-	-	0,1	-	-
Carbonatos	6,0	3,0	3,3	3,6	0,1	0,3	-
Opacos	4,1	2,9	4,4	1,6	0,8	0,9	1,4
Talco	-	0,4	1,4	-	0,1	0,2	0,9
Apatita	-	-	0,1	-	-	-	-
Alterações	12,7	-	-	3,5	-	-	-
Total	100,1	100,0	100,0	100,1	99,9	100,2	100,1

O piroxênio é monoclinico. Ocorre sempre em quantidades inferiores a 2%, formando concentrações granulares locais, ou cordões irregulares entre as olivinas. Seus grãos variam de incolor a castanho claro, tem extinção de 45° , e apresentam raras inclusões sageníticas e são do tipo diopsídio. Quando alterados produzem uma mistura rica em carbonato, serpentina e talco.

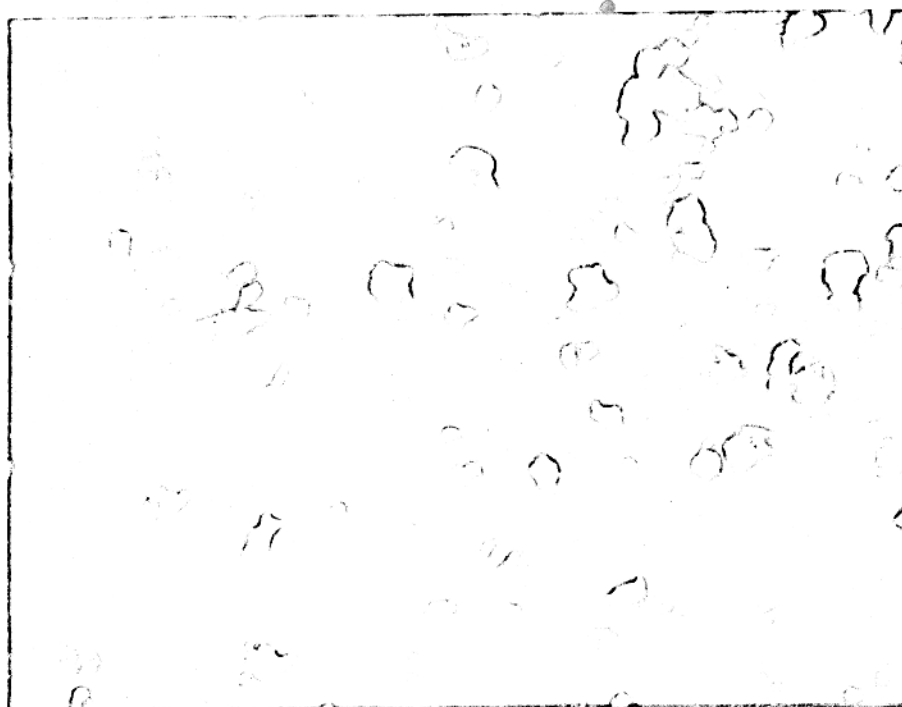
Os opacos ocorrem como cristais individuais isolados, de forma eudral a anedral, e de granulação fina, distribuídos aleatoriamente na rocha, ou formam agregados finamente granulares associados a produtos de serpentinização.

A flogopita é marrom amarelada, e ocorre como palhetas pequenas e raras.

Dos produtos de alteração, a serpentina é o mais abundante.



Fotomicrografia 1 - Enriquecimento de epídoto no hornblendo-gnaïsse - textura bandeada. Nícois para lelos, aumento: 36 x.



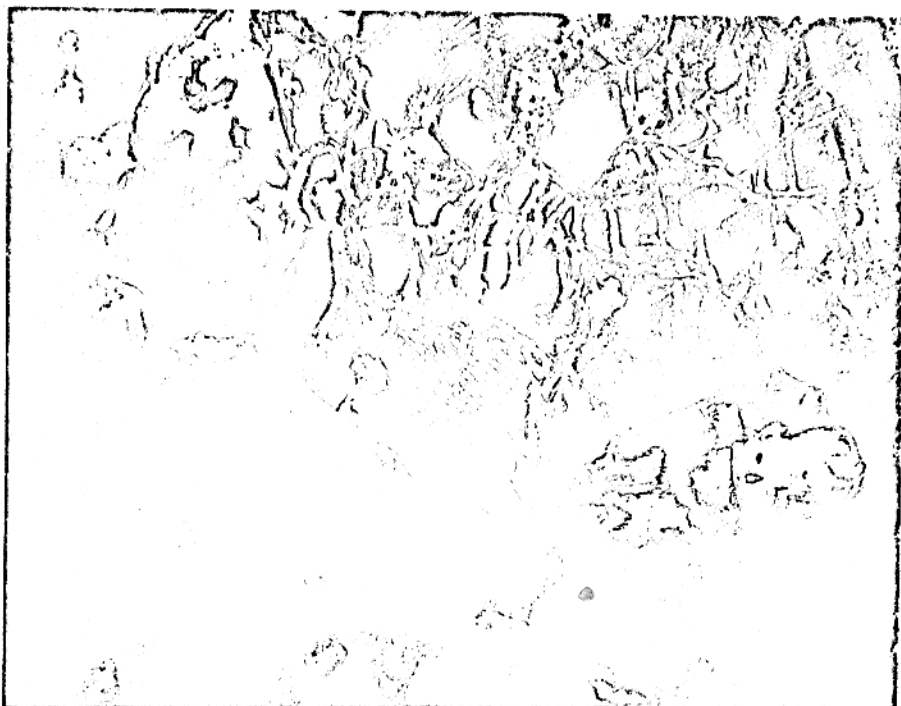
Fotomicrografia 2 - Textura em mosãico do olivina-piroxênio plagioclãsio, hornfels. Nícois cruzados, aumento: 46 x.



Fotomicrografia 3 - Dunito intensamente serpentizado - Nícois paralelo, aumento: 36 x.



Fotomicrografia 4 - Padrão textural em malha dos dunitos. Nícois cruzados, aumento: 46 x.



Fotomicrografia 5 - Grãos de piroxênio em dunitos. Nícois pa
ralelos, aumento: 36 x.

dante, chegando a atingir 68,80% das rochas; ocorre como dois tipos texturais uma variedade fibrosa, preenchendo fraturas, substituindo parcialmente a olivina e assumindo um padrão em malha; e uma variedade tabular, preservando a forma da olivina original. Os carbonatos formam veios ou agregados finamente granulares entre as serpentinas. Algumas venulações são formadas entre as fraturas preenchidas por serpentinas. Nestas, o carbonato corta as fibras de serpentinas em partes simétricas, fazendo com que estas assumam um aspecto de veios laterais. Localmente, agregados finos e opacos podem se associar aos veios de carbonatos. O talco ocorre como palhetas bem desenvolvidas entre as serpentinas, associado ao piroxênio ou como fibras incipientes nas bordas das olivinas.

3.3.2 - PERIDOTITOS

Para caracterização destas rochas foram estudadas oito amostras distribuídas no campo da seguinte forma: F5/19, F5/22, F5/22,5 e F5/23,5 na sondagem F5; F35/10 e F5/13,5 na sondagem F35; F51/28 e F51/30 na sondagem F51.

Os peridotitos são texturalmente hipidiomórficos de granulção média a grosseira, onde o piroxênio e olivina apresentam de um modo geral as mesmas variações granulométricas. O quadro textural é completado pelo fraturamento intenso da olivina anedral e por piroxênio anedral a subedral fracamente fraturado, porém com forte extinção ondulante. Cristais de piroxênio mais desenvolvidos incluem poiquiliticamente grãos diminutos de olivina.

Um padrão textural específico e local é gerado quando opacos fortemente concentrados, contornam parcialmente ou envolvem olivina e piroxênio formados anteriormente, e assumindo em relação a estes um aspecto típico de intercúmulus. Este aspecto é especialmente desenvolvido na sondagem F51, onde ocorrem variações de peridotitos para piroxenitos e os opacos permanecem enriquecidos em ambas as associações.

TABELA 3 - ANÁLISES MODAIS DE PERIDOTITOS NORMAIS

	F5/19	F5/22	F5/23,5	F35/10	F51/28	F51/30
Clinopiroxênio	43,7	46,7	49,5	41,0	44,8	29,4
Clinopiroxênio Serpentinizado	0,8	2,9	1,0	0,8	-	-
Olivina	35,4	25,5	31,1	54,1	26,5	42,8
Olivina Serpentinizada	15,6	20,4	14,8	2,2	18,6	13,1
Flogopita	2,5	1,9	1,8	0,1	0,3	0,3
Carbonatos	0,5	1,6	0,7	-	1,3	0,2
Opacos	1,0	1,0	1,0	-	8,6	13,7
Apatita	-	-	-	-	-	-
Titanita	-	-	-	-	-	0,1
Talco	0,5	-	0,2	2,0	-	0,4
Anfibólio	-	-	-	-	-	-
Alterações	-	-	-	-	-	-
Total	100,0	100,0	100,0	100,2	100,1	100,0

Mineralogicamente os peridotitos são constituídos por olivina e piroxênio, contendo opacos e biotita como acessórios. Serpentina, carbonato, talco e ainda opacos, são os produtos de alteração.

As variações mineralógicas destas rochas poderão ser melhor observadas através da Tabela 3.

A olivina tem clivagem (100) perfeitamente visível ao microscópio. O caráter óptico positivo sugere a presença de termos magnesianos. As análises químicas revelaram composições em torno de Fe_{80} (Tabela 9). O clinopiroxênio é castanho claro, um pouco mais colorido que nos dunitos, e extingue entre 38° e 40° da direção Z. Apresentam inclusões sageníticas com pouca fre

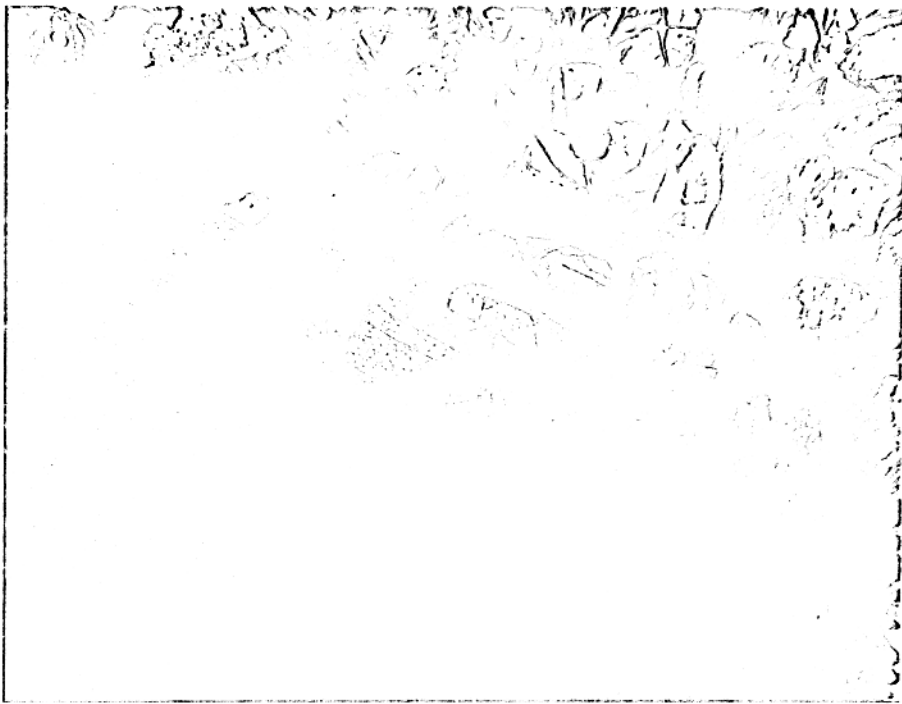
quência, e a composição química é próxima a $Wo_{47,33}$, $En_{45,36}$, $Fe_{7,63}$ (Tabela 10).

Os opacos ocorrem como minerais de duas gerações. Uma delas, primária com grãos incluídos poiquiliticamente por piroxênios e olivinas, ou preenchendo espaços intergranulares entre estes. Os minerais da segunda geração formam agregados finamente granulares associados às serpentinas. Nas amostras F51/28 e F51/30 os opacos intergranulares são extremamente abundantes, e assumem um aspecto de intercúmulos entre os minerais principais.

A flogopita ocorre em placas marrons avermelhadas na direção Z e Y, e castanho claro na X. Tem granulação média, e são intergranulares entre os piroxênios e olivinas. Aquele mineral (flogopita) mostra enriquecimento em agregados de opacos, nas bordas em contato com olivinas serpentinizadas.

Ocorrem duas variedades texturais de serpentina: um tipo fibroso, preenchendo fraturas e substituindo gradualmente as olivinas da borda para o centro; e outro tabular, formando pseudomorfos sobre os fragmentos de olivinas. O carbonato ocorre principalmente como veios, formando prismas curtos e finos perpendiculares às paredes das fraturas. Alguns veios de carbonato cortam a rocha, atravessando indistintamente grãos de olivinas, piroxênios e agregados de serpentina, e invadindo as biotitas segundo seus planos de clivagem.

Nas amostras F51/28, F51/30, os peridotitos assemelham-se aos piroxenitos (F51/35,2), pelo elevado teor de opacos e pelas relações texturais destes com piroxênio e olivinas. O piroxênio destes dois tipos de rochas mantém uma relação de semelhança pela composição química (Wo_{46} , $En_{44,49}$, $Fs_{9,03}$ no peridotito F35/10 e $Wo_{47,41}$, $En_{44,11}$, $Fs_{8,42}$ no peridotito F51/35,3) (Tabela 10).



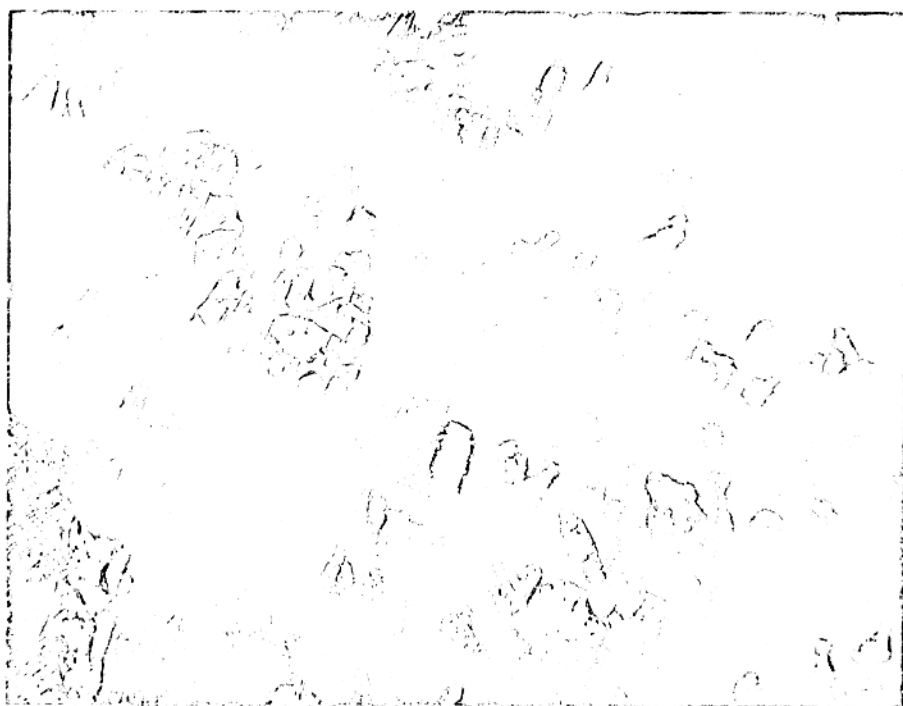
Fotomicrografia 6 - Padrão de fraturamento e alteração das olivinas nos peridotitos. Nícois paralelos, aumento: 46 x.



Fotomicrografia 7 - Piroxênio com textura em mosaico em peridotito. Nícois cruzados, aumento: 36 x.



Fotomicrografia 8 - Intercumulus de opacos entre piroxênio e olivina dos peridotitos. Nícois paralelos, aumento: 36 x.



Fotomicrografia 9 - Intercumulus de opacos em peridotitos, e padrão de substituição de olivina por opacos. Nícois paralelos, aumento: 36 x.



Fotomicrografia 10 - Olivina e piroxênio com textura em mosaico no peridotito. Nicóis cruzados, aumento:36x

Leucita peridotitos e leucita piroxenitos

Uma variação dos peridotitos e piroxenitos foi localizada na sondagem F2, entre as profundidades de 52 e 66 metros, e na sondagem F1, à profundidade de 61 metros, onde essas rochas apresentam vários graus de enriquecimentos em leucitas. As amostras estudadas (F2/52, F2/55,4; F2/62; F2/65 e F2/66) tem suas composições modais apresentadas na Tabela 4. Mineralogicamente são compostos por piroxênio, olivina serpentinizada, leucitas e pseudo-leucita, contendo flogopita, opacos, apatita e álcali-feldspatos subordinados.

TABELA 4 - ANÁLISES MODAIS DE LEUCITA PERIDOTITOS

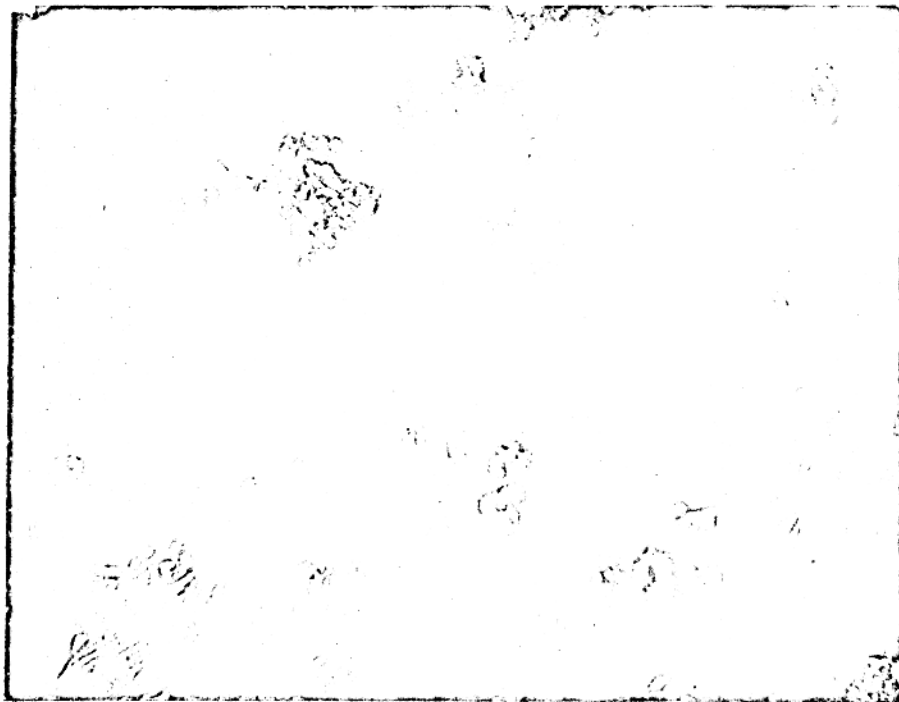
	F2/52	F2/55,4	F2/62	F2/65	F2/66
Clinopiroxênio	56,2	51,8	28,4	66,4	49,1
Olivina	19,5	13,6	11,9	15,8	0,5
Serpentina	21,8	10,1	23,6	12,0	28,5
Leucita	-	17,9	-	-	-
Pseudo-leucita	0,3	2,7	26,6	2,9	19,4
Biotita	0,5	2,7	3,3	0,9	2,5
Opacos	1,6	1,1	6,3	1,7	0,9
Carbonato	-	0,1	-	0,3	1,1
Apatita	0,1	-	-	-	-
Total	100,0	100,0	100,1	100,0	102,0

Texturalmente são de granulação média, variam de xenomórficas a hipidiomórficas, e apresentam diferenças extremas nos padrões texturais relacionadas a variações na associação mineralógica. Um destes padrões assemelha-se àquele dos peridotitos normais, onde grãos de piroxênio unem-se formando uma textura em mosaico e estão associados a olivina fraturada e serpentinizada que formam concentrações alongadas e irregulares. Este aspecto textural muda à medida que aumenta o conteúdo de fêlsicos em detrimento do total de olivina mais piroxênio. À proporção que aumenta o conteúdo dos fêlsicos, a olivina e o piroxênio ocorrem ora mantendo o mesmo aspecto anteriormente descrito, ora formando grãos isolados; em ambos os casos são envolvidos por leucita parcialmente alterada ou por pseudo-leucita, ou por uma mistura fêlsica finamente cristalizada. Nas amostras onde os máficos constituem a quase totalidade da rocha, ocorre um material verde amarelado intersticial (provavelmente clorofeita), contendo ou não carbonato associado. O clinopiroxênio é levemente acas-

tanhado, um pouco mais colorido que nos peridotitos normais, e mais claro que nos piroxenitos. É opticamente positivo, com ângulo axial médio e extinção de 45° . A extinção ondulante é comum e os geminados são raros. A olivian é incolor, com forte extinção ondulante e clivagem (100) amplamente preservada. Quando envolvidas por fêlsicos, formam grãos pequenos, apenas contornados por uma coroa de serpentinização.

A ocorrência dos fêlsicos está relacionada às faixas alternadas verticalmente, onde podem ser raros, constituindo apenas 0,4% da amostra; ou podem estar concentrados e constituir até 26,56% da amostra. A 55,4 metros de profundidade os fêlsicos são constituídos por grãos bem desenvolvidos de leucita, ricos em inclusões de biotita, com alteração muito restrita a pseudoleucita; no entanto, a leucita diminui e desaparece, dando lugar a um aumento de pseudoleucita nas profundidades mais elevadas. Opacos ocorrem como grãos euedros inclusos em piroxênio e olivina, ou preenchendo espaços intergranulares entre os minerais principais; uma terceira forma de ocorrência é constituída por agregados granulares desenvolvidos sobre as olivinas, associados ou não a serpentinas. A flogopita é castanho avermelhada (Z e Y) e creme claro (X). Ocorre em pequenas placas isoladas ou associadas aos opacos. Apresenta comumente uma estrutura zonar com bordas mais coloridas que o centro. A serpentina ocorre como um tipo textural fibroso e outro tabular. Substitui amplamente a olivina, onde com frequência, está associada com opacos.

As amostras F2/52 e F2/65 são suficientemente ricas em máficos (99,6%, 97,10%, respectivamente) estando assim, incluídas entre as rochas ultramáficas (olivina-clinopiroxenito ou peridotito), no entanto, nas demais amostras estudadas, F2/55,4, F2/62 e F2/66 o máfico constitui entre 73 e 80% do total da rocha. Estas amostras foram incluídas entre os leucita peridotitos e consideradas variações mineralógicas das ultramáficas normais por enriquecimento locais de fêlsicos.



Fotomicrografia 11 - Piroxênios e olivinas, envolvidos por pseudo-leucita em leucita peridotitos. Nicôis cruzados, aumento: 46 x.



Fotomicrografia 12 - Padrão textural dos peridotitos, micáceos com olivina, biotita, piroxênio e opacos. Nicôis paralelos, aumento: 36 x.

Mica peridotitos

Esta rocha, também considerada variação do peridotito foi localizada a SW do corpo intrusivo principal pelo Professor Doutor A. BARBOUR, que nos cedeu a única amostra disponível. Assim, a presente descrição tem caráter bastante limitada.

Trata-se de rocha de textura granular xenomórfica a hipidiomórfica, constituída por placas de biotita densamente intercrescidas e de granulação fina, envolvendo grãos eudrais a subeudrais de piroxênio e anedros de olivina. O piroxênio forma prismas alongados (1,0 a 2,0 mm) ou curtos (0,2 a 0,4 mm), ou assume a forma tabular (1,0 a 2,0 mm). Os grãos de olivina apresentam-se arredondados e fraturados e têm granulações médias. No contexto textural são observados ainda, fêlsicos intersticiais alterados, onde ripas finas de aegirina-augita são abundantes.

O piroxênio é castanho claro, com bordas esverdeadas indicando a presença de zoneamento. Tem ângulo biaxial positivo e extinção de 45° . A biotita constitui o segundo mineral em abundância. É pleocrótica, verde amarelado em (Y), marrom (Z) e creme claro (X). Apresenta com frequência, cor de interferência verde acinzentada em seções basais, a ângulo óptico negativo em torno de 20° . Variações grosseiramente concêntricas nas cores de pleocroísmo denotam a existência de estrutura zonar. A olivina é incolor, rica em inclusões de opacos finamente granulados e orientados; é biaxial positiva. Trata-se conseqüentemente de um membro de composição forsterítica.

Os fêlsicos formam frequentemente pequenos agregados granulares entre os máficos. Onde os cristais são mais desenvolvidos é possível a identificação de nefelina. Opacos de granulação fina são abundantes e estão, de um modo geral, associados às biotitas ou inclusos por piroxênio e olivina.

3.3.3 - CLINOPIROXENITOS

Entre o material estudado, apenas quatro amostras: AD-3, F51/35,2 e F17/18, F35/13,5 (Figura 8) constituem exemplos típicos de clinopiroxenitos.

Tais rochas são hipidiomórficas a xenomórficas, de granulação média a grosseira, onde os grãos mais desenvolvidos de piroxênios são essencialmente informes e tendem a englobar poiquiliticamente a olivina pouco abundante e granulamente fina. No entanto, nas rochas onde a olivina é mais abundante, pode se desenvolver granulação média. Aspectos texturais em mosaico são formados com frequência por piroxênio de granulação média, com faces planas juntando-se num ponto tríplice. Um outro aspecto textural interessante é representado pelos opacos. Estes minerais preenchem espaços intergranulares entre piroxênios pré-existentes, assumindo as formas irregulares dos contornos destes ou os envolvendo totalmente, e tomando uma feição de "intercumulus". Deve-se notar que este aspecto é restrito a alguns locais onde são abundantes.

Os clinopiroxenitos contêm 87 a 91% de clinopiroxênio e zero a 3% de olivina, sendo o restante constituído por opacos, flogopita, titanita, e produtos de alteração, incluindo anfibólito que foi detectado na amostra AD-3.

O piroxênio é biaxial positivo, e com ângulo $Z \wedge C$ igual a 42° . Tem cor castanho claro um pouco variável de seção para seção, mas sem pleocroísmo. Estes minerais são um pouco mais enriquecidos em TiO_2 que nos peridotitos normais. Quimicamente são do tipo diopsídico com Wo_{47} , $En_{44,0}$, $Fe_{8,4}$ (Tabela 10).

Os opacos constituem de 0,2 a 5,1% das rochas, estes minerais ocorrem como grãos grosseiros ou tomam formas alongadas e curvas seguindo o contorno dos grãos pré-existentes. Cristais euedrais inclusos em piroxênios são raros e palhetas de talco

TABELA 5 - ANÁLISES MODAIS DE CLINOPIROXENITOS

	F17/18	F35/13,5	F51/35,2	AD-3
Clinopiroxênio	87,6	86,9	91,5	90,0
Olivina	2,2	4,3	-	-
Flogopita	-	0,9	1,2	-
Carbonatos	1,0	2,0	0,3	-
Opacos	2,2	2,0	5,1	0,2
Titanita	-	-	0,8	0,3
Talco	-	0,7	1,1	-
Anfibólio	-	-	-	0,4
Alterações	7,0	3,5	-	9,1
Total	100,0	100,3	100,0	100,0

contornando opacos são freqüentes.

A flogopita tem pleocroísmo marrom enegrecido nas direções Z e Y e castanho em X; encontra-se enriquecido ou saturado em inclusões sageníticas, e freqüentemente está associado a opacos, talco, carbonato e rara titanita. Na amostra de superfície, AD-3, os opacos estão praticamente ausentes, e os piroxênitos mostram talcificação incipiente. Em alguns locais uma alteração intensiva, produziu talco em abundância, além de clorita e/ou serpentina, carbonato e anfibólio. O anfibólio é prismático curto, incolor, biaxial negativo com 2V grande, e extingue a 20° da direção Z.

As amostras F51/28, F51/30, F35/10 e F35/13,5 apresentam o mesmo padrão textural e a mesma associação mineralógica dos clinopiroxênitos, no entanto, foram classificadas como peridotitos em razão de suas quantidades relativas de olivina e piroxênio.

TABELA 6 - ANÁLISES MODAIS DE MISSOURITOS

	SF-529	SF-V-3	SF-V-5
Clinopiroxênio	63,7	57,7	44,5
Olivina	-	25,9	29,5
Serpentina	-	0,6	4,1
Leucita	19,3	6,2	11,1
Pseudo-leucita	2,2	0,6	-
Biotita	9,5	7,5	5,7
Opacos	3,9	1,0	4,5
Carbonato	0,1	-	-
Apatita	1,3	0,5	0,7
Nefelina	-	0,4	-
Total	100,0	100,3	100,1

3.3.4 - MISSOURITOS

São rochas orientadas e de granulação média, que se encontram bem preservadas de intemperismo. As amostras estudadas (SF-529, SF-V3, SF-V5) são todas provenientes de superfícies.

Mineralogicamente são constituídas por quantidades variáveis de piroxênio, leucita e olivina, e por biotita, opacos e nefelina subordinados (Tabela 6).

O padrão textural é composto por prismas orientados de piroxênio, com ou sem olivina associada, envolvidos por leucita e biotita de formação posterior. Variações mineralógicas envolvem principalmente os conteúdos de olivina e leucita, e se refletem na textura geral. Nas ocorrências do norte do complexo



Fotomicrografia 13 - "Intercúmulus" de opacos entre piroxênio de clinopiroxenito. Nicóis paralelos, aumento: 36x

(SF-529) a olivina é rara, e a leucita chega a constituir 19% do total da rocha. Neste caso, a leucita e os prismas de piroxênio formam agrupamentos alternados grosseiramente lineares, imprimindo à rocha uma textura orientada e um aspecto de escoamento. Na ocorrência do contato sul, a olivina atinge concentrações de 29,5% e a leucita diminui até 6,0% (amostra SF-V5) passando a constituir material intergranular, neste caso o aspecto de escoamento é praticamente ausente.

O clinopiroxênio é castanho forte com fraco pleocroísmo, e extinção de 45° . Ocorre como cristais alongados anedrais de granulação média a grosseira, ricos em inclusões sageníticas. Estas inclusões dispõem-se concentricamente e diminuem em direção às bordas do piroxênio. Quimicamente o piroxênio é composto por $Wo_{45,54}En_{43,05}Fs_{10,42}$ (Tabela 10).



Fotomicrografia 14 - Padrão textural dos missouritos ricos em olivina; piroxênio e olivina envolvidos por leucitas. Nicóis paralelos, aumento: 36x

A biotita tem cor marrom avermelhada (Z e Y) e castanho claro (X). Forma grãos alongados e abundantes com a mesma orientação dos piroxênios e mantém íntima associação com os opacos. Estes constituem com frequência, núcleos em torno dos quais crescem os cristais de biotita. A leucita é o fêlsico mais abundante podendo constituir até 19,2% da amostra. Ocorre essencialmente como cristais anedrais arredondados e grosseiros e apresentando inclusões reticulares de finas palhetas de biotita e piroxênio. São frequentes as fraturas com alteração incipiente. A olivina varia amplamente de granulação e concentração, ocorrendo ora como grãos pequenos, arredondados e inclusos em piroxênio e leucita, ora como grãos bem desenvolvidos informes e fraturados. Estes minerais podem estar ausentes (Sf-529) e constituir até

29,5% (SF-V5) da amostra. Os grãos maiores apresentam finas bordas de serpentinização, e os grandes têm fraturas enriquecidas por agregados granulares.

Nefelina e álcali-feldspato ocorrem raramente, apresentando em geral um padrão orientado de alteração contendo carbonato e provavelmente cancrinita. Apatitas são acessórios dispersos, grosseiros e fragmentados. Raras serpentinas ocorrem em agregados e com talco associado.

3.3.5 - ESSEXITOS

Rocha mesocrática com variações grosseiras na granulação. Aflora como grandes blocos que se destacam nas áreas arrasadas. As amostras estudadas (SF-001A, SF-001B, SF-001C, GA-I e GA-II) são provenientes da mesma área de afloramento.

Mineralogicamente são constituídas por clinopiroxênio (aproximadamente 50%), álcali-feldspato, plagioclásio, nefelina, biotita, opacos, olivina e apatita e contêm carbonatos e cancrinita como produtos de alteração (Tabela 7).

Rocha de textura granular grosseira, hipidiomórfica onde os grãos de piroxênio constituem os minerais mais desenvolvidos. Completa o quadro textural desta rocha, a presença de minerais (fêlsicos, olivina, opacos) de granulação fina a média, que se associam parecendo envolver o piroxênio. Entre estes fêlsicos é comum a presença de intercrescimentos irregulares de nefelina e álcali-feldspato. Piroxênio e menos freqüentemente, olivina e opacos, apresentam contornos reentrantes e corroídos, onde a biotita finamente granulada se enriqueceu como produto de borda de reação. Estrutura de quebra são freqüentes nos plagioclásios.

O clinopiroxênio é castanho forte, biaxial positivo,

TABELA 7 - ANÁLISES MODAIS DE ESSEXITOS

	SF-01C	SF-GA-I
Clinopiroxenito	57,0	46,7
Olivina	5,4	2,4
Plagioclásio	6,3	9,5
Alcali-feldspato	3,2	2,8
Nefelina	3,0	4,5
Intercrescimento de Fêlsicos	9,6	22,0
Biotita	9,2	3,4
Opacos	4,6	7,7
Apatita	1,2	0,7
Carbonatos	0,5	0,3
Total	100,0	100,0

com ângulo axial médio e extinção variável de 40° e 50° com a direção Z. Inomogeneidade óptica e estrutura zonal são encontradas em coexistência nas amostras. Quimicamente, apresentam pequenas variações em torno de $Wo_{48,0}$, $En_{40,0}$, $Fs_{11,8}$ (Tabela 10). Bordas corroídas e contornadas por biotitas verdes e carbonatos ocorrem com frequência.

Alcali-feldspatos são os fêlsicos mais abundantes. Ocorrem como grãos isolados, intercrescidos entre si, ou associados em uma massa fêlsica. Nesta mesóstasis, estão disseminados carbonatos finamente granulares, biotita e cancranita. Os grãos individuais de nefelina mostram uma freqüente alteração para carbonatos e cancrinita, enquanto o alcali-feldspato permanece perfeitamente preservado, com geminação complexa composta por lamelas finíssimas. O plagioclásio tem estrutura zonal concên

trica onde foram determinadas variações de $Ab_{54,1}An_{40,6}Or_{5,4}$ a $Ab_{64,5}An_{23,4}Or_{12,1}$ do centro para as bordas. Estruturas de quebra e corrosões nos contatos com a mesóstasis fêlsica dificulta a delimitação segura dos limites do grão.

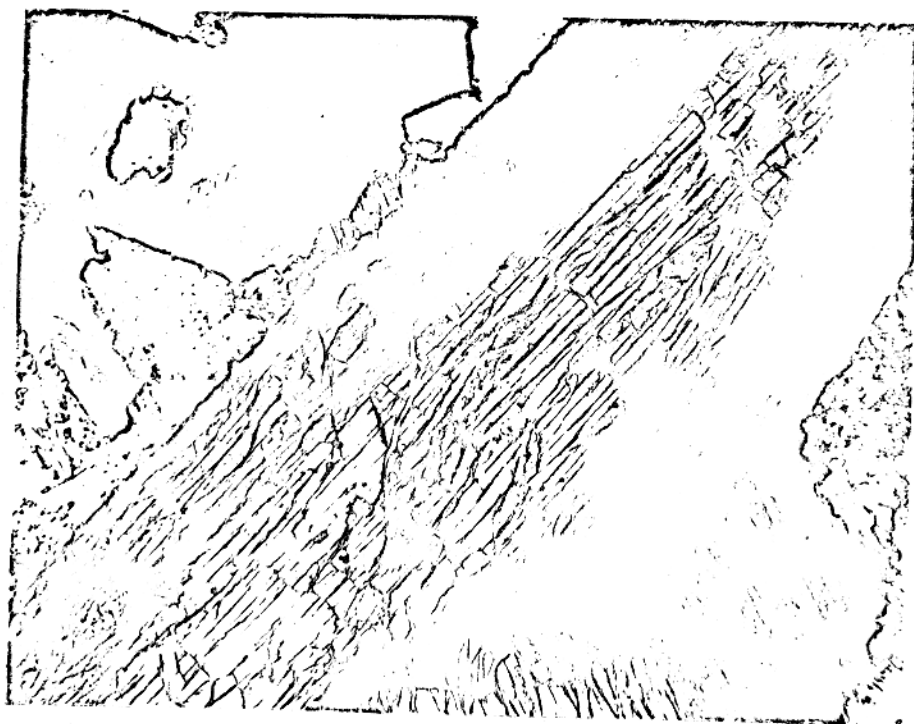
A olivina é incolor, arredondada e com fraturas preenchidas por opacos. Alguns grãos mostram bordas de reação para biotita. A biotita ocorre como mineral de duas gerações: a primeira de origem primária, com cristais bem desenvolvidos, castanho avermelhados intenso em Z ou Y e amarelo avermelhado em X, e o ângulo axial varia de 0° a 10° (SF-001C). Este mineral associa-se a piroxênio como inclusões poiquilíticas (?) ou aos opacos circundando os grãos destes que formam núcleos em torno dos quais a biotita cresceu. A segunda forma de ocorrência da biotita é como pequenas palhetas verdes ou verdes acastanhadas em Z ou Y e amarelado em X, freqüentemente associadas aos contatos de fêlsicos com opacos, olivina e piroxênio como bordas de reação. Os opacos são essencialmente grosseiros, anedrais, e associados a biotita. Apatitas ocorrem como grãos bem desenvolvidos e fraturados e agregados granulares associam-se a olivina.

Os produtos de alteração são carbonatos e cancrinita em geral associados a fêlsicos ou bordas de reação nos máficos.

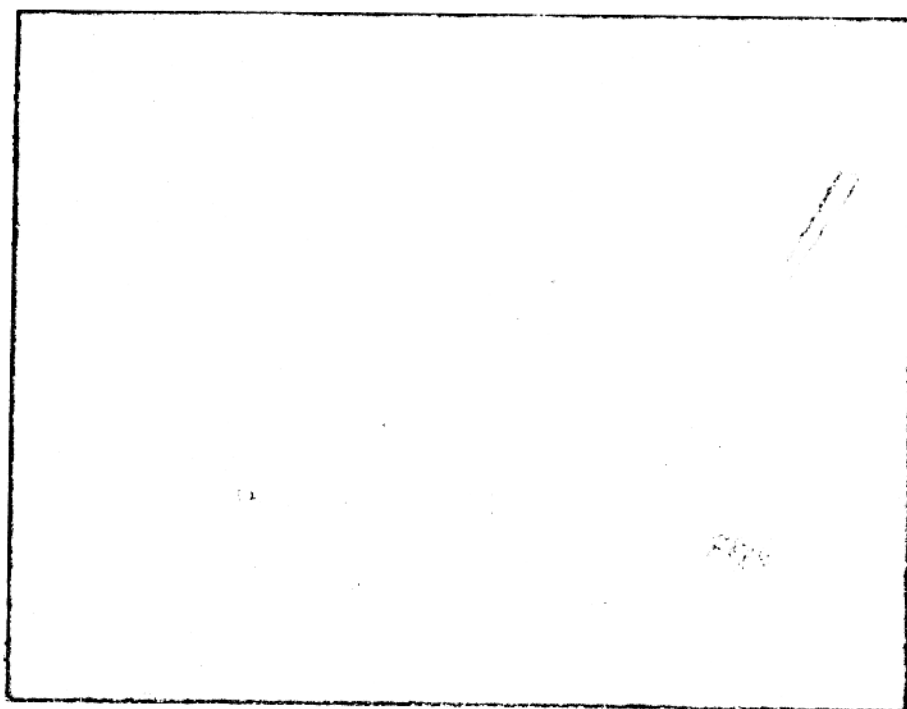
3.3.6 - MALIGNITOS

Os malignitos estão perfeitamente preservados dos efeitos do intemperismo e da serpentinização, de modo que as amostras estudadas, (SF-906, SF-523, SF-526, SF-531 e SF-V) são todas provenientes de afloramentos.

Texturalmente estas rochas são constituídas por cristais grosseiros de álcali-feldspato intercrescidos com nefelinas em continuidade óptica; estes cristais intercrescidos envolvem (poiquiliticamente) grãos eudrais e subeudrais de piroxênio, opa



Fotomicrografia 15 - Piroxênios com estrutura zonal no essexito. Nicõis paralelos, aumento: 36 x.



Fotomicrografia 16 - Anortoclásio envolvendo cristais de piroxênio e apatita no essexito. Nicõis cruzados, aumento: 46,1 x.

cos e biotita, além de raras olivina e apatita. Um outro aspecto textural é formado por fêlsicos finamente cristalizados de distribuição irregular, onde a distinção das fases envolvidas é impraticável. Composições modais são apresentadas na Tabela 8.

O álcali-feldspato pode constituir até 41% da rocha. Tem caráter biaxial negativo e não está geminado. Quimicamente é composto por $Or_{75,4}Ab_{22,8}An_{1,8}$ (Tabela 11). Uma análise dos dados ópticos e químicos permite classificá-lo como ortoclásio.

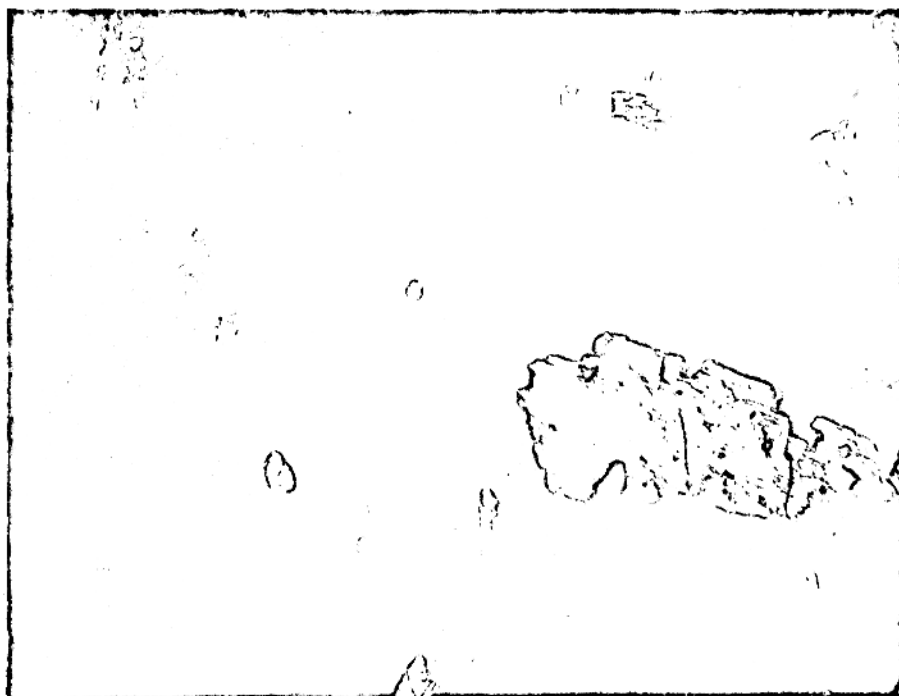
A nefelina perfaz por volta de 10% da rocha, e pode apresentar seções quadráticas, triangulares ou informes. Quimicamente são empobrecidas em Ca (2,28%) e K (13,53%) e enriquecidas em Na (84,16%). Diminutas placas de cancrinita e/ou sericita, ocorrem sobre estas nefelinas.

O clinopiroxênio é castanho ou castanho esverdeado, de forma eudral, tendência prismática, e dois tipos granulométricos distintos. Tem composição $Wo_{49,50}En_{40,49}Fs_{10,0}$.

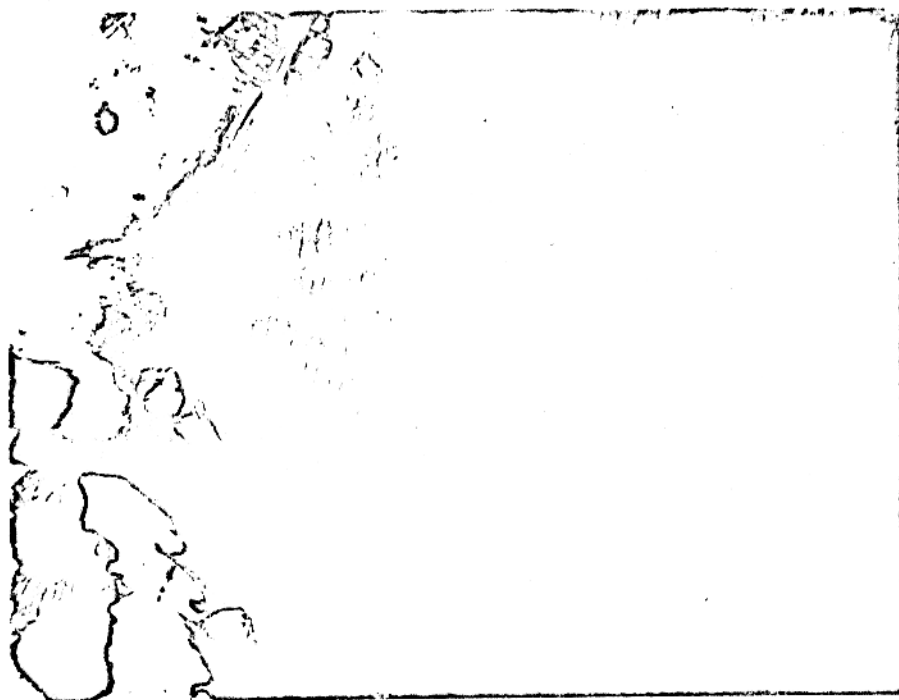
A olivina é rara, ocorre como grãos grandes, com as fraturas preenchidas por opacos; ou como relictos nos centros de agregados grosseiros de opacos, piroxênio e biotita que se dispõem num padrão grosseiramente concêntrico.

A biotita é marrom avermelhada em Z e Y, e castanho amarelado em X; de um modo geral envolve ou está associada a piroxênio. Outros cristais apresentam pleocroísmo castanho esverdeado em Z e Y, e creme esverdeado em X. Isto se verifica quando forma agregados associados a grãos reliquiares de olivinas.

Os opacos são abundantes, variam de anedrais a subeudrais, freqüentemente encontram-se envolvidos por biotita ou associados a piroxênios. A apatita ocorre como grãos fortemente fraturados, de hábito prismático longo, chegando a atingir 1,5mm de comprimento.



Fotomicrografia 17 - Intercrescimento gráfico de álcali-feldspato e nefelina, englobando piroxênios, opacos e apatita, nos malignitos. Nicóis cruzados, aumento: 36 x.



Fotomicrografia 18 - Aspecto das relações de piroxênio finamente granular e biotitas contornando olivinas relictuais nos malignitos. Nicóis paralelos, aumento: 70,8 x.

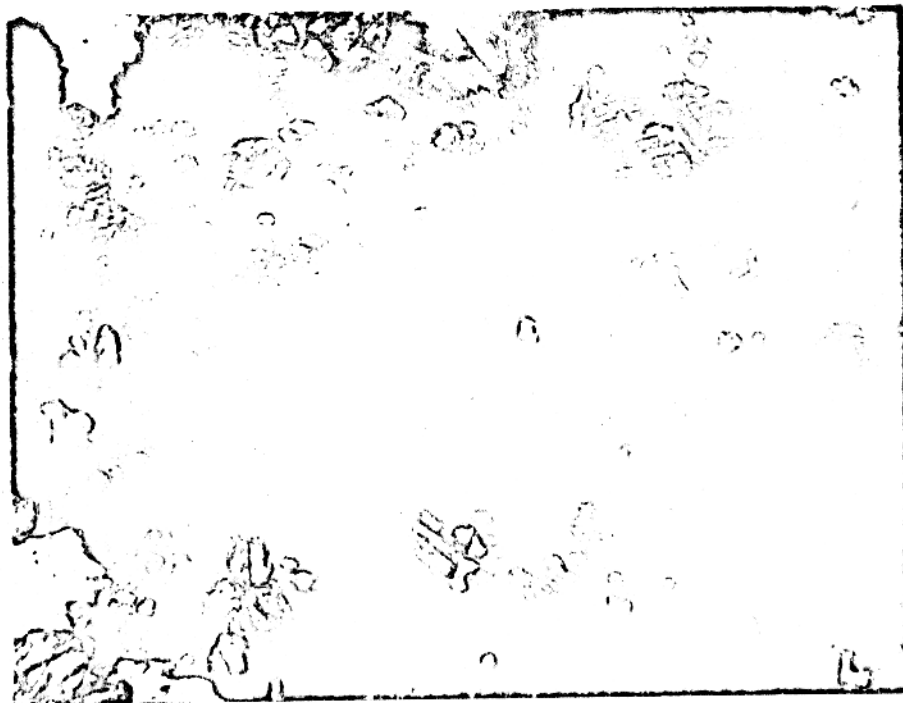
TABELA 8 - ANÁLISES MODAIS DE MALIGNITOS

	SF-531	SF-906
Clinopiroxênio	31,9	31,2
Olivina	0,2	0,2
Alcali-feldspato	38,5	41,1
Nefelina	9,9	11,1
Félsicos intercrescidos	2,1	1,5
Biotita	9,0	7,0
Opacos	6,0	6,5
Apatita	2,3	1,4
Totanita	0,1	1,4
Total	100,0	100,0

3.3.7 - LAMPRÓFIROS

(Minette): Dique e soleira de lamprófiros foram localizados a SE do complexo, intrudindo sedimentos metamorfisados, provavelmente restos da Formação Furnas que capeiam localmente as encaixantes gnaíssicas. São rochas cinzas escuras quando preservadas de intemperismo, e caracterizadas pela presença de fenocristais de biotita. As amostras SF-420, SF-003A e SF-004 são provenientes da mesma faixa de afloramentos.

Os lamprófiros são rochas porfiríticas com matriz fina bostonítica, constituída essencialmente por cristais alongados de feldspatos densamente intercrescidos e arranjados em forma de leques, onde se destacam fenocristais de biotita e apatita, além de opacos de granulação variada distribuídos irregularmente. Grandes pseudomorfos de piroxênio são identificados por sua forma prismática simples ou pela forma bipiramidal de terminações truncadas.

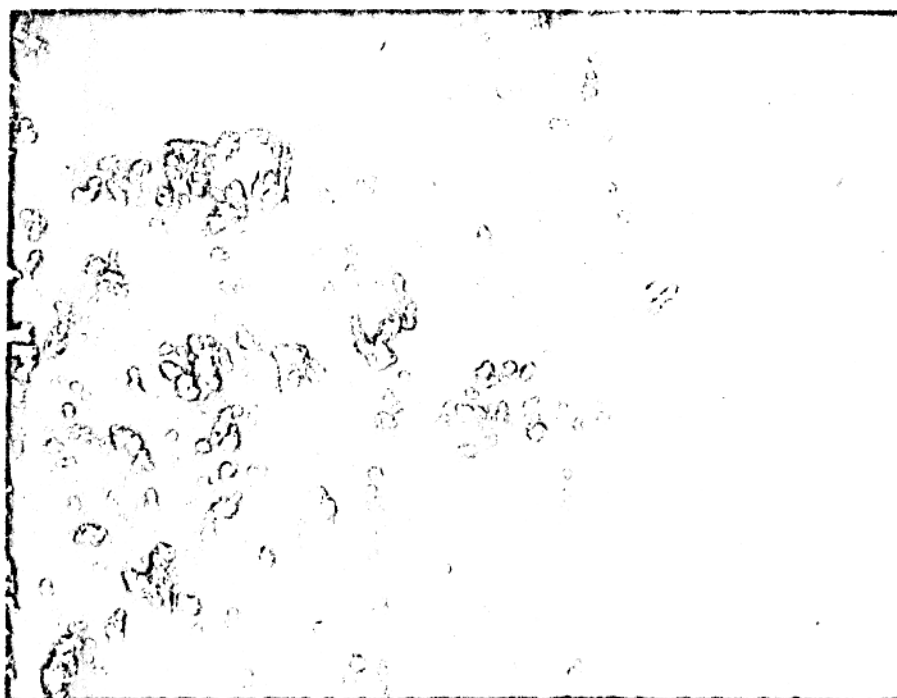


Fotomicrografia 19 - Olivina reliquiar quase totalmente substituída por piroxênio, biotita e opacos, nos ma lignitos. Nicóis paralelos, aumento: 90,7x

cadás; estes pseudomorfos estão totalmente substituídos por uma mistura de carbonatos, cloritas e opacos, contendo frequentemente euedros de apatita.

O feldspato tem suas geminações fortemente mascaradas pela granulação fina, pelo intercrescimento denso, e pela presença de alterações, o que dificulta a caracterização deste mineral. No entanto, seu índice de refração inferior ao do bálamo (1,537) coloca-o entre os feldspatos alcalinos. A biotita ocorre como fenocristais ou associada à matriz; apresenta uma forte tendência euedral e uma estrutura zonal incipiente é observada nas bordas mais escurecidas das seções hexagonais; são fortemente pleocrônicas: marrons avermelhadas (Z e Y) e marrons em (X).

Os opacos ocorrem como cristais de granulação fina a



Fotomicrografia 20 - Pseudomorfo de piroxênio e fenocristais de biotita em matriz bostonítica dos lamprófiros. Nicóis cruzados, aumento: 36x

média distribuídos aleatoriamente na rocha, provavelmente de origem primária; ou como agregados finamente granulares associados a produtos de alteração. Os opacos primários são de dois tipos diferentes, sendo um deles perfeitamente opaco e o outro translúcido.

Os carbonatos e clorita, além dos opacos, são os produtos de alteração presentes, ocorrem disseminados na rocha ou agregados em pseudomorfos sobre cristais de piroxênio.

A amostra SF-003 mostra um intemperismo incipiente, com biotita marrom amarelada (Z e Y) a creme claro (X), de bordas muito escurecidas. Seções do tipo (001) mostram um caráter biaxial negativo com ângulo óptico em torno de 10° .

3.3.8 - FONÓLITO

Esta rocha é constituída principalmente por fêlsicos (álcali-feldspato e nefelina) e anfibólio. Biotita, opacos e titanita ocorrem em quantidade subordinada. Texturalmente é composta por um intercrescimento denso de álcali-feldspato e nefelina, onde anfibólio e restos de piroxênio distribuem-se formando concentrações alongadas e subparalelas. A tendência dos fêlsicos é formar um padrão textural sacaróide, de granulação fina, com presença freqüente de venulações dos mesmos fêlsicos agora com granulação grosseira e forte tendência eudral. Cordões alongados de anfibólio e relictos de piroxênio distribuem-se subparalelamente entre os fêlsicos, imprimindo à rocha um padrão grosseiramente orientado.

Foram observadas macroscopicamente, variedades texturalmente homogêneas (isotrópicas) e variedades anisotrópicas, de caráter orientado, definido por venulações subparalelas de minerais claros.

Microscopicamente a rocha N32 W39 (A) apresenta restos orientados de piroxênio e opacos, agregados ou não, onde são encontrados desde piroxênio com uralitização incipiente nas bordas, até agregados onde o piroxênio foi totalmente substituído por grãos de anfibólio intercrescidos em mosaico. Na rocha N32 W39 (B) os relictos de piroxênio são raros enquanto o anfibólio torna-se abundante, granulometricamente mais grosseiro que na anterior e formam cordões contínuos. Também neste caso, os veios de fêlsicos são mais grosseiros.

O álcali-feldspato é uma forma de alta temperatura da sanidina, está freqüentemente geminado segundo a lei de Carlsbad, tem ângulo óptico em torno de 30° , e plano óptico paralelo a (010). Raras seções paralelas a (100), não geminadas, mostram as duas direções de clivagem do mineral. O anfibólio é uma

hornblenda com forte tendência eudral, pleocroísmo castanho esverdeado em (X), castanho levemente esverdeado em (Y) e amarelo claro em (X); extingue a 19° da direção Z, e o ângulo óptico é médio. A nefelina é geralmente tabular, anedral e subedral. Distribui-se aleatoriamente na rocha ou forma venulações finas. Em ambos os casos está associada a álcali-feldspato.

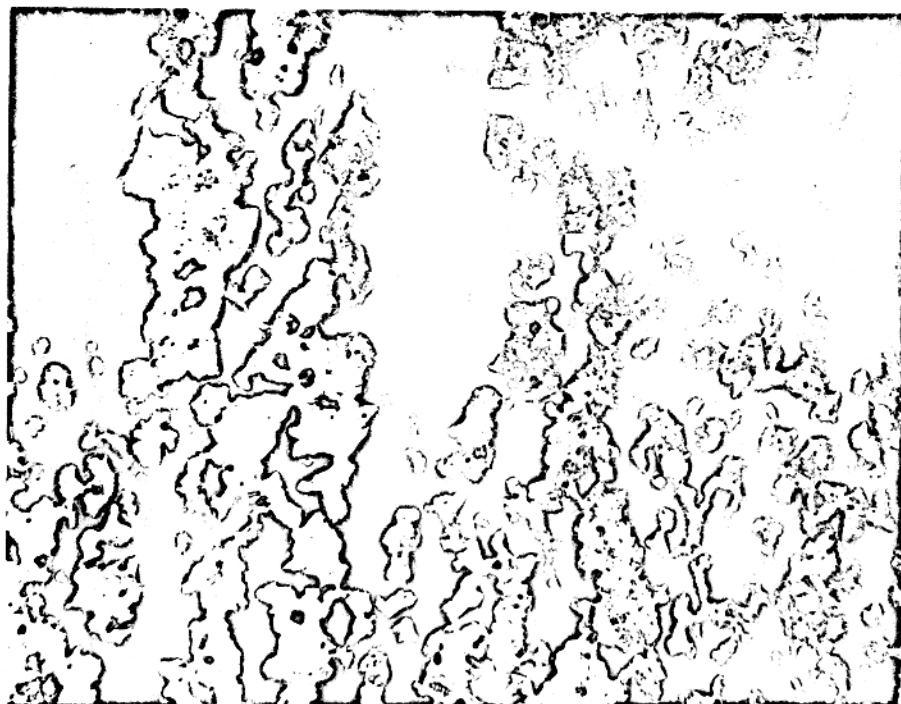
A biotita é verde forte em (Z e Y) e amarelo esverdeado em (X). Ocorre como cristais tabulares individuais bem desenvolvidos e ricos em inclusões sageníticas, ou como cristais diminutos associados a alterações em anfibólios. Titanita e opacos são os acessórios mais abundantes. A titanita forma em geral agregados orientados entre os cordões de anfibólio, ou anéis envolvendo opacos, nos seus contornos com anfibólio. Os opacos são cristais anedrais de granulação variada e amplamente distribuídos. Ocorrem ainda prismas finíssimos de apatita inclusos nos minerais fêlsicos.

3.4 - COMPORTAMENTO E VARIAÇÕES DO CONTEÚDO MINERALÓGICO

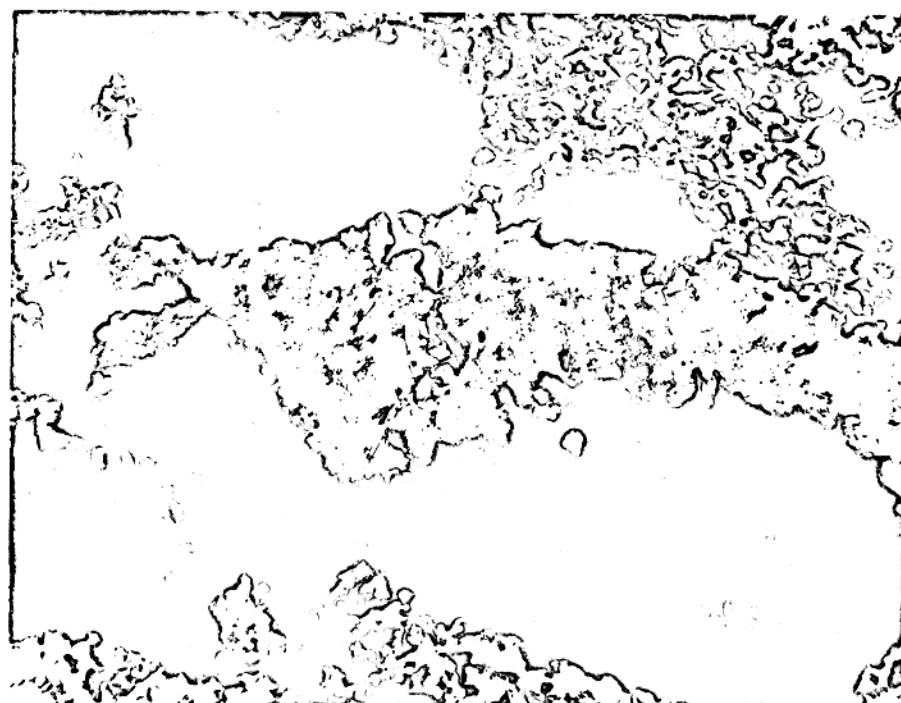
O presente capítulo se propõe apresentar uma análise dos conteúdos mineralógicos e das variações que deram origem aos diferentes tipos petrográficos do complexo. Gráficos de variação que se prestam a este objetivo foram elaborados a partir das análises modais e são apresentados a seguir.

3.4.1 - PIROXÊNIO E OLIVINA NAS ROCHAS DO COMPLEXO

O piroxênio presente, clinopiroxênio, é raro nos dunitos, e se torna gradualmente enriquecido nos peridotitos e piroxenitos, enquanto se verifica uma diminuição também gradual nas olivinas. Nos missouritos, essexitos e malignitos, os



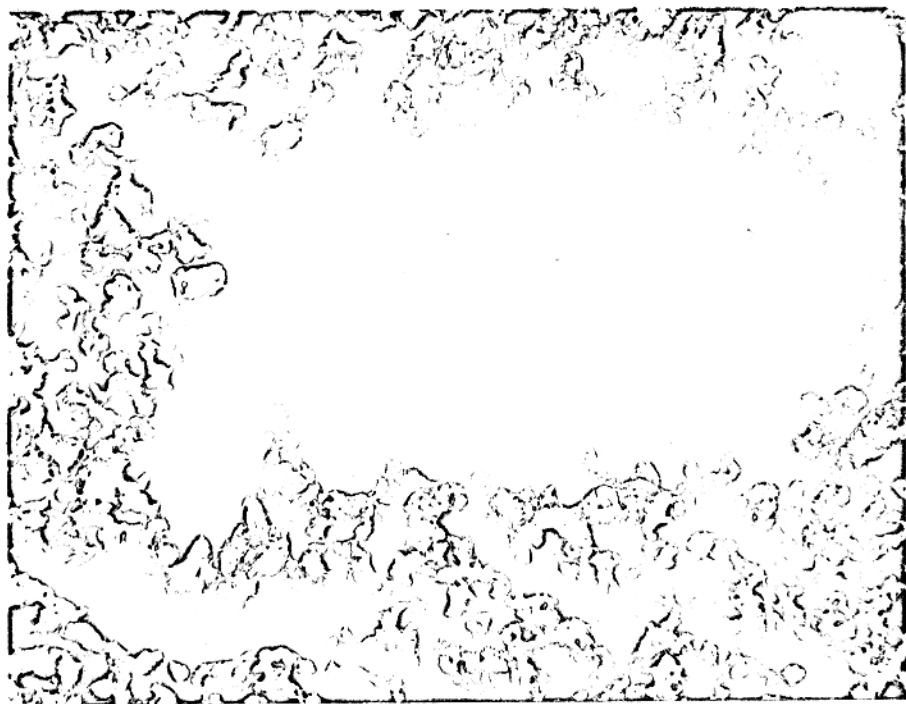
Fotomicrografia 21 - Textura suborientada dos fonólitos. Nicóis descruzados, aumento: 36 x.



Fotomicrografia 22 - Cristais de piroxênio apresentando apenas início de uralitização em fonólito. Nicóis paralelos, aumento: 36 x.



Fotomicrografia 23 - Relictos de piroxênio e opacos com piroxênio quase totalmente anfibolitizado em fonólito. Nicóis paralelos, aumento: 46 x.



Fotomicrografia 24 - Aglomerado de anfibólio euedral como pseudomorfos sobre piroxênio em fonólito. Nicóis paralelos, aumento: 46 x.

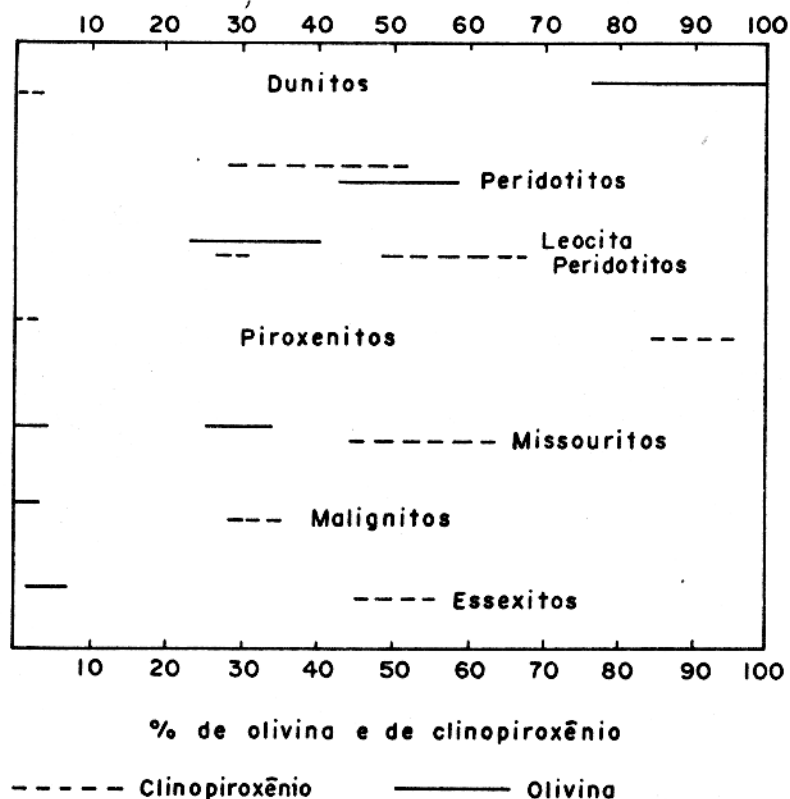


Figura 5 - Variação dos conteúdos de olivina e piroxênio no complexo de Santa Fé

conteúdos de piroxênio e olivina variam irregularmente e estas rochas não parecem estar relacionadas por empobrecimento ou enriquecimento gradual destes minerais (Figura 5).

3.4.2 - PIROXÊNIO E OLIVINA NOS DUNITOS

Na Figura 6 são apresentadas as variações modais de cinco amostras de dunitos, em função dos seus conteúdos de olivina e piroxênio. As amostras cujas composições foram plotadas são provenientes das sondagens F4 e F27, que distam horizontalmente cerca de 6 km. A Figura mostra um campo de variação muito restrito para as variações mineralógicas dos dunitos, limitado a uma faixa entre 98 e 100% de olivina.

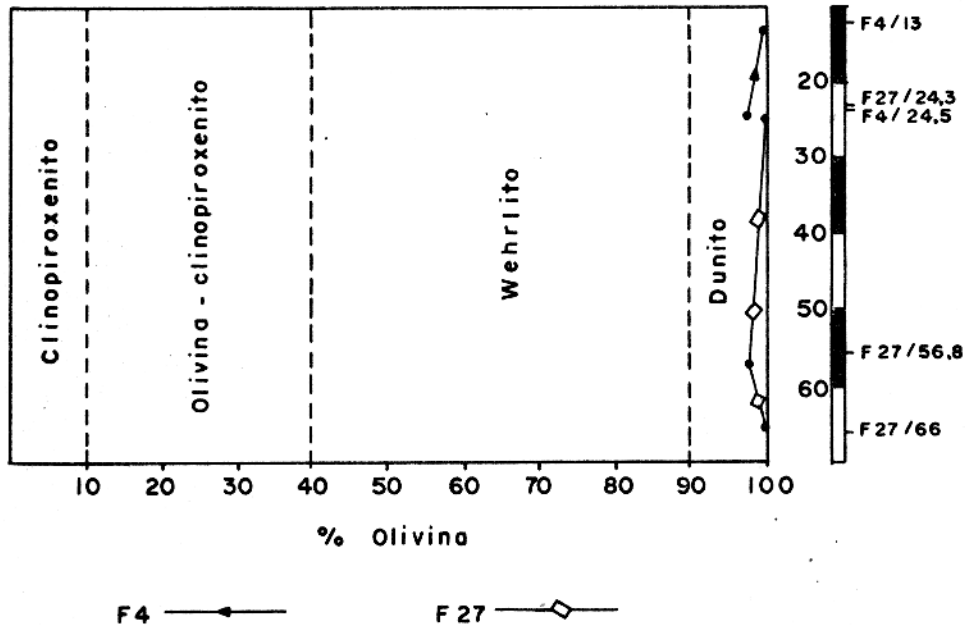


Figura 6 - Variação quantitativa da Olivina em relação ao total Olivina + Piroxenitos nos dunitos das sondagens F4 e F27

3.4.3 - PIROXÊNIO E OLIVINA EM PERIDOTITOS E PIROXENITOS

O conteúdo modal em piroxênio e Olivina de treze amostras, coletadas a diferentes profundidades nas sondagens F2, F5, F35, F51, estão representadas na Figura 7, que ressalta a existência de grandes variações verticais de Olivina-piroxênio. A diferença mais acentuada está registrada nas sondagens F51 (Figura 7a) e F35 (Figura 7d), onde a rocha passa de wehrlito a clinopiroxenito entre diferenças de profundidade de apenas 5,0 e 3,5m respectivamente. De acordo com a Figura 7c, fica demonstrada a existência de uma distribuição alternada verticalmente, de wehrlitos e Olivina clinopiroxenitos típicos, entre as profundidades de 52 e 66 m da sondagem F2. Uma variação de menor intensidade foi registrada na sondagem F5 (Figura 7b), onde as rochas se mantiveram no campo dos wehrlitos, no entanto, mesmo neste caso a presença de variações das quantidades relativas Olivina-piroxênio ficou caracterizada.

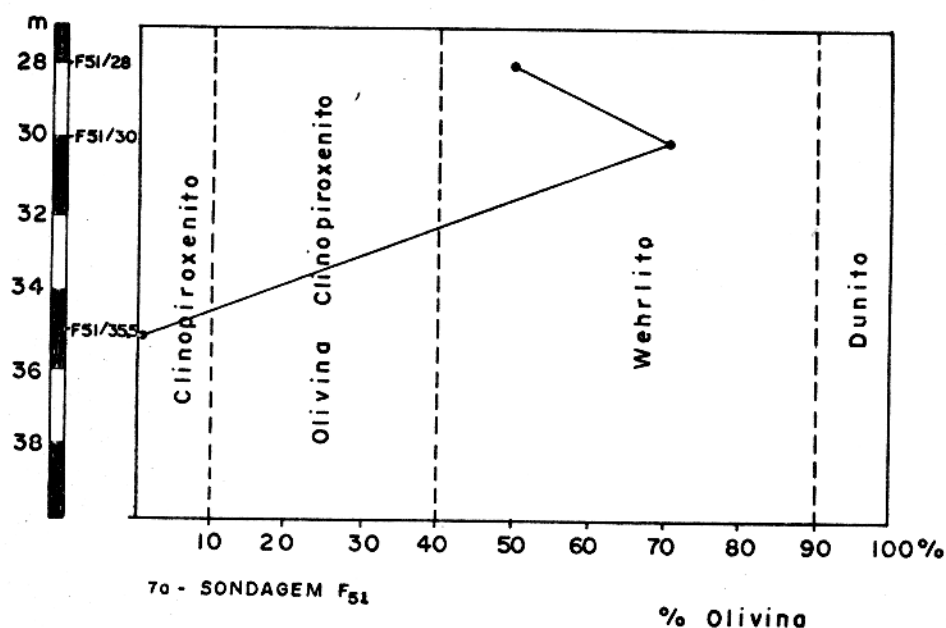


Figura 7a - Variações do conteúdo de olivina em relação ao total Olivina + Piroxênio em peridotitos e piroxenitos em perfis verticais ao longo das sondagens F51, F5, F2, F35

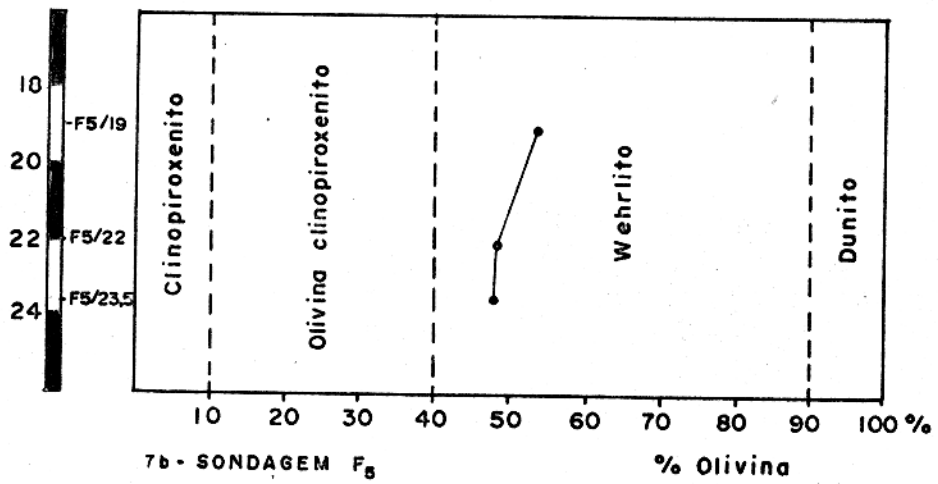
3.4.4 - FÉLSICOS NA SONDAAGEM F2

Na Figura 8, estão plotadas as quantidades modais dos fêlsicos determinados nas amostras da sondagem F2. A exemplo do que ficou demonstrado para piroxênio e olivina nesta sondagem os fêlsicos também tendem a formar concentrações em leitos localizados a diferentes profundidades. No entanto, nenhuma correlação parece existir entre as variações dos fêlsicos e a variação das relações olivina-piroxênio.

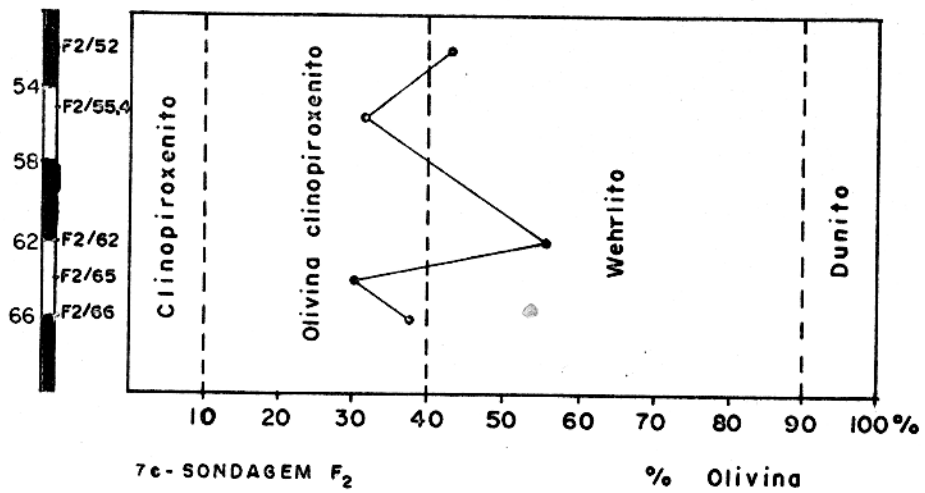
3.4.5 - VARIAÇÕES MINERALÓGICAS NAS ROCHAS LEUCÍTICAS

As quantidades de olivina, piroxênio, olivina+piroxênio, biotita e fêlsicos (leucita e pseudo-leucita essencialmente, e pequenas quantidades de nefelina e álcali-feldspato), das rochas leucíticas estão indicadas nas Figuras 9a e 9b. Estas Figuras ressaltam um comportamento inverso entre as variações do conteúdo dos fêlsicos e do total olivina + piroxênio, nos dife

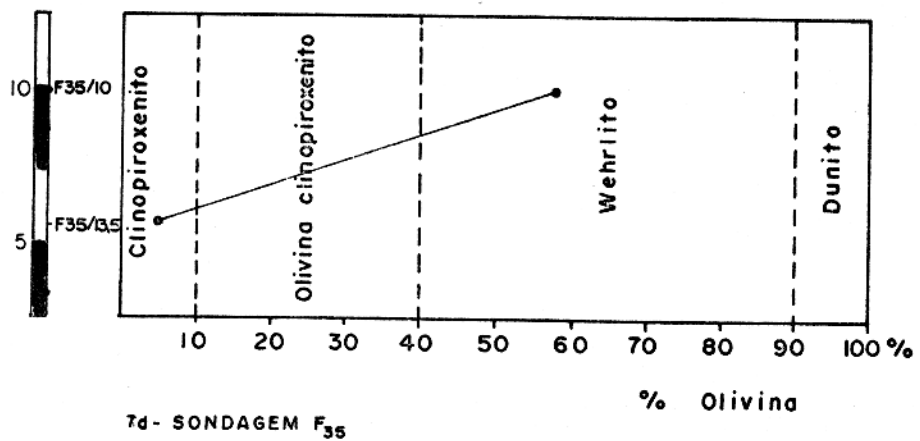
Profundidade (m)



Profundidade (m)



Profundidade (m)



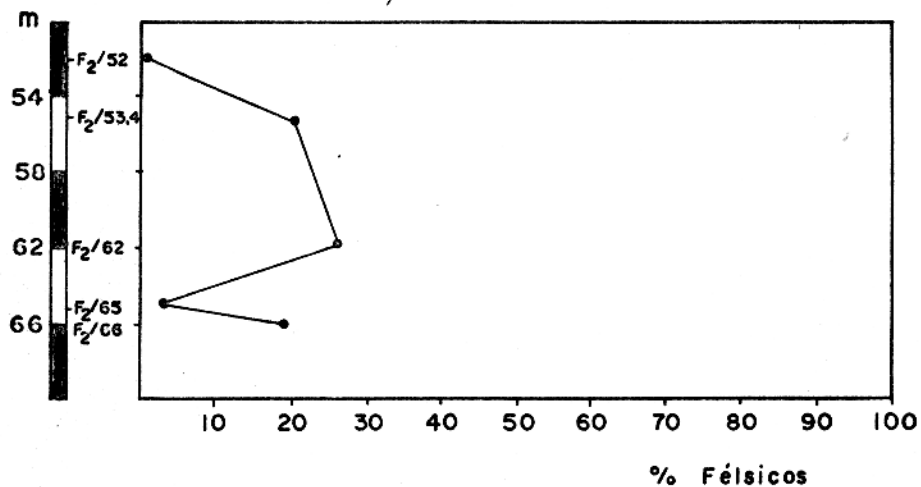
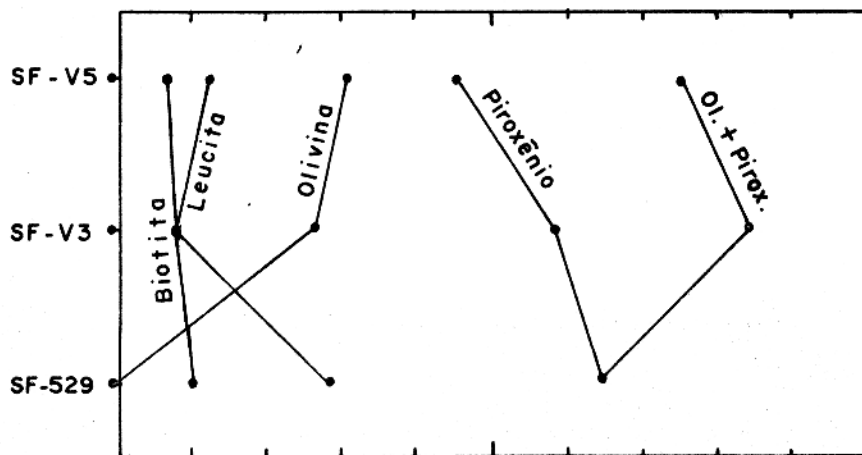


Figura 8 - Variação quantitativa de fêlsicos em relação ao total Fêlsicos + Máficos na sondagem F2

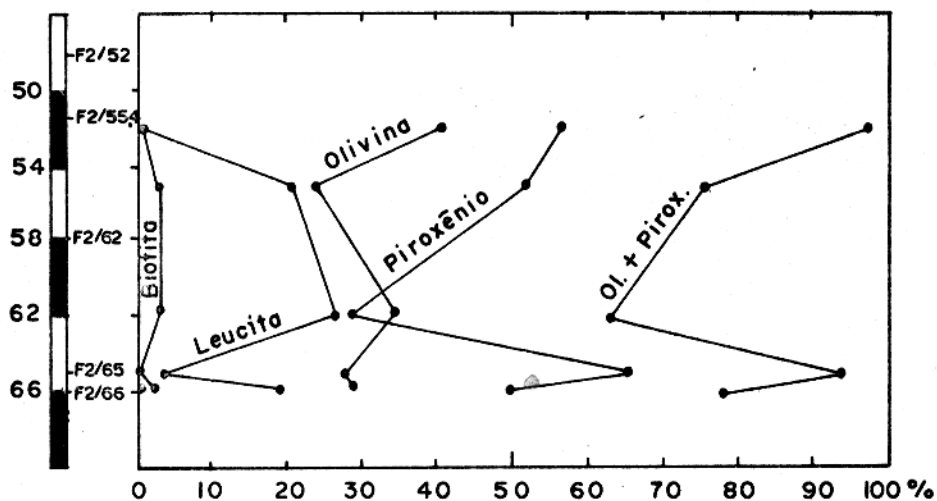
rentes estratos localizados na sondagem F2 e indicados através da Figura 7c. As amostras SF-527, SF-V3 e SF-V5, provenientes de superfície, indicam variações semelhantes àquelas observadas em perfis verticais.

3.4.6 - DISTRIBUIÇÃO DOS OPACOS

A Figura 10 foi construída com os valores modais de opacos nos diversos tipos petrográficos. Em primeira instância, esta figura parece indicar uma distribuição amplamente irregular para os minerais opacos, no entanto, uma análise mais cuidadosa pode indicar algumas tendências gerais. Nota-se, por exemplo, um aumento contínuo nos conteúdos minerais a partir dos peridotitos e se prolongando até os malignitos. As amostras que caem fora desta linearidade distanciam-se dela com valores nunca maiores que 1,5%. Os desvios mais grosseiros, a partir desta curva, envolvem um intervalo que vai de 2,5 a 12,5%, e estão relacionados a um número muito restrito de amostras (peridotitos, Tabela 3 e quatro amostras F51/28, F51/30 e F2/62).



Profundidade (m) 9a - AMOSTRAS DE SUPERFÍCIE



9b - SONDAGEM F₂

Figura 9 - Variações de leucita, olivina, piroxênio e biotita em rochas leucíticas

3.4.7 - VARIAÇÕES NO GRAU DE SERPENTINIZAÇÃO E NO CONTEÚDO DE OPACOS

As variações no grau de serpentinização (serpentina/serpentina + olivina) e as relações opacos/serpentina a diversas profundidades estão indicadas na Figura 11. Uma análise destes

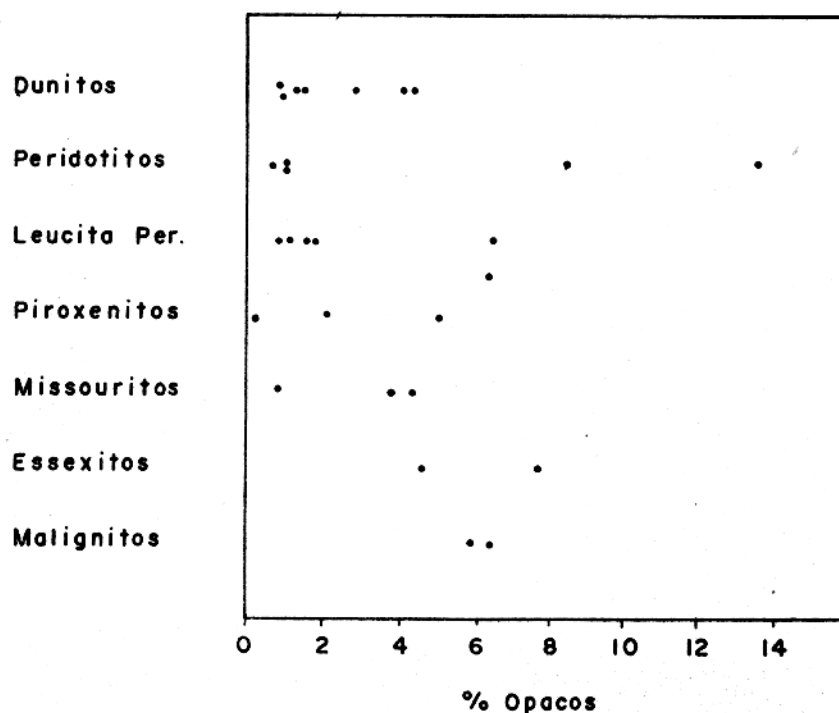


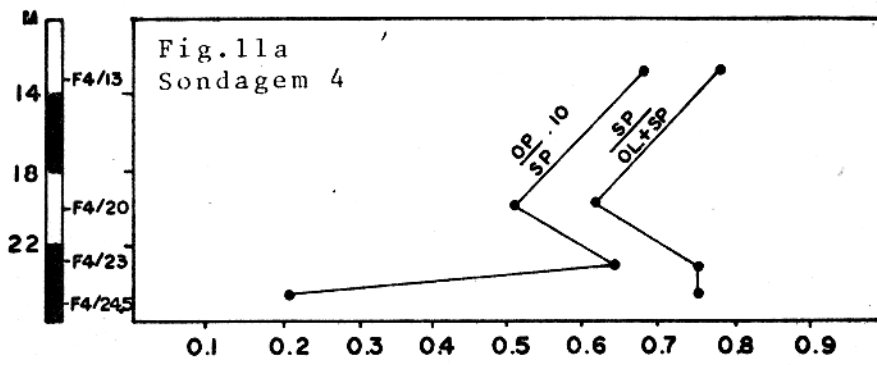
Figura 10 - Distribuição de opacos nas rochas do Complexo

gráficos indica que:

a - o grau de serpentinização nos dunitos varia irregularmente com a profundidade, dentro de um intervalo bastante limitado (0,6 - 0,8) (Figuras 11a,b); no entanto, entre os peridotitos, estes valores variam dentro de um intervalo amplo (Figuras 11c, e).

b - A razão opaco/serpentina mostra uma variação irregular dentro dos perfis verticais estudados, e as curvas de variação não apresentam semelhança regular com as curvas do grau de serpentinização (Figuras 11a, e).

Profundidade (m)



Profundidade (m)

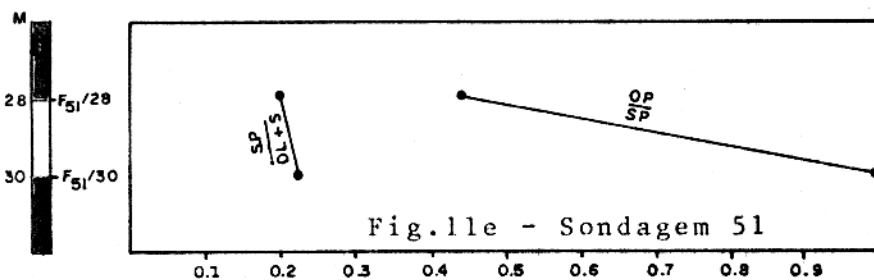
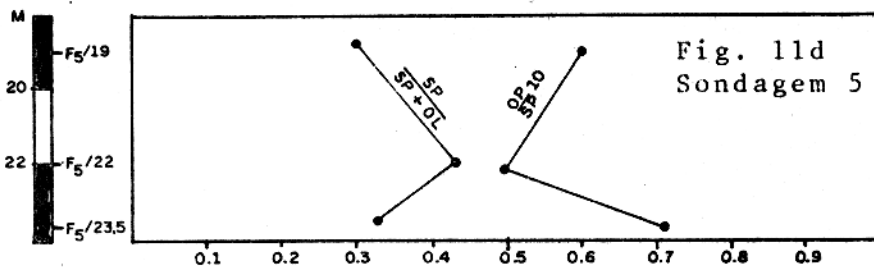
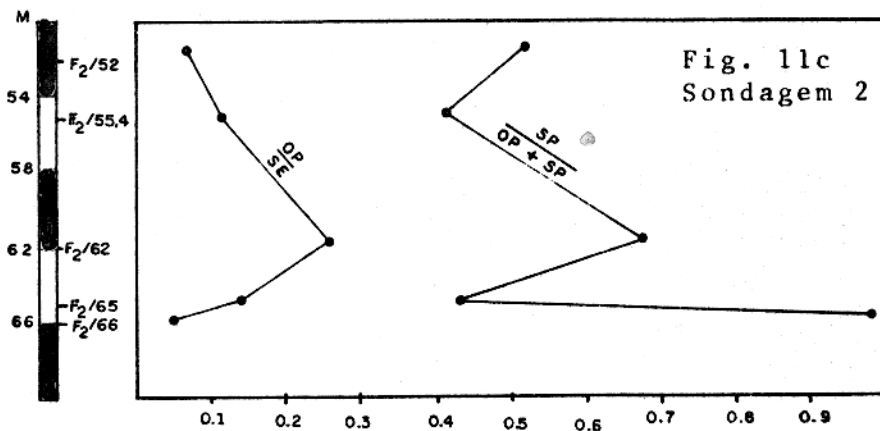
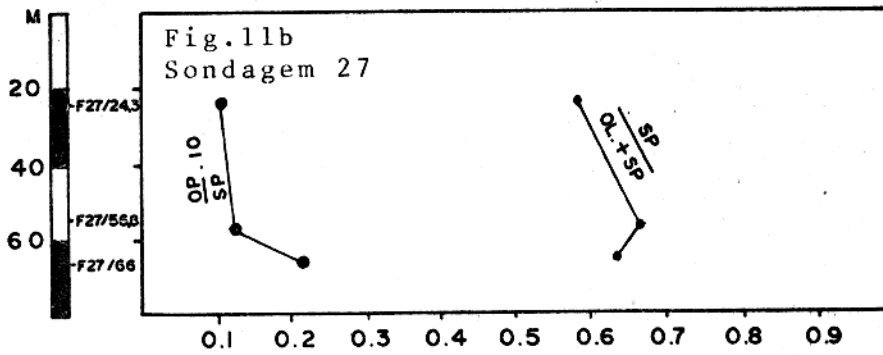


Figura 11 - Comportamento das razões opacos/serpentina e serpentina/serpentina + olivina nos dunitos

4 - PETROGÊNESE

4.1 - QUIMISMO DOS MINERAIS

Os minerais essenciais presentes nas rochas ultramáficas e máficas de Santa FÉ, podem ser associados em dois grupos, a saber: piroxênio e olivina de rochas ultramáficas normais; piroxênio, olivina, nefelina, leucita, plagioclásio e álcali-feldspato de rochas ultramáficas ou máficas de tendência alcalina.

O piroxênio das rochas ultramáficas normais é de composição diopsídica, com valores próximos a $Wo_{47,9} En_{44,3} Fs_{7,8}$. Este mineral passa ao campo da salita, cuja composição varia de $Wo_{46,5} En_{43,1} Fs_{10,4}$, (ainda semelhante à composição anterior), nas rochas ultramáficas alcalinas (missouritos, SF-529; Tabela 10) a uma salita mais rica em ferro $Wo_{49,5} En_{40,5} Fs_{10,0}$ (malignito, SF-906; Tabela 10). Variações semelhantes são apresentadas pela olivina, que passa de um tipo rico em Fo ($Fo_{88,2-80,6}$, F27/1108, F35/10 - Tabela 9) nas rochas ultramáficas normais, a uma olivina de composição mais faialítica nas rochas ultramáficas alcalinas, chegando a atingir $Fo_{66,8}$ nos essexitos. Composição de Fo_{55} foram encontrados no malignito, no entanto, este valor necessita ainda de confirmação.

Piroxênio e olivina revelaram-se quimicamente homogêneos a exemplo da homogeneidade óptica, nos diversos tipos petrográficos, exceção feita aos essexitos onde estes minerais estão fortemente zonados seja química ou opticamente. Leucita, nefelina e álcali-feldspato são minerais homogêneos, enquanto o plagioclásio está presente apenas nos essexitos e apresenta estrutura zonal.

TABELA 9 - ANÁLISES QUÍMICAS DE OLIVINAS

-65-

	DUNITO	P E R I D O T I T O S			
	F27/1108	F5/22	F5/22,5	F5/23,5	F36/10
SiO ₂	40,60	39,66	38,80	38,49	39,21
TiO ₂	0,01	0,03	0,00	0,29	0,10
Al ₂ O ₃	0,24	0,03	0,00	0,02	0,02
FeO	10,71	17,75	17,71	16,68	17,13
MnO	0,27	0,32	0,36	0,40	0,34
MgO	45,12	41,09	42,59	41,36	40,06
CaO	0,32	0,22	0,00	0,06	0,21
Na ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02
K ₂ O	0,20	0,02	0,00	0,30	0,01
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00
NiO	0,35	0,24	0,25	0,25	0,26
Total	97,86	99,39	99,71	97,89	97,39
Si	1,023	1,015	1,985	1,001	1,022
Ti	0,000	0,001	0,000	0,006	0,002
Al	0,007	0,001	0,000	0,001	0,001
Fe	0,226	0,380	0,379	0,363	0,364
Mn	0,004	0,002	0,008	0,009	0,007
Mg	1,695	1,568	1,624	1,602	1,567
Ca	0,009	0,006	0,000	0,002	0,005
Na	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
K	0,006	0,001	0,000	0,010	0,001
Cr	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
Ni	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Z	1,023	1,015	1,985	1,001	1,000
X + Y	1,955	1,989	2,016	1,999	1,976
100 x Mg/Mg + Fe	88,24	80,49	81,08	81,53	81,05
Fa	11,76	19,51	18,92	18,47	19,37
Fo	88,24	80,49	81,08	81,53	80,63

TABELA 9 (continuação)

	MISSOURITO			ESSEXITO		
	Centro	SF-V-3		SF-001-C		
	Centro	Borda	Média	Centro	Borda	Média
SiO ₂	39,60	39,86	39,73	38,07	37,31	37,70
TiO ₂	0,08	0,08	0,08	0,07	0,20	0,14
Al ₂ O ₃	0,05	0,06	0,06	0,17	0,10	0,14
FeO	17,93	17,80	17,86	28,22	30,12	29,17
MnO	0,40	0,36	0,38	0,70	0,83	0,77
MgO	40,39	40,31	40,35	34,40	31,47	32,95
CaO	0,43	0,41	0,42	0,49	0,69	0,65
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,04
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
NiO	0,29	0,25	0,25	0,25	0,16	0,24
Total	99,14	99,15	99,15	102,45	100,92	101,80
Si	1,018	1,023	1,020	0,996	1,002	0,999
Ti	0,000	0,002	0,001	0,000	0,004	0,002
Al	0,000	0,002	0,002	0,005	0,003	0,004
Fe	0,386	0,382	0,364	0,117	0,677	0,647
Mn	0,009	0,008	0,008	0,016	0,019	0,017
Mg	1,547	1,542	1,544	1,342	1,260	1,302
Ca	0,012	0,011	0,012	0,014	0,023	0,018
Na	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,002
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,005	0,005	0,005	0,005	0,003	0,005
Z	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
X + Y	1,977	1,966	1,977	1,999	1,993	1,996
100 x Mg/Mg + Fe	80,03	80,15	80,08	68,50	65,05	66,80
Fa	19,93	19,85	19,92	31,50	34,95	33,20
Fo	80,03	80,15	80,08	68,50	65,05	66,80

4.1.1 - OLIVINA

Os cristais de olivina, analisados por microsonda eletrônica (Tabela 9), revelaram-se quimicamente homogêneos dentro de cada amostra. Variações químicas obedecendo uma distribuição zonal foram localizadas apenas na olivina do essexito (Tabela 9, amostras SF-001C).

Estudadas quimicamente, em função dos teores de seus termos composicionais extremos: forsterita e faialita, a olivina forma agrupamentos em campos de composição definidos e distintos (Figura 12) para os diferentes tipos petrográficos, enquanto pequenas variações podem ser permitidas para um mesmo tipo de rocha. Estes campos situam-se perto de $Fo_{88,2}$ nos dunitos e entre $Fo_{81,5}$ e $Fo_{80,5}$ nos peridotitos. Nos essexitos este mineral tem composição quimicamente zonada, variando de $Fo_{68,5}$ a $Fo_{65,1}$ do centro para as bordas. O termo mais férreo registrado no presente trabalho encontra-se nos essexitos, onde a composição média é $Fo_{66,80}$, enquanto nos missouritos, estes minerais são Fo_{80} , assemelhando-se aos tipos presentes nos peridotitos. A Figura 12 mostra a distribuição das olivinas no diagrama Fe-Ca-Mg, e a composição dos piroxênios coexistentes. Dados preliminares sugerem a existência de termos ainda mais enriquecidos em Fe nos malignitos (Fo_{55}). No entanto, este valor necessita ainda de confirmação.

A progressiva variação química da olivina entre os diversificados tipos petrográficos do complexo, fica também demonstrada através da Figura 13. Nesta figura ressalta perfeitamente uma disposição escalonada das olivinas com passagem progressiva de termos enriquecidos no componente forsterita ($Fo_{88,2}$) (Tabela 9, amostra F27/110) nos dunitos, até minerais fortemente enriquecidos em faialita ($Fo_{66,80}$) (Tabela 9, amostra SF-001C) no essexito.

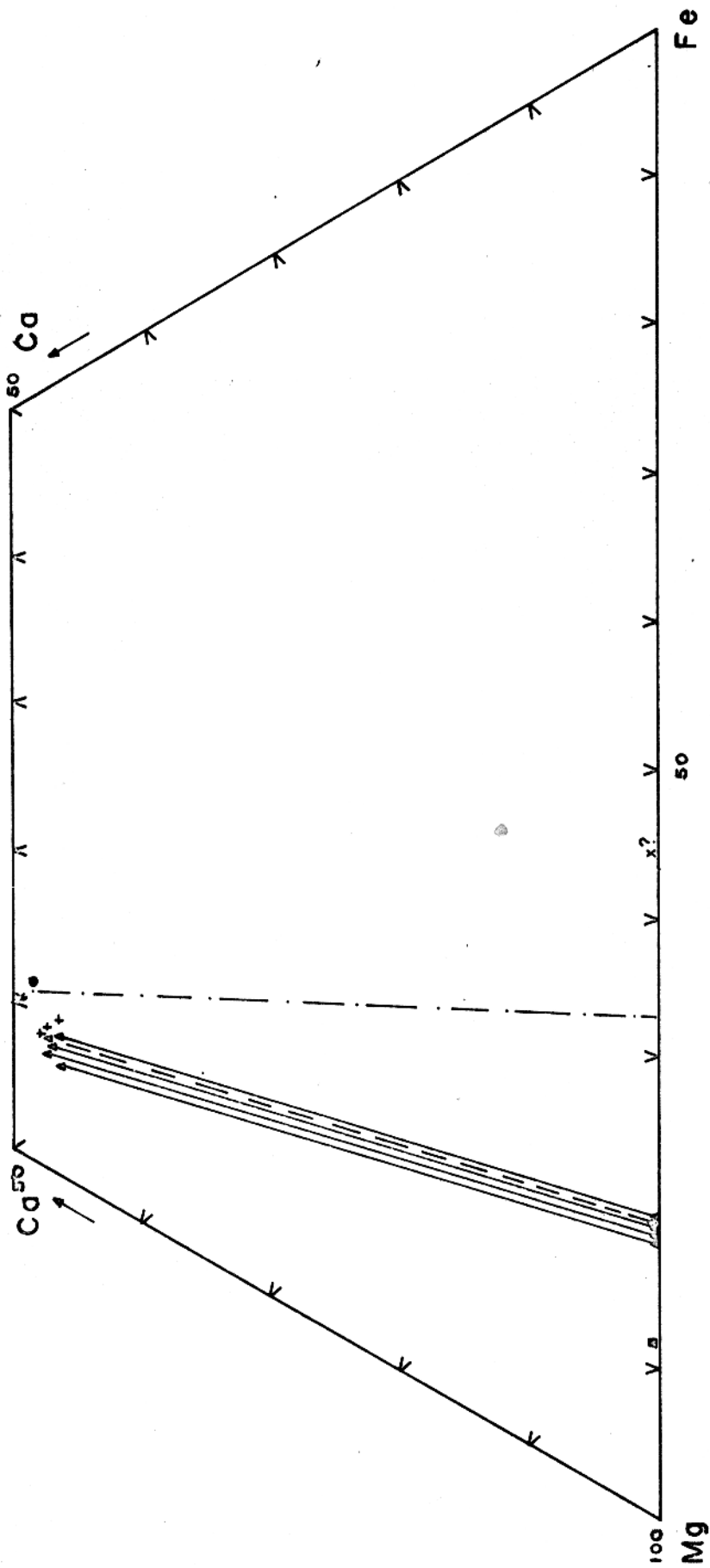


Fig. 12 - Diagrama Mg - Fe - Ca para Piroxenio e olivina
(□) Dunito, (Δ) Peridotito,
(+) Piroxenito, (+) Missoufite, (X) Malignito,
(•) Essexito.



Figura 13 - Variações dos conteúdos de Mg e Fe nas fórmulas estruturais de olivina e piroxênio

4.1.2 - CLINOPIROXÊNIO

Do ponto de vista químico este mineral concentra-se num campo de composição muito restrito, incluindo os limites diopsídio-salita (Figura 13). No entanto, pode-se perceber uma distribuição grosseiramente linear das espécies provenientes dos diferentes tipos petrográficos do complexo, variação esta determinada pelo aumento gradativo de Fe em detrimento do Mg (Figura 14, Tabela 10).

O piroxênio dos peridotitos varia de ($Wo_{46,5} En_{44,5} Fs_{9,0}$ a $Wo_{47,9} En_{44,3} Fs_{7,8}$) e torna-se um pouco mais enriquecido em Fe no piroxenito ($Wo_{47,5} En_{44,1} Fs_{8,4}$). Nos missouritos, o piroxênio forma minerais quimicamente homogêneos; no entanto, ocorrem variações de ordem de 2,0% do membro ferrossilítico, entre piroxênios de amostras diferentes, estes minerais apresentam composição $Wo_{47,6} En_{43,7} Fs_{8,6}$, nas amostras ricas em olivinas e pobres em leucita, e $Wo_{46,5} En_{43,1} Fs_{10,4}$ no caso inverso; o termo mais magnésiano assemelha-se ao piroxênio do piroxenito, en

TABELA 10 - ANÁLISES QUÍMICAS DE PIROXÊNIOS

-70-

Amostra	P E R I D O T I T O S				PIROXENITO F51/35,2
	F5/22	F5/22,5*	F5/23,5	F36/10,	
Óxido					
SiO ₂	52,18	51,50	51,31	51,80	51,69
TiO ₂	1,12	1,32	1,17	1,14	1,47
Al ₂ O ₃	1,52	1,46	1,64	1,29	1,85
FeO*	4,69	4,97	4,72	5,69	5,24
MnO	0,09	0,06	0,07	0,21	0,03
MgO	15,68	15,82	15,76	15,73	15,45
CaO	22,57	23,78	22,72	22,87	23,12
Na ₂ O	0,48	-	0,43	0,44	0,37
K ₂ O	0,20	-	0,24	0,01	0,20
Cr ₂ O ₃	0,34	0,36	0,33	0,19	0,05
NiO	0,08	N D	0,10	0,12	0,06
Total	98,95	99,27	98,49	99,49	99,53
Si	1,940	1,922	1,922	1,928	1,918
Ti	0,031	0,037	0,033	0,032	0,041
Al	0,067	0,064	0,072	0,056	0,081
Fe	0,146	0,156	0,148	0,177	0,163
Mn	0,003	0,002	0,002	0,007	0,001
Mg	0,869	0,877	0,880	0,872	0,854
Ca	0,899	0,948	0,912	0,911	0,919
Na	0,034	-	0,031	0,031	0,026
K	0,009	-	0,011	0,001	0,009
Cr	0,010	0,001	0,010	0,006	0,001
Ni	0,002	N D	0,002	0,004	0,002
Z	2,000	1,980	1,994	1,984	1,999
X + Y	2,012	2,029	2,030	2,041	2,018
100 x Mg/Mg + Fe	85,61	84,98	85,60	83,13	83,97
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	-1,112	-1,186	+1,140	-1,139	-1,125
Wo	46,97	47,88	47,01	46,48	47,47
En	45,40	44,29	45,36	44,49	44,11
Fs	7,63	7,83	7,63	9,03	8,42

* Análises feitas na Universidade de DALHOUSIE (Canadá)

TABELA 10 (continuação)

Amostra	E S S E X I T O					
	Centro	SF-GA-I Borda	Média	Centro	SF-001-C Borda	Média
Óxidos						
SiO ₂	50,37	48,87	49,62	48,76	47,59	48,18
TiO ₂	1,97	2,72	2,35	2,03	2,76	2,40
Al ₂ O ₃	3,60	5,07	4,34	4,31	5,48	4,90
FeO*	6,19	7,06	6,62	6,78	7,62	7,21
MnO	0,09	0,09	0,09	1,15	0,16	0,16
MgO	14,09	12,72	13,42	14,34	13,24	13,79
CaO	22,41	21,92	22,25	22,75	23,11	22,94
Na ₂ O	0,39	0,52	0,46	0,42	0,50	0,46
K ₂ O	0,01	-	0,01	0,03	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	0,09	0,09	0,09	0,06	0,05	0,05
NiO	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Total	99,28	99,13	99,82	100,70	100,59	100,18
Si	1,878	1,833	1,855	1,825	1,778	1,801
Ti						
Al	0,158	0,224	0,191	0,190	0,241	0,216
Fe	0,003	0,221	0,207	0,212	0,238	0,225
Mn	0,003	0,003	0,003	0,005	0,005	0,005
Mg	0,783	0,711	0,747	0,800	0,737	0,769
Ca	0,895	0,881	0,891	0,912	0,925	0,919
Na	0,029	0,036	0,033	0,031	0,036	0,033
K	-	-	-	0,001	0,001	0,001
Cr	0,003	0,002	0,003	0,002	0,001	0,001
Ni	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X + Y	2,000	1,992	1,998	2,037	2,041	2,010
100 x Mg/Mg + Fe	80,20	76,30	78,30	79,05	75,59	77,36
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	-1,052	-1,981	-1,019	-1,103	-1,058	-1,087
Wo	47,80	48,60	48,30	47,40	48,68	48,04
En	41,80	39,20	40,50	41,58	38,79	40,20
Fs	10,30	12,20	11,20	11,09	12,53	11,76
O						

TABELA 10 (continuação)

	M I S S O U R I T O S					MALIGNITOS
	SF-529	SF-VS*	centro	SF-V3	média	
				borda		
SiO ₂	51,22	51,18	50,77	50,86	50,82	47,71
TiO ₂	1,50	2,06	1,96	2,00	1,96	1,70
Al ₂ O ₃	2,00	1,94	1,97	2,03	2,00	2,93
FeO*	6,27	5,35	5,38	5,14	5,26	6,39
MnO	0,14	-	0,10	0,11	0,10	0,01
MgO	14,53	15,50	15,18	15,07	15,13	14,53
CaO	21,85	23,37	22,97	23,40	23,19	24,72
Na ₂ O	0,76	-	0,54	0,63	0,58	0,50
K ₂ O	0,39	-	0,01	0,01	0,01	0,15
Cr ₂ O ₃	0,04	-	0,22	0,30	0,26	0,01
NiO	0,10	N D	0,10	0,05	0,08	0,06
Total	98,80	99,40	99,20	99,61	99,41	98,71
Si	1,924	1,901	1,896	1,892	1,894	1,820
Ti	0,041	0,058	0,055	0,056	0,056	0,049
Al	0,089	0,085	0,087	0,089	0,088	0,132
Fe	0,197	0,166	0,168	0,160	0,164	0,204
Mn	0,004	-	0,003	0,004	0,004	-
Mg	0,814	0,858	0,845	0,836	0,841	0,826
Ca	0,880	0,930	0,912	0,932	0,923	1,010
Na	0,055	-	0,039	0,046	0,043	0,037
K	0,018	-	0,001	0,001	0,001	0,007
Cr	0,001	-	0,006	0,009	0,007	-
Ni	0,002	-	0,003	0,002	0,002	0,002
Z	2,013	1,986	1,983	1,981	1,982	1,952
X + Y	2,025	2,012	2,032	2,047	2,042	2,135
100 x Mg/Mg + Fe	80,51	83,50	83,42	83,93	83,68	80,19
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	-1,053	-1,154	-1,124	-1,136	-1,132	-1,222
Wo	46,54	47,60	47,38	48,63	47,63	49,51
En	43,05	43,90	43,90	43,34	43,62	40,49
Fs	10,42	8,50	8,73	8,29	8,51	10,00

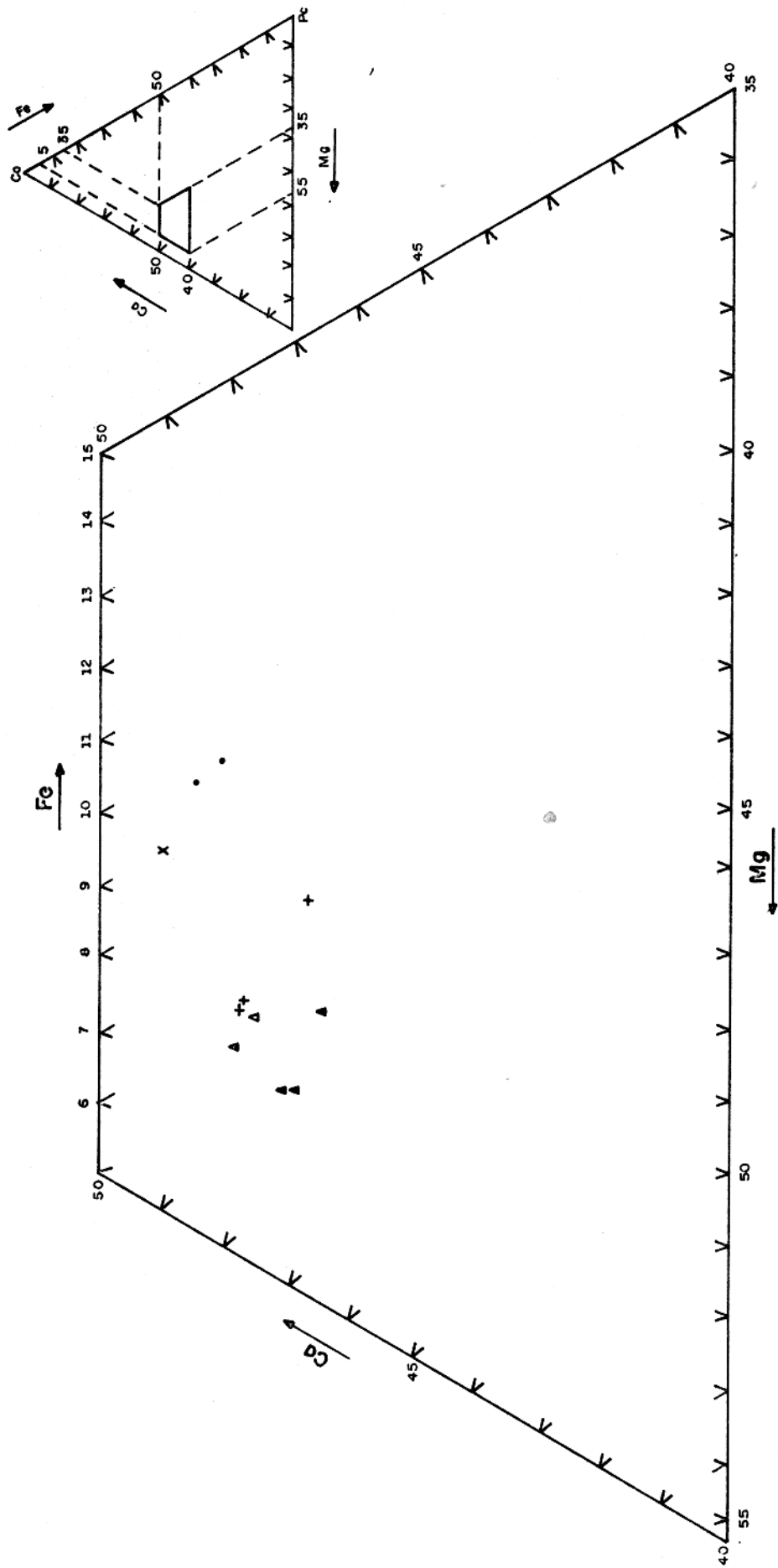


FIG-14 - AMPLIAÇÃO DO CAMPO DE DISTRIBUIÇÃO DO PIROXÊNIO NO DIAGRAMA Mg - Fe - Co.
 (Δ) PERIDOTITO, (+) MISSOURITO, (x) MALIGNITO, (•) ESSEXITO

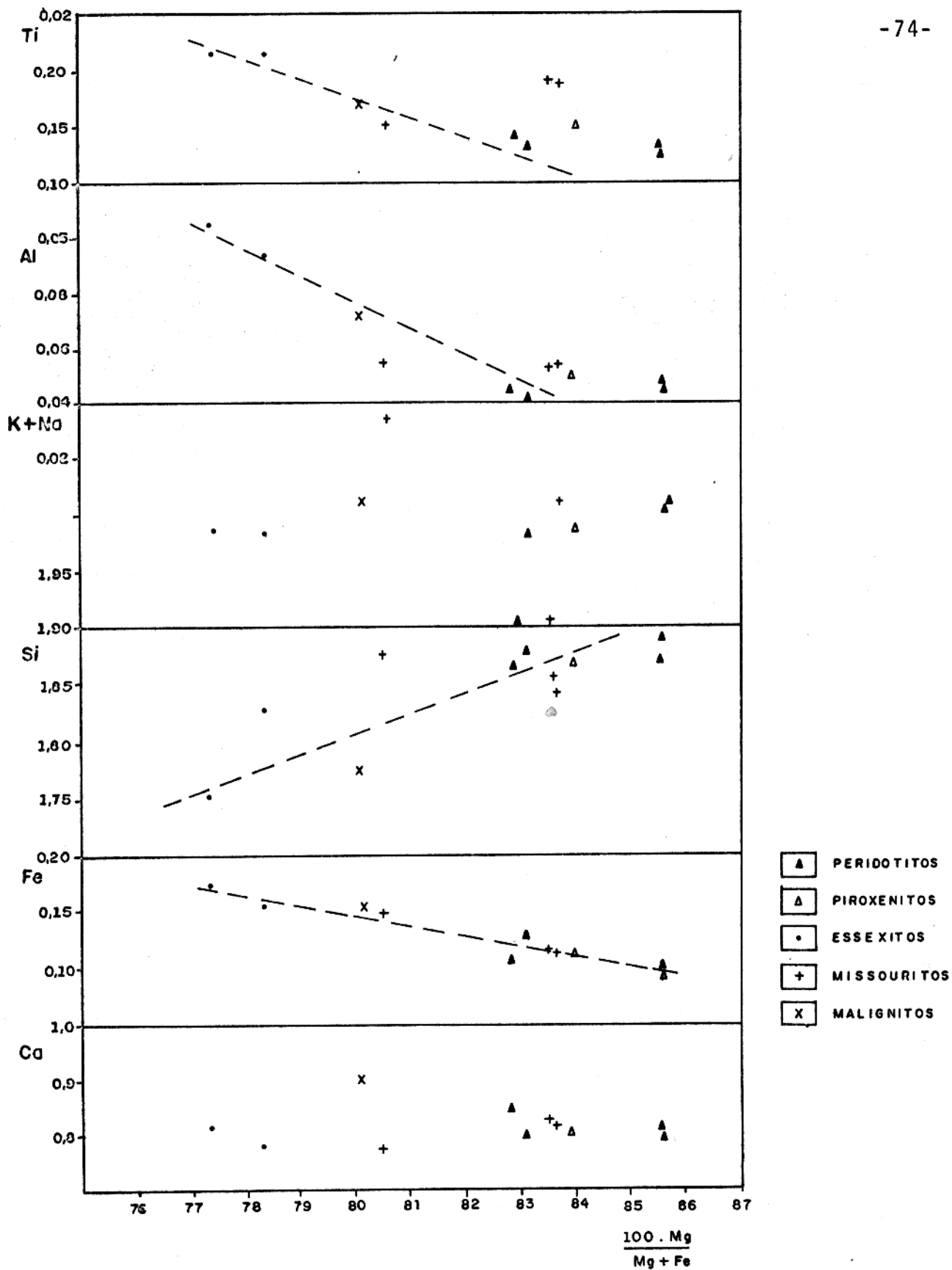


FIG-15 - VARIACÕES DO NÚMERO DE ÍONS Ti, Al, K+Na, Si, Fe, Co EM RELAÇÃO DO ÍNDICE $\frac{100.Mg}{Mg+K}$ NO PIROXÊNIO.

quanto o termo mais fêrrico se aproxima daqueles do centro dos cristais nos essexitos. O enriquecimento em ferro dos piroxênios de Santa Fê, tem continuidade nos malignitos e nos essexitos. Nos essexitos, o piroxênio varia extremamente de composição, do centro para a borda e mantendo valores aproximadamente constantes de uma para outra amostra, os valores composicionais médios são $Wo_{48,3}$ $En_{40,5}$ $Fs_{11,2}$ (Tabela 10, amostra SF-GA-I) e $Wo_{48,0}$ $En_{40,2}$ $Fs_{11,7}$ (Tabela 10, amostra SF-01-C). E as composições podem variar de $Wo_{47,8}$ $En_{41,8}$ $Fs_{10,3}$ no centro a $Wo_{48,6}$ $En_{39,2}$ $Fs_{12,2}$ na borda. Na Figura 14 estão representadas apenas as composições médias dos minerais analisados. O piroxênio dos malignitos assemelham-se quanto a teor de ferro, às partes centrais dos piroxênios dos essexitos, e atingem composições de $Wo_{49,5}$ $En_{40,5}$ $Fs_{10,0}$.

O comportamento das variações químicas dos piroxênios nas diversas litologias do complexo, está representado em um esquema simplificado na Figura 13. Embora o piroxênio apresente uma tendência geral ao enriquecimento em ferro, as variações se limitam a valores numéricos muito restritos, incluídos entre uma faixa de apenas 7,6 a 12% do componente ferrossilita. O comportamento destes minerais possui menor variação que o das olivinas, nota-se que enquanto o componente ferrossilita do clinopiroxênio de alguns missouritos situa-se nas proximidades de 8,5% (SF-V3 e SF-V5) (Tabela 10) em outras amostras este componente atinge concentrações da ordem de 10,4% (SF-529) (Tabela 10); por outro lado, o conteúdo de ferrossilita no clinopiroxênio dos peridotitos varia entre 7,6 e 9,3%, valores estes que se superpõe em parte àqueles obtidos nos missouritos.

O comportamento geoquímico dos elementos: Si, Ca, Al, Ti, K + Na dentro dos piroxênios, estudados em relação ao índice $100 \cdot Mg / (Mg + Fe)$ está ilustrado pela Figura 15. Embora o número de análises seja ainda pequeno, pode-se notar já neste gráfico que Fe, Ti e Al mostram uma tendência a aumentar com a diminuição do índice $Mg \cdot 100 / (Mg + Fe)$ e o Si decresce enquanto Ca e

K + Na permanecem quase constantes.

4.1.3 - PLAGIOCLÁSIO

Este mineral foi identificado e analisado nos essexitos, onde exibe uma estrutura zonal; as análises por microsonda eletrônica são apresentadas na Tabela 11 revelam uma variação de $Ab_{54,1} An_{40,6} Or_{5,4}$ a $Ab_{64,5} An_{23,4} Or_{12,1}$ do centro para a borda. Análises de três perfis realizados entre o centro e a borda de um grão zonado da amostra (SF-GA-I), e composição média do plagioclásio da amostra SF-01C, estão representadas na Figura 16. Os pontos C e E representam composições do centro e da borda, respectivamente, e o D a composição de uma faixa intermediária entre as anteriores.

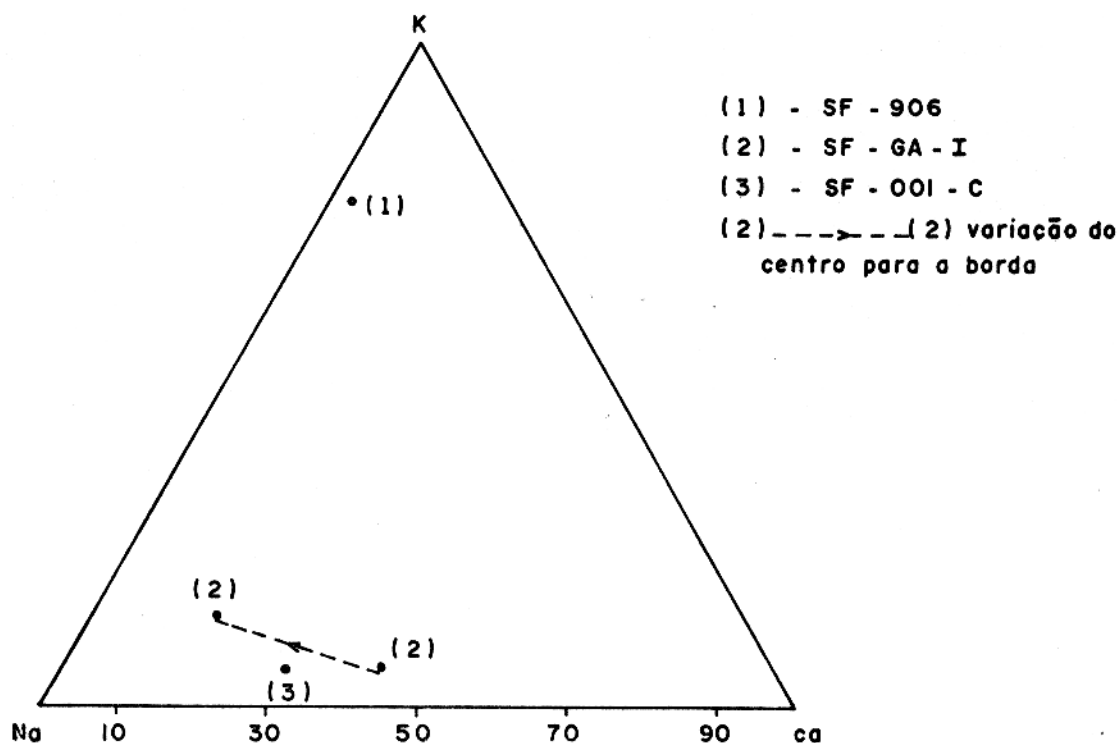


Figura 16 - Campo de distribuição de feldspatos de rochas alcalinas

TABELA 11 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA PARCIAL DE FÉLSICOS

PLAGIOCLÁSIO	E S S E X I T O S			M A L I G N I T O S			MISSOURITO					
	°C	D	E	Média	GA-I	PLAGIOCLÁSIO		ALCALI FELDSPATOS	NEFELINA	SF-906	SF-906	SF-529
CaO	8,09	5,73	4,89	6,39		6,46	0,32	0,73			0,14	
Na ₂ O	5,95	6,88	7,43	6,08		6,66	2,34	14,85			0,27	
K ₂ O	0,89	1,98	2,11	1,63		0,97	11,69	3,61			21,54	
Total	14,93	14,59	14,43	14,10		14,09	14,35	19,19			21,95	
Ca	0,144	0,102	0,087	0,114		0,115	0,006	0,013			0,002	
Na	0,192	0,222	0,240	0,196		0,215	0,075	0,479			0,009	
K	0,019	0,042	0,045	0,035		0,020	0,248	0,077			0,357	
Ca	40,56	27,87	23,39	33,04		32,86	1,82	2,28			0,43	
Na	54,08	60,65	64,52	56,81		61,43	22,79	84,18			1,92	
K	5,35	11,47	12,10	10,14		5,71	75,38	13,53			97,65	
Total	99,99	99,99	100,01	99,99		100,00	99,99	99,99			100,00	

4.1.4 - ALCALI-FELDSPATO

Este mineral foi identificado e analisado no malignito (SF-906). A composição química (Tabela 11) revela um enriquecimento do membro potássico ($Or_{75,4} Ab_{22,9} An_{1,8}$). Este mineral coexiste com a nefelina de composição $Ne_{86,5} Ks_{13,5}$ e está representado na Figura 16.

4.1.5 - FELDSPATÓIDES

Análises químicas (Tabela 11) de leucita e nefelina permitiram a caracterização química destes minerais. A leucita do missourito é constituída essencialmente pelo membro potássico da série nefelina-kalsilita, e tem composição $Ks_{98,5} Ne_{1,5}$, contendo quantidades mínimas de Ca. A nefelina, embora enriquecida no membro sódico, comporta quantidades maiores de K e Ca, e tem composição $Ne_{86,50} Ks_{13,50}$ (Figura 17).

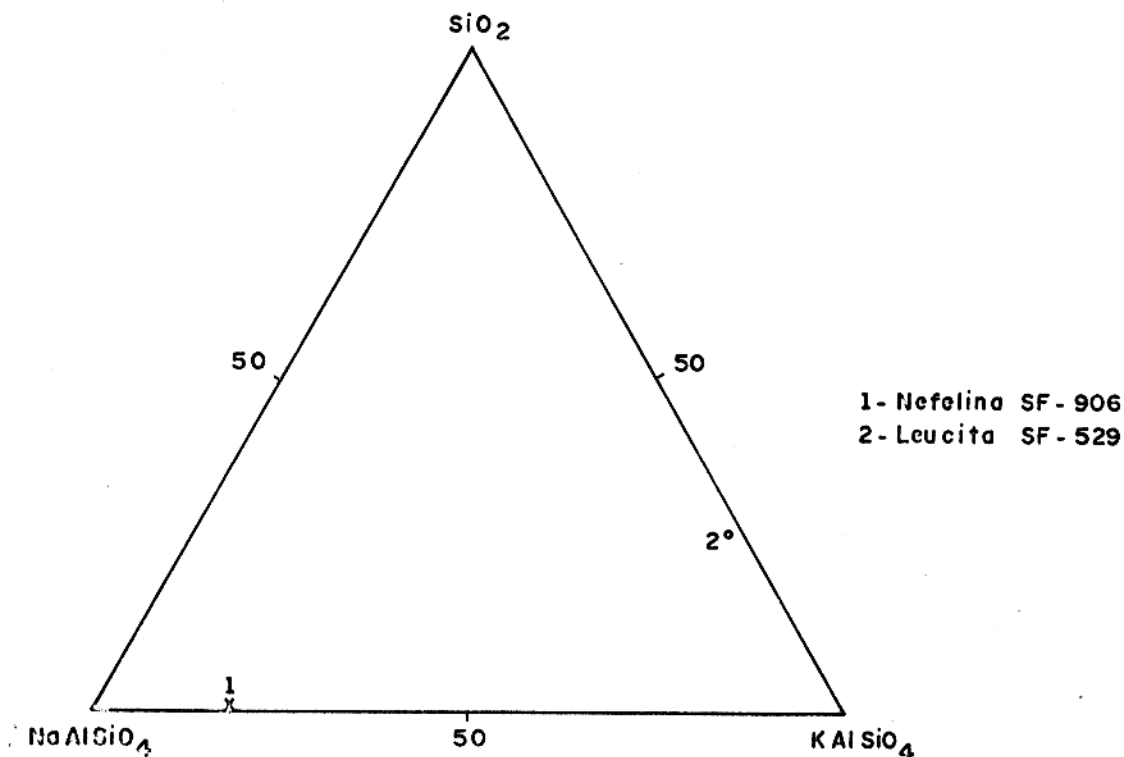


Figura 17 - Composição dos feldspatoides (percentagens em peso) de malignitos e missouritos

4.2 - QUIMISMO DAS ROCHAS

4.2.1 - RELAÇÕES ENTRE COMPOSIÇÕES QUÍMICAS E MINERALÓGICAS

Dunitos

Observando-se as análises químicas dos dunitos (Tabela 12) verificam-se pequenas variações nos conteúdos dos óxidos SiO_2 , MgO , $\text{FeO}_{(t)}$. Numa comparação das composições modais e composições químicas das amostras F4/23 e F27/56,8. A amostra F27/56,8 revelou um enriquecimento em $\text{FeO}_{(t)}$ (de 2,48%) em relação a amostra F4/23, comportamento inverso ao apresentado pela sílica e pelo magnésio mais enriquecidos na F4/23. Estas variações poderiam ser decorrentes de diferenças nos conteúdos de piroxênio, no conteúdo de opacos, na composição da olivina ou ainda no grau de serpentinização. As três primeiras possibilidades ficam prejudicadas, uma vez que a variação percentual de piroxênio é muito pequena, a composição básica da olivina é bastante homogênea e o maior enriquecimento de opacos se dá na rocha mais pobre em FeO (Tabelas 2 e 12). A Tabela 13 apresenta uma comparação dos teores de SiO_2 , MgO , FeO determinados analiticamente, com valores teóricos que seriam obtidos: 1) se a olivina estivesse totalmente preservada, 2) se considerarmos a quantidade de serpentina presente na moda. Os valores encontrados mostram variações bastante irregulares, dificultando também uma correlação direta entre as variações dos óxidos com o grau de serpentinização.

Peridotitos

A composição química dos peridotitos (Tabela 12) é bas

TABELA 12 - ANÁLISES QUÍMICAS DAS ROCHAS

Amostra	D U N I T O S		P E R I D O T I T O S			
	F4/23	F27/568	F5/22,5*	F5/23,5	F35/10	F51/28
Óxidos						
SiO ₂	36,91	35,76	48,27	46,35	42,98	40,26
TiO ₂	0,10	0,11	1,00	0,85	0,64	3,49
Al ₂ O ₃	0,18	0,14	1,52	1,15	0,66	1,45
FeO	12,00	14,29	8,38	10,33	14,77	20,62
Mn	0,22	0,23	0,16	0,18	0,24	0,19
MgO	41,97	40,23	22,87	26,93	28,51	18,75
CaO	1,51	1,48	16,24	13,50	9,85	12,59
Na ₂ O	-	0,04	0,30	0,01	0,11	0,13
K ₂ O	0,04	0,06	0,25	0,15	0,05	0,14
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,06	0,02	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	7,05	7,64	N D	0,53	2,18	2,36
Total	100,00	99,99	99,05	100,00	100,01	100,00
Fo	78,46	75,05	26,99	33,82	41,80	25,20
Fa	18,43	21,86	5,07	9,95	17,20	19,30
En	-	-	25,75	-	-	-
Fs	-	-	4,83	-	-	-
Wo	-	-	30,58	-	-	-
Mg-Di	-	-	-	41,35	27,88	25,59
Fe-Di	-	-	-	9,62	9,08	15,51
Cs	2,32	2,40	-	0,19	0,81	3,26
Sl	0,20	0,22	1,36	1,62	1,24	6,79
Ap	0,05	0,03	0,11	0,05	0,05	0,05
Total	99,45	99,56	94,69	96,60	98,06	95,70
Or	-	-	1,45	-	-	-
Ab	-	-	0,65	-	-	-
An	0,40	0,03	2,00	2,66	1,19	3,03
Lc	-	-	-	0,70	0,24	0,66
Ne	-	0,20	1,26	0,05	0,52	0,61
Ks	0,14	0,22	-	-	-	-
Total	0,54	0,45	5,36	3,41	1,95	4,30

* Análises feitas por via úmida (São Paulo)

TABELA 12 (continuação)

Amostra	LEUCITA PERIDOTITOS		MICROPE RIDOTITO	PIROXENITOS		LAMPRÓFIRO	FONÓLITO
	F2/52	F2/554	SF-522	F51/352	AD-3	SF-004*	N32w39(a)*
Óxidos							
SiO ₂	47,17	49,63	43,97	48,58	52,56	49,49	49,24
TiO ₂	1,14	0,83	3,13	2,35	1,13	2,68	3,83
Al ₂ O ₃	1,57	5,67	6,97	2,09	1,76	16,00	14,89
FeO	10,79	7,88	11,93	8,89	4,96	7,57	10,19
MnO	0,17	0,16	0,19	0,11	0,11	N D	N D
MgO	22,81	20,20	17,06	15,62	16,72	3,35	3,37
CaO	14,63	12,62	10,02	21,19	19,88	5,62	7,42
Na ₂ O	0,33	0,27	1,55	0,19	0,46	2,95	2,90
K ₂ O	0,14	1,90	3,36	0,20	0,04	5,54	5,81
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,73	0,02	0,04	N D	N D
H ₂ O ⁺	N D	N D	N D	0,75	2,35	4,99	0,32
Total	98,77	99,19	98,91	99,99	100,01	98,19	97,97
Fo	25,89	20,87	21,78	8,44	0,82	5,07	3,81
Fa	9,16	6,15	9,65	3,16	0,16	4,37	4,28
En	-	4,49	-	-	10,33	3,18	4,66
Fs	-	1,20	-	-	1,85	2,75	5,24
Wo	-	-	-	-	-	5,93	9,90
Mg-Di	44,37	35,09	25,85	58,88	67,17	-	-
Fe-Di	12,42	8,18	9,07	17,45	10,47	-	-
Cs	-	-	-	2,06	-	-	-
Sl	2,19	1,59	6,02	3,84	2,22	4,02	5,60
Ap	0,05	0,07	1,75	0,05	0,10	N D	N D
Total	94,08	77,64	74,12	93,88	93,14	25,32	33,49
Or	0,84	11,33	3,38	-	0,24	31,50	35,95
Ab	2,46	2,31	-	-	3,99	18,33	9,45
An	2,42	8,73	2,17	4,31	2,60	15,13	13,85
Lc	-	-	13,13	0,94	-	-	-
Ne	0,20	-	7,20	0,88	-	6,07	7,26
Ks	-	-	-	-	-	-	-
Total	5,92	22,36	25,88	6,12	6,91	71,03	66,61

TABELA 12 (continuação)

Amostra	MISSOURITOS			MALIGNITOS		ESSEXITOS	
	SF-V3	SF-V5	SF-529	SF-906	SF-531	SF-01C	SF-GA-I
Óxidos							
SiO ₂	47,68	45,18	49,50	48,40	46,79	43,35	43,74
TiO ₂	1,54	1,45	2,25	3,76	4,31	3,85	4,67
Al ₂ O ₃	3,06	3,75	7,82	12,05	9,15	8,07	9,44
FeO	8,71	10,43	8,56	10,84	12,13	12,33	13,47
MnO	0,16	0,16	0,12	0,15	0,16	0,18	0,17
MgO	21,53	23,36	10,66	5,77	7,74	10,76	8,50
CaO	14,47	10,99	14,30	8,55	11,58	14,28	12,49
Na ₂ O	0,47	0,52	0,92	2,53	1,66	1,77	1,29
K ₂ O	1,16	2,20	4,02	6,04	3,94	2,21	3,74
P ₂ O ₅	0,22	0,13	0,49	0,88	1,14	0,52	0,52
H ₂ O ⁺	N D	1,85	1,36	1,03	N D	0,67	2,18
Total	99,00	100,02	100,00	100,00	98,60	97,99	100,21
Fo	23,52	30,76	7,01	5,33	6,68	8,54	7,32
Fa	6,65	9,94	3,56	5,72	5,92	5,84	6,81
En	-	-	-	-	-	-	-
Fs	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-
Mg-Di	44,42	33,16	36,46	14,89	21,58	31,88	23,93
Fe-Di	9,93	8,48	14,64	12,64	15,14	17,24	17,62
Cs	-	0,36	-	-	-	-	-
Sl	2,95	2,81	4,33	7,19	8,29	7,36	8,97
Ap	0,53	0,31	1,18	2,11	2,94	1,24	1,25
Total	88,00	85,22	67,17	47,89	60,35	72,24	65,90
Or	6,92	-	19,79	36,05	23,59	8,47	6,40
Ab	0,14	-	-	1,37	5,23	-	-
An	2,84	1,34	5,41	3,72	5,96	7,60	9,40
Lc	-	10,39	3,35	-	4,48	3,67	12,61
Ne	2,10	2,43	4,27	10,97	-	8,17	6,02
Ks	-	-	-	-	-	-	-
Total	12,00	14,16	32,83	52,11	39,65	27,90	34,10

TABELA 13

	F4/23			F27/56,8		
	X=SiO ₂	X=MgO	X=MgO	SiO ₂	MgO	FeO
(% Olv + Serp) x (% Oxmin)	36,8	40,9	9,7	39,6	43,7	9,7
100						
(% Olv x % OxOlv) +						
(% Serp x % Ox)	38,9	38,1	2,9	41,2	41,1	4,1
100						
% de óxidos deter minados na amostra	39,14	44,51	12,73	38,06	42,82	15,21

tante variada, principalmente nos conteúdos de SiO₂, FeO_(t), MgO, CaO, Al₂O₃ e TiO. Uma análise das tendências a partir da Figura 18 revela uma relação clara entre as quantidades modais de opacos e os conteúdos dos elementos Mg, Fe, Si, Al e Ti enquanto o enriquecimento do piroxênio está relacionado ao conteúdo de Ca. O Ca é o elemento de comportamento mais simples e está relacionado apenas ao aumento ou diminuição do piroxênio modal. O Fe e o Mg tendem a diminuir e o Si, Al, Ti tendem a aumentar com o aumento de piroxênio; os picos e depressões parecem relacionados ao conteúdo de opacos. Nota-se na amostra F51/28 um marcado excesso de FeO_(t), TiO₂ e Al₂O₃ e um "déficit" de SiO₂ e Mg em relação às amostras F35/10 e F5/23,5; este comportamento pode ser facilmente relacionado ao elevado conteúdo de opacos (8,6%, Tabela 3) daquela amostra em relação as amostras F35/10 e F5/23,5 cujos conteúdos de opacos são zero e 1,5%, respectivamente.

Os clinopiroxenitos apresentam apenas pequenas variações nos conteúdos dos elementos maiores. As variações de Ca são coerentes com as variações modais de piroxênio. O empobrecimento de Si e Mg na amostra AD-3 está provavelmente ligado ao conteúdo dos opacos, já que as diferenças nos conteúdos de piroxênio e talco das duas amostras analisadas quimicamente são insu-

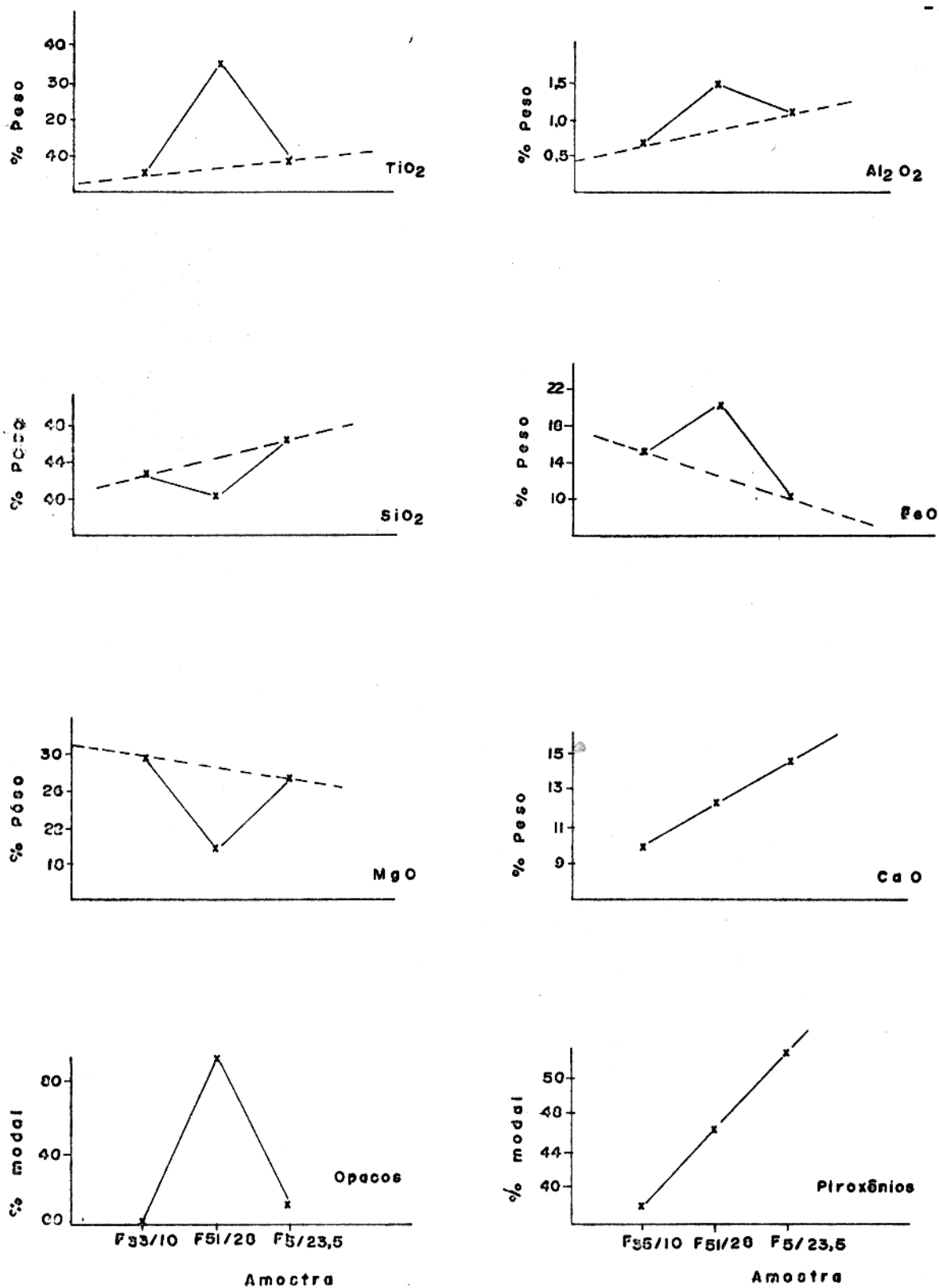


FIG-18 - VARIACÖES DOS TEORES DE MgO, SiO₂, TiO₂, Al₂O₂, FeO E CaO, EM RELAÇÄO ÄS VARIACÖES DE OPACOS E PIROXÊNIOS EM PERIDOTITOS.

ficientes para suprir as variações da ordem de 5% para SiO_2 e 1,5% para MgO. O comportamento inverso de Al, Ti, Fe pode ter sido influenciado pelo mesmo fator.

Missouritos

Os missouritos cujas quantidades de piroxênio, olivina e leucita variam consideravelmente, apresentam variações químicas paralelas às mineralógicas, nota-se um enriquecimento em Si, Al, K e na amostra SF-529 mais rica em leucita que as demais (SF-V5 e SF-V3). Fe e Mg estão mais enriquecidos na SF-V5 onde se verifica um aumento de olivina e opacos. O Ti e Ca estão enriquecidos na amostra (SF-529) mais enriquecida em piroxênio.

Essexitos

Quimicamente essexitos apresentam variações pouco expressivas em relação à sua complexa mineralogia. No entanto, a deficiência em SiO, da amostra SF-GA-I mais pobre em piroxênio e olivina que a SF-001C, está provavelmente relacionado a um empobrecimento em clinopiroxênio. K e Al estão enriquecidos na amostra mais rica em fêlsicos (álcali-feldspatos). O Mg está mais enriquecido na amostra com mais olivina e piroxênio, e Fe e Ti está enriquecido na amostra SF-GA-I mais rica em opacos.

Malignitos

São as rochas mais enriquecidas em Al_2O_3 (12,15%), Na_2O (2,5%) e K_2O (6,0%) (SF-906) (Tabela 12), este enriquecimento está provavelmente relacionado ao conteúdo de álcali-feldspatos e nefelina que chegam a perfazer um total de 53,7% (SF-906) (Tabela 8) dos constituintes modais da rocha.

4.2.2 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS

Desde HARKER 1909 (TURNER & VERHOOGEN, 1960), diagramas de variação tem sido utilizados para indicar tendências de evolução magmática, estes diagramas também podem indicar a existência ou não de consanguinidade entre rochas associadas geograficamente.

Com o objetivo de possibilitar interpretações petrográficas, os conteúdos dos elementos maiores foram plotados em diagramas de variação versus o Índice de Larsen modificado segundo NOCKOLDS & ALLEN (*in* TURNER & VERHOOGEN, 1960) (Figura 20) e versus a variação da razão Mg/Mg + Fe (Figura 21).

Variação dos Elementos K, Na, Al, Ti, Mg, Si, Fe em Relação ao Índice de Larsen

Na Figura 19 estão lançadas as porcentagens em peso dos elementos: K, Na, Al, Fe, Mg, Si, Ti, versus o Índice de diferenciação de Larsen, modificado por NOCKOLDS & ALLEN (*in* TURNER & VERHOOGEN, 1960).

Observa-se na figura, que elementos como K, Na, Al e Mg principalmente, e ainda o Ti de um modo menos característico apresentam variações em seus conteúdos, com enriquecimento ou empobrecimento entre as diversas associações petrográficas do complexo, à medida que cresce o Índice de Larsen.

Os conteúdos de K, Na, Al e ainda Ti, crescem na direção das rochas máficas alcalinas, à medida que cresce o Índice de Larsen. Observa-se, além disto, que os conteúdos de K, Na e Al são extremamente baixos e permanecem aproximadamente constantes entre as ultramáficas normais (dunitos a clinopiroxenitos). O enriquecimento destes elementos fica caracterizado de uma forma marcante (aproximadamente: 1 a 5% no K, 0,3 a 2,2% no Na, 1 a 8,8 no Al, Tabela 12), nas rochas máficas e ultramáficas alcali

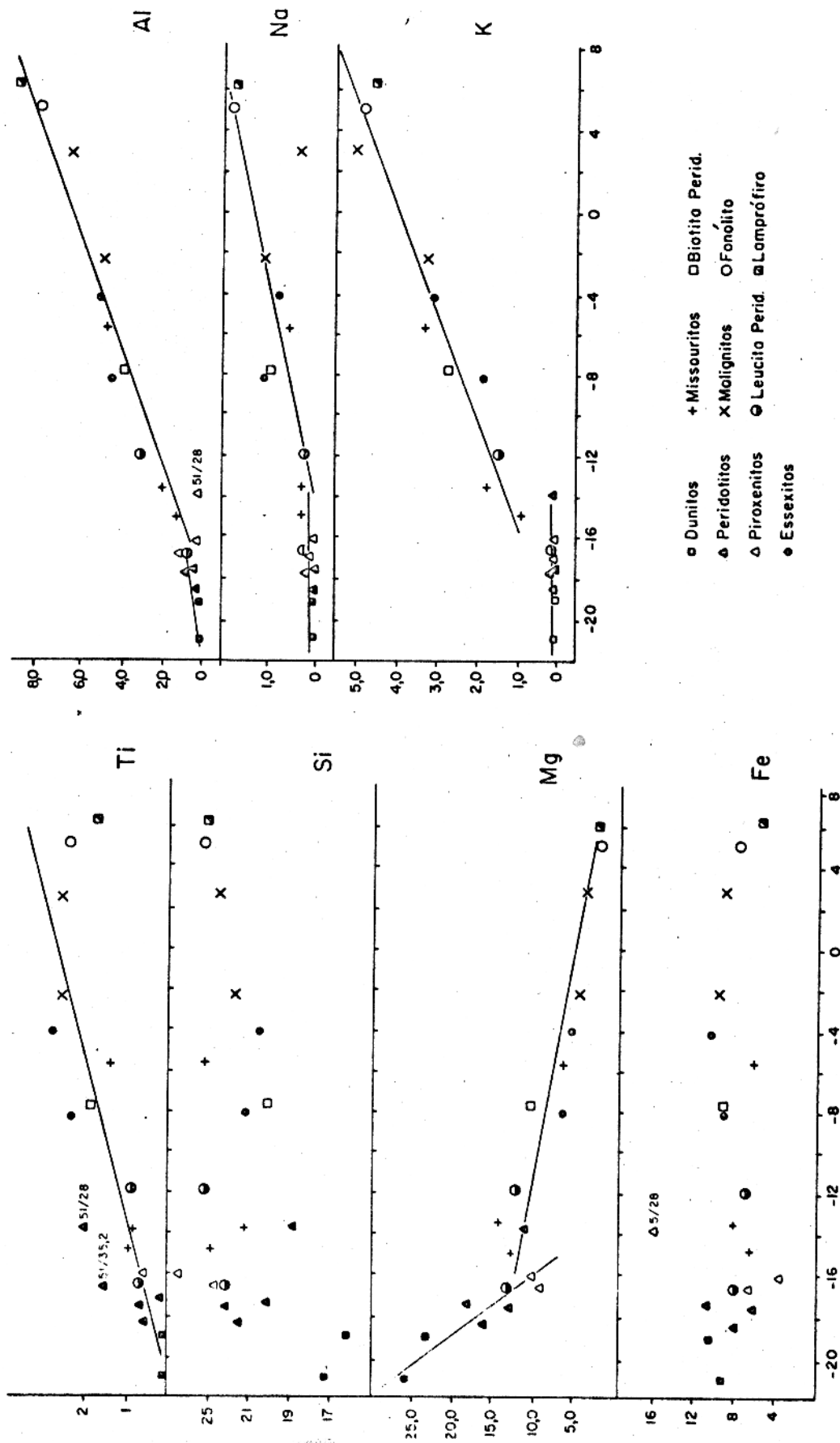


Fig.19 - COMPORTAMENTO DO K,Na,Al,Fe,Mg,Si,Ti, EM RELAÇÃO AO ÍNDICE DE LARSEN MODIFICADO SEGUNDO NOKKOLDS E ALLEN.

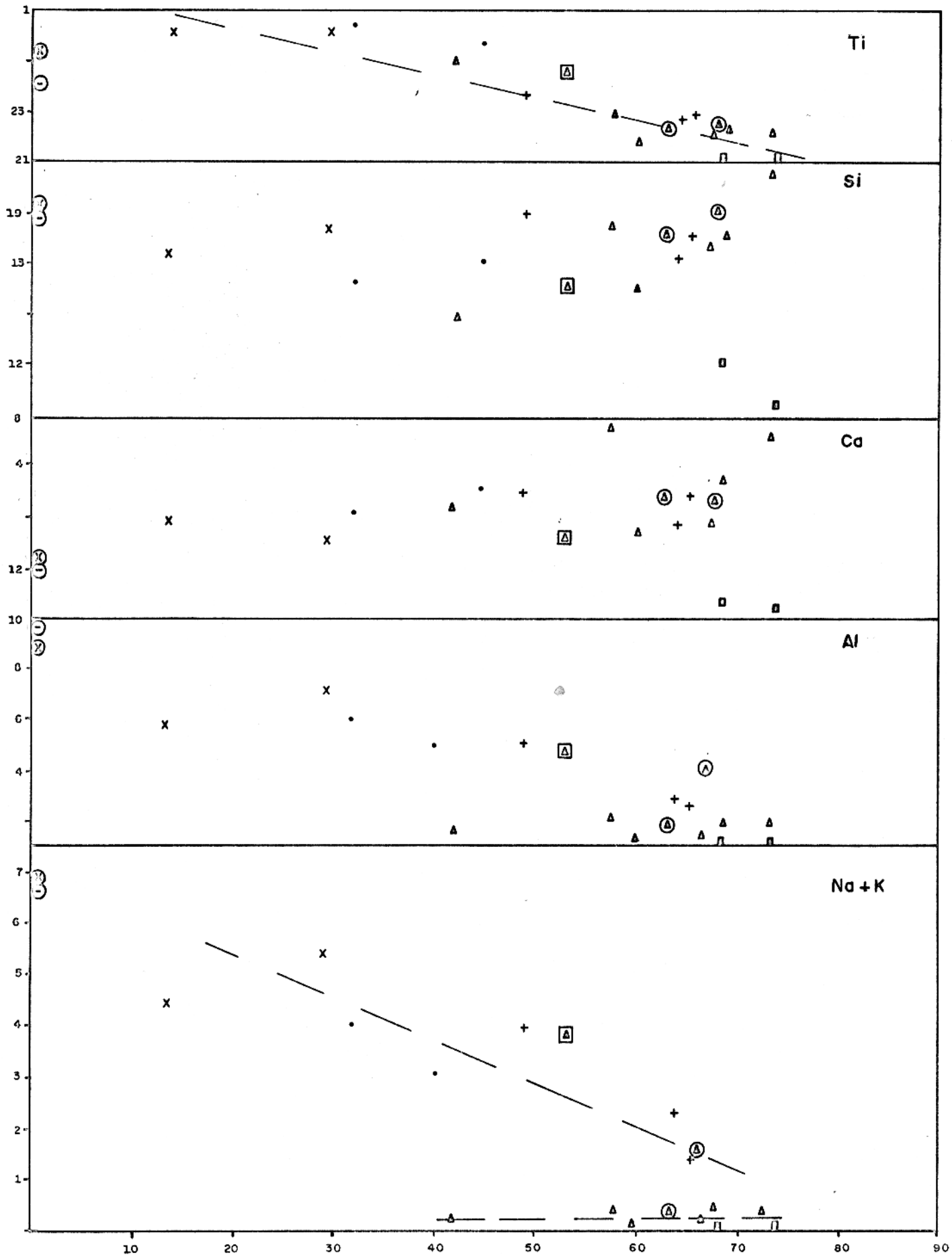


FIG- 20- COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS NA+K, Al, Ca, Si, Tí, EM RELAÇÃO AO ÍNDICE $\frac{Mg \cdot 100}{Mg + Fe}$ NA ROCHA TOTAL. SIMBOLOGIA SEMELHANTE À DA FIGURA 19.

nas. Também o Ti mostra um enriquecimento na direção do crescimento do Índice de Larsen.

O comportamento do Mg é em linhas gerais inverso ao dos elementos discutidos no parágrafo anterior. O Mg empobrece-se na direção das rochas alcalinas, este elemento diminui bruscamente de aproximadamente 25% para teores em torno de 10% (Tabela 12) nos clinopiroxenitos enquanto o Índice de Larsen passa apenas de cerca -21 a -16. Por outro lado enquanto o Índice de Larsen muda de -16 e -15 nos clinopiroxenitos e missouritos para valores entre +2 e +6 em malignitos, lamprófitos e fonólitos, o conteúdo de Mg diminui apenas de cerca de 12% para 4% (Tabela 12).

O Si e o Fe não apresentam qualquer variação regular em relação ao Índice de diferenciação considerado, em vez disto, estes elementos se distribuem irregularmente dentro de uma faixa limitada de valores, que está, entre 4 e 12% (Tabela 12) para o ferro e entre 19 e 23% (Tabela 12) para o Si. Destacam-se, no entanto, da faixa de distribuição do Si, duas amostras de dunitos que possuem ao mesmo tempo os menores Índices de Larsen e os mais baixos conteúdos de Si (16 e 17%, Tabela 12).

Comportamento dos elementos Ti, Si, Ca, Al e K + Na em relação ao índice $\frac{Mg \times 100}{Mg + Fe}$

A exemplo do observado em relação ao Índice de Larsen os elementos Ti, Al, e K + Na enriquecem-se em relação ao índice $\frac{100 \times Mg}{Mg + Fe}$ (Figura 20), na direção das rochas máficas e ultramáficas. Também lembrando o observado anteriormente, os valores de K + Na permanecem inicialmente constantes dentro de uma faixa extremamente limitada, nos dunitos, peridotitos e clinopiroxenitos e se elevam bruscamente com a passagem para as rochas de afinidades alcalinas.

Embora os conteúdos de Al possam sugerir uma tendência a enriquecimento dentro dos mafitos e ultramafitos, os valores deste elemento correspondentes às rochas ultramáficas normais formam uma concentração de pontos numa estreita faixa de Índice de diferenciação (65 a 79, aproximadamente, Figura 20). Se assumirmos esta concentração como um ponto único inicial, torna-se então possível obter uma distribuição aproximadamente linear dos dados disponíveis e conseqüentemente, das rochas ultramáficas normais e das ultramáficas e máficas de tendência alcalina. O ponto que mais se afasta desta linearidade, corresponde à amostra F51/28 cujas diferenças composicionais químicas e mineralógicas foram discutidas sob o item 4.2.1. O Ti tem, em relação ao Índice $\frac{Mg \times 100}{Mg + Fe}$, um comportamento essencialmente semelhante àquela

apresentado em relação ao Índice de Larsen. A distribuição dos pontos indica que o Ca e o Si sofreram um enriquecimento único inicial, a partir do qual atingiram uma faixa de maior concentração onde passaram então a variar irregularmente. O número de Íons de Si passa de 16,9 e 17,2 nos dunitos (F4/23 e F27/56,8) a valores que variam irregularmente entre 18,8 (F51/28 a 24,6 (AD-3) nos demais tipos petrográficos, de modo semelhante o Íon Ca passa de conteúdos iniciais entre 0,8 e 1,0 nos dunitos (F4/23 e F27/56,8) a valores que variam também irregularmente entre 6,1 (SF-906) e 15,1 (F51/35,2) nas demais rochas.

Comportamento das rochas de Santa Fé no diagrama A F M

O diagrama A F M da Figura 21 foi construído com as percentagens em peso dos óxidos MgO (M), FeO (F) e Na₂O + K₂O (A) recalculadas para 100%.

Este diagrama indica, para o Complexo de Santa Fé, um pequeno enriquecimento inicial do Fe em detrimento do Mg relacionado às rochas ultramáficas normais que são por sua vez prati

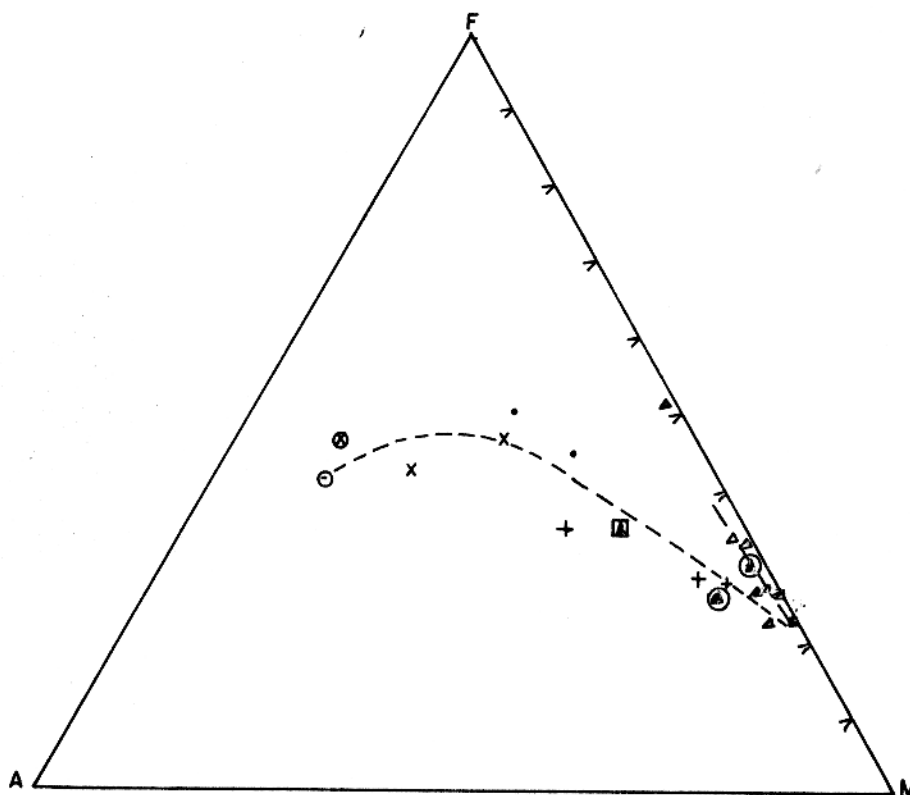


Figura 21 - Distribuição das rochas no diagrama AFM

amente desprovidas de álcalis. As variações químicas neste diagrama, continuam nas rochas máficas e ultramáficas alcalinas, a partir dos missouritos, com o enriquecimento em Fe combinado a um acréscimo dos conteúdos de Na + K até atingir os malignitos.

A concentração de pontos próximos do vértice M pode ser interpretado como um ponto individual, a partir do qual se iniciaria uma curva única de variação das rochas do complexo. No entanto, a distribuição das rochas ultramáficas normais entre aproximadamente 20 e 35% de FeO pode também sugerir uma linearidade isolada na direção MgO - FeO. Neste último caso o Complexo apresentaria dois "trends" de variação, um na direção Mg - Fe e outro na direção (Mg) - (Fe, Na, K).

4.3 - REVISÃO DE CONCEITOS SOBRE A CLASSIFICAÇÃO DOS CORPOS MÁFICOS-ULTRAMÁFICOS

As associações do tipo peridotito-gabro, têm sido amplamente estudadas, e na última década foram classificadas segundo critérios diferentes, por diferentes autores. DEN TEX (1969) classificou-os, segundo sua associação orogenética em dois tipos: os orogenéticos e os não orogenéticos. THAYER (1971) baseando-se na história magmática dos complexos, divide-os em: autigênicos, alogênicos e poligênicos. JACKSON & THAYER (1972) caracterizaram os complexos concêntrico, estratiforme e alpino com base em seus caracteres geológicos, petrográficos e mineralógicos.

4.3.1 - CLASSIFICAÇÃO DE JACKSON & THAYER (1972)

- Complexos concêntricos - possuem forma aproximadamente cilíndrica, onde os diversos tipos petrográficos assumem um arranjo zonal grosseiramente concêntrico. Dunitos, wehrlitos e hornblenda clinopiroxenitos, além de gabros a dois piroxênios encaixantes são as rochas características; peridotitos lherzolíticos ou harzburgíticos e anortozitos são raros ou ausentes. Olivina e clinopiroxênio são os minerais dominantes e ortopiroxênio é raro ou ausente. Metamorfismo de contato de alto grau pode ocorrer. Textura tipo "cúmulus" e de fluxo são dominantes embora texturas tectônicas sejam também conhecidas (JACKSON & THAYER, 1972).

Interessantes observações sobre os complexos zonados concentricamente são feitas por JAMES (1971). O autor cita nestes complexos, a presença de uma zona marginal típica, formada por clinopiroxenitos ou hornblenda clinopiroxenitos ricos em

magnetita, e se refere à freqüente predominância de olivina clinopiroxenito sobre peridotitos wehrlíticos. O autor descreve ainda textura em mosaico raramente deformada ou fraturada nos peridotitos e piroxenitos dos Complexos de Union Bay (Alaska) e Emigrant Gap (Califórnia).

- Complexos extratiformes - os tipos petrográficos dominantes são peridotitos harzburgíticos, websteritos, noritos, anortozitos e ortopiroxenitos. Peridotitos lherzolíticos e wehrlíticos são tipos raros. As associações metamórficas das encaixantes são de metamorfismo de contato de alto grau. Esses complexos são caracterizados ainda, por estrutura estratificada, com extensos leitos paralelos estratificação rítmica e textura tipo "cúmulus" (JACKSON & THAYER, 1972).

- Complexos do tipo alpino - são caracterizados por corpos lenticulares, irregulares e dobrados, constituídos por dunitos, harzburgitos, lherzolitos, gabros e olivina gabros. Noritos e anortositos são raros. Estes corpos podem apresentar contatos falhados ou com metamorfismo de contato de baixo grau. Estes contatos são com freqüência, mascarados por eventos pós consolidação (JACKSON & THAYER, 1972).

Segundo BENSON (1926), os complexos alpinos associam-se a faixas eugeossinclinais, são em geral fortemente serpentinizados e possuem cromita nodular.

4.3.2 - CLASSIFICAÇÃO DE THAYER (1971)

A classificação de THAYER (1971) baseia-se principalmente na história magmática dos corpos. Este autor considera "autigênicos" aqueles corpos originados de um magma fluido diferenciado "in situ" por separação de cristais durante uma cristalização fracionada. Corpos que cristalizaram inicialmente em seus locais de origem e foram posteriormente intrudidos como agre

gados cristalinos ainda submetidos a temperaturas magmáticas são classificados como alogênicos. O autor caracteriza ainda um tipo intermediário, poligênico cristalizado parcialmente "in situ" mas também afetado por cristalização e diferenciação em outros locais durante a movimentação do magma originário.

4.3.3 - CLASSIFICAÇÃO DE DEN TEX (1969)

Os complexos não orogênicos ou estratiformes apresentam "cryptic layering" e acamamento rítmico com frequência. Nunca são totalmente serpentinizados e apenas raramente são tectonizados dobrados ou brechados. Seus conteúdos em rochas máficas excedem em dez vezes o total de rochas ultramáficas.

Complexos orogênicos ou alpinos - estes complexos possuem frequentemente bandeamentos rítmicos da olivina, Cr - diopsídio, ortopiroxênio, ou concentrações de espinélio. O total de rochas ultramáficas excede duas vezes o das rochas máficas.

Os autores ainda subdividem os complexos orgênicos em dois tipos, quais sejam: complexos ofiolíticos ou "tipo alpino" propriamente dito e peridotitos de zonas profundas ("roof-zone"). Sendo os complexos ofiolíticos associados a zonas tectonizadas e brechadas e com metamorfismo de baixo grau, enquanto os complexos peridotíticos de zonas profundas ocorrem como lentes dispersas ou pequenos plutons em zonas orogênicas caledonianas ou outras, associam-se a zonas fortemente tectonizadas mas nunca brechadas, em faixas polimetamorfizadas e com metamorfismo original de catazona.

4.3.4 - CLASSIFICAÇÃO DE WYLLIE (1967)

WYLLIE (1967) agrupa as rochas ultrabásicas e ultramá

ficas em dez associações, baseado em seus caracteres de campo e petrográficos.

Pelo menos três destas associações podem ser diretamente relacionadas aos tipos de JACKSON & THAYER (1972), como seja:

- 1) associações gabro-norito-peridotito acamados em intrusões maiores (Complexos estratiformes)
- 2) associações dunito-peridotito concentricamente zonados (Complexos concêntricos)
- 3) associações peridotito-serpentinito do tipo alpino (Complexos tipo alpino)

Outros três agrupamentos de WYLLIE representam apenas pequenas concentrações de rochas máficas e ultramáficas associadas a corpos principais:

- 4) rochas ultramáficas em sills básicos diferenciados de intrusões menores - produzidas por concentrações de minerais máficos em pequenos corpos máficos
- 5) associações menores em complexos batolíticos: rochas básicas e ultrabásicas associadas como satélites ou diques a batólitos graníticos
- 6) nódulos ultrabásicos - como inclusões conatas ou acidentais em lavas ou diatremas.

Além destes o autor define ainda:

- rochas ultrabásicas alcalinas em complexos anelares - que se assemelham estruturalmente porém não petrologicamente aos complexos zonados de JACKSON & THAYER (1972);
- kimberlitos - como "pipes" diques ou folhas em áreas continentais estáveis;
- rochas ultrabásicas e ultramáficas metamorfasadas;

- lavas ultrabásicas e ultramáficas - para WYLLIE, estas lavas podem ser geradas por enriquecimento de cristais máficos em um magma, por precipitação de cristais antes ou depois da extrusão, ou por "flow differentiation".

A origem e processos de evolução dos complexos ultramáficos concentricamente zonados tem sido objeto de estudos por diversos autores. Segundo WYLLIE (1967) a dificuldade principal é encontrada quando se torna necessário explicar o arranjo concêntrico incomum destas rochas. Entre as diversas proposições para explicar este arranjo encontram-se as de: WYSSOTSKY (1913) e ZAVARITSKY (1928) - auréolas de reação, WALTON (1951) - difusão ao longo de gradientes de temperatura, SMITH (1962) - diferenciação de fluxos (*in* WYLLIE 1967). WYLLIE (*op. cit.*) advoga a hipótese de intrusões múltiplas. Segundo este autor fusões oriundas do manto superior seja por fusão diferencial, ou por cristalização fracionada em câmara magmática profunda poderiam produzir o zoneamento concêntrico quando intrudidas subsequentemente.

4.4 - COMPARAÇÃO DO COMPLEXO DE SANTA FÉ COM OUTROS CORPOS

4.4.1 - COMPARAÇÃO DOS CLINOPIROXÊNIOS

O clinopiroxênio em Santa Fé caracteriza-se pelos elevados teores de Ca (Wo maior que 46%) e de Mg (En_{41-46}) (Tabela 12). O campo de composição destes minerais é quase totalmente superposto pelos campos dos piroxênios, dos complexos ultramáficos zonados de Iporá (Goiás), Emigrant Gap (Califórnia) e Union Bay (Alaska) (Figura 22).

No que concerne aos conteúdos de Fe, Ca, Mg, os piroxênios de Santa Fé aproximam-se também dos piroxênios (mais ricos

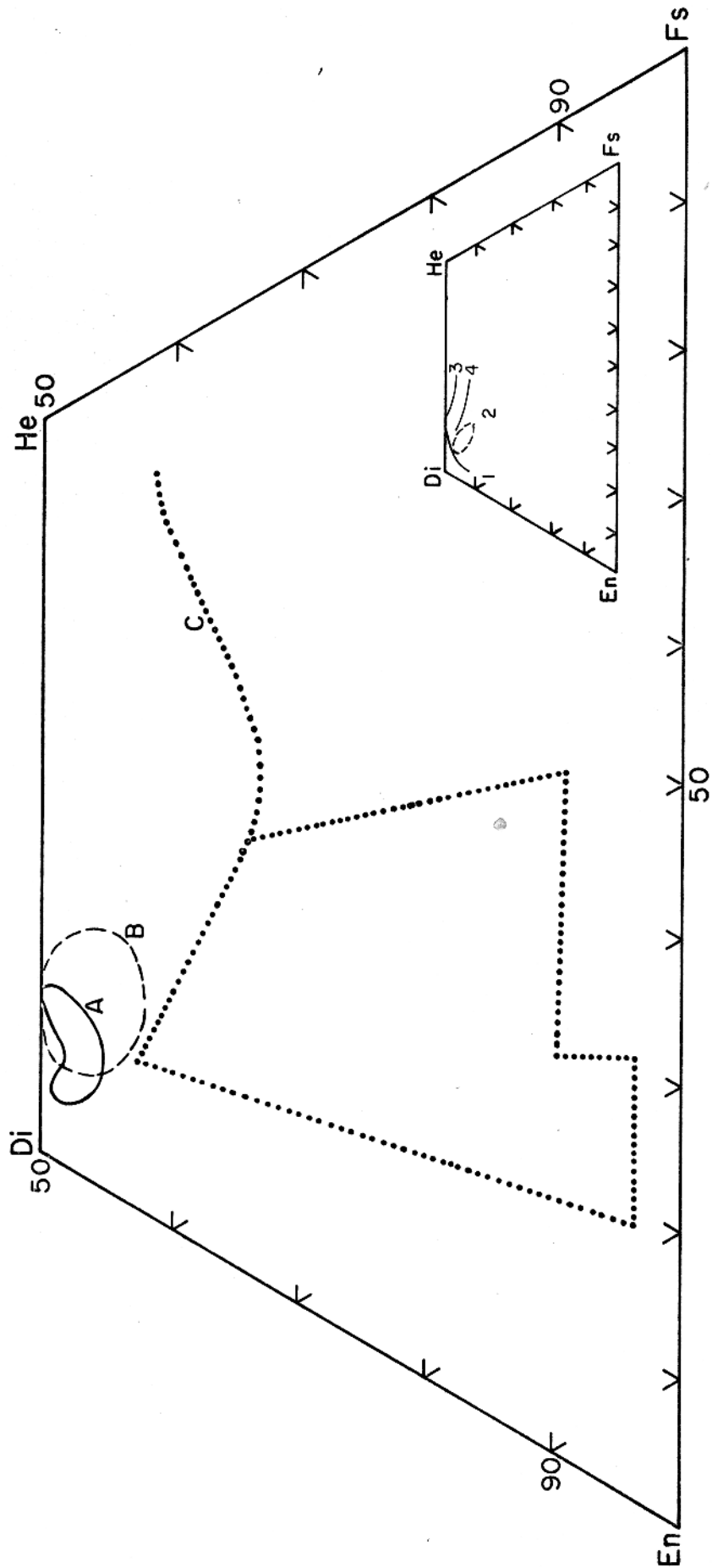


Figura 22 - Comparação de piroxênios de Santa Fé com piroxênios de outros complexos máficos
 (A) - Santa Fé, (B) - Iporã (Danni, 1974), (C) Skaergaard (Brown e Vincent, 1963)
 (1) - "Trend" dos piroxênios de Union Bay (Ruckmic e Noble, 1959)
 (2) - Campo de composição em Emigrant Gap (James, O.B., 1971)
 (3 e 4) - "Trends" de cristalização em magmas alcali-olivina basálticos
 (Wilkinson, 1956)

TABELA 14

TABELA 14a - CONTEÚDO DE Al_2O_3 EM ROCHAS DE COMPLEXOS ULTRAMÁFICOS

	Santa Fé	Iporá	Emigrant Gap	Skaergaard	Garhb Eilean
Wehrlitos	1,3 a 1,5	3,3 a 3,9	0,9 a 2,25	F e r r o d i o r i t o	0,8 Picrito 3,3
Clinopiroxenitos	1,8	1,6 a 3,3	1,0	a	Picrodiorito 3,0
Gabros alcalinos	4,3 a 4,9	5,9 a 5,4	12,56*	1,3	

* olivina clinopiroxenito

TABELA 14b - CONTEÚDO DE TiO_2 EM ROCHAS DE COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS

	Santa Fé	Iporá	Emigrant Gap	Skaergaard	Garhb Eilean
Wehrlitos	1,1 a 1,3	1,4 a 3,9	0,11	F e r r o d i o r i t o	0,9 Picrito 1,8
Piroxenitos	1,5	1,2 a 2,7	0,14*	a	Picrodiorito 1,4
Gabros alcalinos	2,4	1,5 a 2,8	0,4**	1,5	

* olivina clinopiroxenito

**olivina gabro

em Fe) gerados por magmas álcali-olivina basálticos, de Garbh, Eilean e Black Jack (WILKIMSON, 1956).

Do ponto de vista dos conteúdos de Al e Ti, os clinopiroxênios do Complexo de Santa Fê são mais enriquecidos nestes elementos (1,3 a 4,9 de Al_2O_3) (1,1 a 2,4 para TiO_2) (Tabela 10) que rochas (ferrodioritos) de Skaergaard ($Al_2O_3 = 0,8$ a $1,3$) e $TiO_2 = 0,9$ a $1,5$), como mostra a Tabela 14. De um modo geral são também mais pobres em Al que os piroxênios de Iporã e Garbh/Eilean e ligeiramente mais pobres em Ti que aqueles (clinopiroxênios) de Iporã (Tabela 14).

4.4.2 - COMPARAÇÃO DO COMPORTAMENTO DAS ROCHAS NO DIAGRAMA A F M

O comportamento químico do Complexo de Santa Fê no diagrama AFM foi apresentado anteriormente sob o item 4.2.2. Na Figura 23 este comportamento é comparado com os "trends" de Skaergaard, Iporã e da série calco-alcálicos de HESS (1960, *in* DANNI, 1974).

Fica ressaltado, na Figura 23, que o comportamento em Santa Fê distancia-se daquele observado em Skaergaard, aproximando-se mais daquele de Iporã e das séries calco-alcálicas. No entanto, dentro do atual nível de conhecimento, a tendência ao enriquecimento em álcalis no Complexo de Santa Fê é bem mais limitada que em Iporã.

4.5 - CLASSIFICAÇÃO DO COMPLEXO

Relativamente aos aspectos estruturais, petrográficos e mineralógicos, o corpo de Santa Fê apresenta características bastante definidas que podem ser comparáveis a modelos de clas.

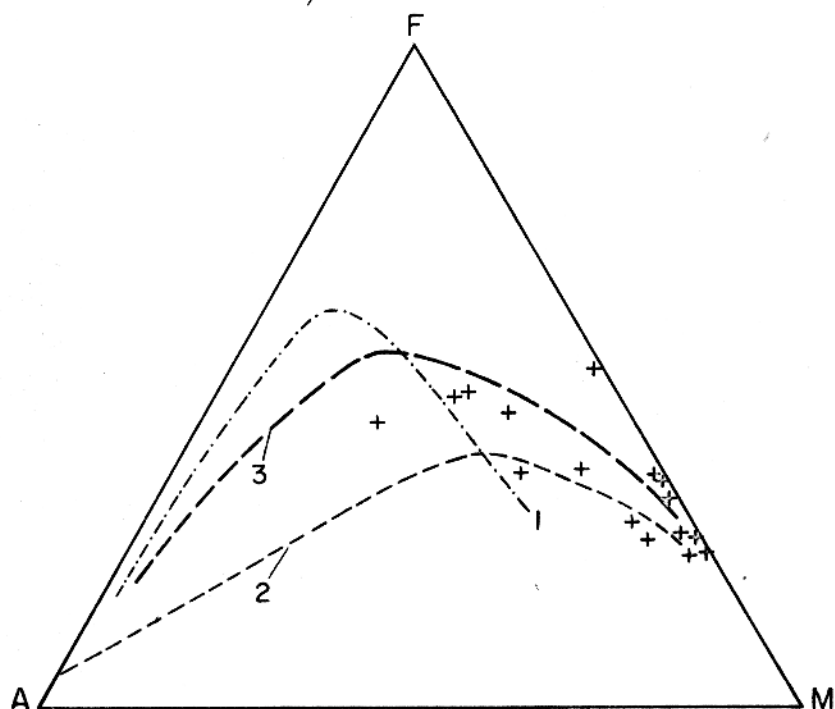


Figura 23 - Comparação das variações químicas de Santa Fé com rochas de outros complexos no diagrama AFM. (1) Composição dos líquidos de SKAERGAARD (WAGER & BROWN *in* DANNI, 1974); (2) Trend das séries calco-alcálicas (HESS 1960 *in* DANNI, 1974); (3) Variações da Série Iporã. (4) As composições referentes ao complexo Santa Fé estão representadas por cruzes.

sificação existentes atualmente.

O ultramafito forma um corpo aproximadamente circular onde os diversos tipos petrográficos constituintes, assumem um arranjo grosseiramente concêntrico.

Petrograficamente é caracterizado por dunitos, peridotitos wehrlíticos e clinopiroxenitos, com ocorrência subordinada de missouritos, essexitos (gabros alcalinos) e malignitos, sendo que os dunitos predominam amplamente sobre as demais rochas. Em várias regiões, nos contatos com as encaixantes foram observadas falhas conspícuas que provocaram a formação de milonitos quartzo-

-feldspáticos. Mineralogicamente, o ortopiroxênio é ausente, enquanto olivina e clinopiroxênio são constituintes essenciais, quase únicos nos tipos ultramáficos normais, e com feldspatoides e feldspatos desempenhando um papel significativo nas rochas de tendência alcalina.

Várias destas características são encontradas em complexos do tipo concêntrico, segundo a classificação de JACKSON & THAYER (1972), e exemplificados pelos de Union Bay (RUCKMICK & NOBLE, 1959) e Emigrant Gap (JAMES, 1971). Existem porém características importantes que diferem daquelas dos corpos concêntricos, devendo-se chamar atenção especificamente à presença de rochas alcalinas e a ausência de gabros a dois piroxênios como encaixante na região de Santa Fé. A diferenciação em Emigrant Gap por exemplo conduziu à formação de rochas félsicas tonalíticas e granodioríticas enquanto em Santa Fé e Iporã ocorrem rochas alcalinas, caracterizando nestes corpos a associação ultramáfica alcalina.

5 - CONSIDERAÇÕES SOBRE O JAZIMENTO DO COMPLEXO

A estrutura do Complexo de Santa Fê, caracterizado por uma forma de domo subarredondado e constituída por um núcleo dunítico circundado por rochas mais diferenciadas (wehrlitos, olivina-clinopiroxenitos e clinopiroxenitos) é semelhante a estrutura dos complexos concêntricos de JACKSON & THAYER (1972).

As condições genéticas que determinariam a formação de estruturas deste tipo, tem sido objeto de amplas discussões e, proposições de diversos autores discutidas por WYLLIE (1967) foram abordadas anteriormente neste capítulo no subtema revisão de conceitos.

DANNI (1974) advoga, para explicar a origem do Complexo de Iporã, a interferência de movimentos diapiríticos lentos atuando num corpo magmático simultaneamente a processos de cristalização e diferenciação. Segundo o autor o magma original inicia seu processo de diferenciação, com cristalização e precipitação de olivinas e cromitas e separação de um magma ultramáfico de composição próxima à piroxenítica, ainda contendo olivina em susensão. Este magma ultramáfico dá lugar a acumulação de piroxenios, cristalização de gabros e segregação de líquidos sieníticos. Os movimentos diapiríticos tornam-se mais efetivos após a cristalização dos peridotitos, então sob condições de deformação plástica, e antes da cristalização do líquido piroxenítico (piroxenito, gabro, sienito). Desta forma, quanto maior a intensidade dos movimentos diapiríticos, mais se acentuam as tendências à verticalidade das zonas laterais da estrutura, e maiores as possibilidades de diversificações litológicas aflorantes no corpo.

Condições semelhantes de jazimento poderiam ter atuado no Complexo de Santa Fê. Neste complexo, a estrutura dômica com zonalidade vertical é sugerida pela disposição concêntrica das rochas e pela seção horizontal subarredondada do corpo intrusivo.

Por outro lado, a ocorrência de leitos ricos em olivina e clinopiroxênio parece indicar a importância dos processos de diferenciação gravitacional atuando no Complexo de Santa Fé, processo também sugerido pelas variações químicas (Figuras 14 a 16, 19 a 21 e 23) e mineralógicas (Figura 8).

Os clinopiroxenitos, missouritos e malignitos não exibem texturas de tectonismo. Além disto, os missouritos apresentam textura de fluxo enquanto os malignitos mostram textura poiquilítica. Tais feições indicam ter havido ascensão diapirítica quando as rochas ainda estavam em estado de elevada fluidez.

A existência de peridotitos com olivinas fortemente fraturadas e piroxênio pouco fraturados (F5 e F51) e de peridotito (F35/10) e piroxênio (F35/13,5) totalmente desprovidos de fraturamento e a associação destas rochas em níveis interestratificados indicam que wehrlitos e piroxenitos quando intrudidos apresentavam faixas com maior ou menor grau de cristalização.

Não deve ser esquecido no entanto, que o arranjo estrutural concêntrico das rochas acima discutidas, pode ser explicado também por intrusões múltiplas, de magmas gerados a grandes profundidades, seja por fusão parcial do manto superior, seja por diferenciação em câmara magmática profunda.

6 - DISCUSSÕES

6.1 - AS ASSOCIAÇÕES PETROGRÁFICAS E SUAS VARIAÇÕES MINERALÓGICAS

A distribuição das rochas no diagrama de STRECKEISEN (1967) apresentado nas Figuras 4 e 5, bem como as composições modais apresentadas nas Tabelas 2 a 8, demonstram a existência de três associações petrográficas, quais sejam: (1) associação de ultramáficas normais (dunitos, peridotitos e piroxenitos) constituídas essencialmente por olivina e clinopiroxênio; (2) associação de rochas ultramáficas de afinidade alcalina (missouritos e leucita peridotitos) cuja mineralogia é definida principalmente pela abundância de leucita associada a olivina e piroxênio; e (3) associação de rochas máficas alcalinas (essexitos e malignitos) onde aparecem plagioclásio, alcali-feldspato e nefelina, associados a piroxênio e com olivina subordinada. Uma observação da distribuição das rochas no diagrama de Streckeisen das Figuras 4 e 5, bem como das faixas de afloramento dos diversos tipos petrográficos (Figura 2), indicam uma acentuada predominância das rochas ultramáficas normais sobre as demais. Uma análise da distribuição das rochas ultramáficas normais no diagrama de Streckeisen (Figura 4) revela que estas rochas concentram-se em três áreas distintas, formando agrupamentos individualizados e dispostos ao longo da junção olivina clinopiroxênio, de modo que segue:

- a) um primeiro grupo constituído por rochas essencialmente olivínicas e onde o piroxênio é raro ou ausente (dunitos);
- b) um segundo onde a associação mineralógica é representada por quantidades aproximadamente iguais de olivina e clinopiroxênio, (wehrlito);
- c) e um terceiro grupo, de composição extrema, constituído por rochas muito ricas em clinopiroxênio, com oli-

vina subordinada (clinopiroxenitos).

Contrastando com o observado nas rochas ultramáficas normais, as rochas de tendência alcalina têm uma distribuição irregular no diagrama APF de Streckeisen (Figura 4). Estas rochas situam-se ora no campo dos essexitos (amostra SF-016 e SF-GA-I = essexitos) desaparecendo no campo do monzosienito feldspatoidal para reaparecer no campo do sienito feldspatoidal (amostras SF-531 e SF-906 - malignitos) e finalmente ocorrem no vértice do feldspatoides (amostras SF-529, SF-V3 e SF-V5 - missouritos). Ficam assim ressaltadas mudanças mineralógicas bruscas entre estas rochas (ultramáficas e máficas alcalinas) no que se refere aos minerais félsicos. Nota-se que, enquanto a leucita constitui o único mineral félsico dos missouritos onde chega a perfazer 19% do total (Tabela 6), este mineral desaparece totalmente nos essexitos e malignitos, onde se verifica o aparecimento em coexistência de alcali-feldspato e nefelina (malignitos Tabela 8), e plagioclásio zonado, alcali-feldspato e nefelina (essexito Tabela 7). Além disto, as rochas do mesmo tipo petrográfico apresentam variações mineralógicas grosseiras no que se refere a abundância de olivina e piroxênio. Enquanto na amostra SF-V5 o missourito contém cerca de 29% de olivina, na amostra SF-529 este mineral está essencialmente ausente (Tabela 6). Comportamento semelhante embora com menor intensidade é observado nos piroxênios dos essexitos, (Tabela 7).

6.2 - AS VARIAÇÕES MINERALÓGICAS COMO INDÍCIOS DE PROCESSOS PETROGENÉTICOS

6.2.1 - VARIAÇÕES NOS MAFITOS NORMAIS

As associações das rochas ultramáficas normais discutidas no item anterior, sugerem a presença de etapas sucessivas de um mineral (ou de uma associação mineralógica), determinando uma variação química (diferenciação) na fusão original.

As Figuras 5 e 12 possibilitam uma análise das variações modais de olivina e piroxênio e das variações químicas na fórmula estrutural destes minerais nos diversos tipos petrográficos do complexo. Fica demonstrado nessas figuras uma concentração inicial de olivina magnésiana, (dando origem aos dunitos); e uma progressiva diminuição deste mineral combinada a um aumento também gradual de clinopiroxênio. Estas variações mineralógicas sugerem uma gradação linear bem definida com passagem simultânea de tipos mais ricos em olivina (dunitos) para aqueles mais ricos em piroxênio (piroxenitos), com passagem por um grupo de composição intermediária (peridotitos).

A hipótese de diferenciação é fortalecida pela variação composicional de alumina que enriquece-se marcadamente no componente ferrosilita à medida que as rochas ficam mais ricas em piroxênio.

A existência de um interrelacionamento genético entre peridotitos e piroxenitos, faz-se notar pela presença de variações bruscas e alternadas dos conteúdos de olivina e piroxênio ao longo de perfis verticais, como pode ser verificado nas sondagens F51, F35 e F2 (Figura 8). As variações modais de olivina e piroxênio destas sondagens, indicam existência de leitos interestratificados de peridotitos e clinopiroxenitos ou olivina clinopiroxenitos com espessuras e continuidade irregulares. Esta associação sugere a presença de uma cristalização fracionada sujeita a interferência de separação gravitacional das diferentes fases minerais.

As discussões acima indicam a existência de cristalização fracionada gravitacional, e conseqüente variação da composição química (diferenciação magmática) do magma original, dentro de uma seqüência: dunito - peridotito - clinopiroxenito, com uma fase bem definida de cristalização dos dunitos, e uma outra onde peridotitos e clinopiroxenitos devem ter cristalizado alternadamente.

6.2.2 - VARIAÇÕES NOS MAFITOS ALCALINOS

Nos mafitos ou ultramafitos de tendência alcalina os dados mineralógicos não são suficientes para comprovar ou afastar a hipótese de atuação de processos de diferenciação durante a gênese dos mesmos. Os peridotitos ricos em leucita localizados na sondagem F2 mostram variações amplas nos conteúdos de leucita, a Figura 2 sugere uma associação deste mineral a faixas de maior ou menor enriquecimento, alternadas verticalmente. Na Figura 9b fica clara a relação das variações de leucita com o total olivina mais piroxênio. O conteúdo de leucita diminui à proporção que aumenta o total de olivina mais piroxênio. Embora na Figura 9b fique demonstrada a tendência da leucita aumentar com a diminuição de piroxênio, em algumas profundidades, uma observação mais acurada mostra que este comportamento não é uniforme ao longo da seção vertical. Pode-se assim depreender, que as variações de concentração de leucita observadas na sondagem F2 não estão relacionadas preferencialmente a qualquer dos leitos interestratificados de peridotito e piroxenito previamente citados. Esta idéia fica fortalecida pela comparação das figuras 7c e 8.

O comportamento da leucita não se coaduna com a diferenciação magmática exibida pelos máficos (olivina e piroxênio). Ao contrário do que se deveria esperar, caso tivesse sofrido atuação deste processo, não aumento nas rochas ultramáficas mais diferenciadas.

Deve também ser lembrado que os leucita peridotitos são textural e mineralógicamente (à excessão das leucitas) semelhantes aos peridotitos normais. Assim, é possível que os leucita peridotitos ou leucita piroxenitos tenham se formado pela contaminação de rochas ultramáficas normais (peridotitos e clinopiroxenitos) por frações magmáticas básico-ultrabásicas de natureza potássica. Estas frações magmáticas estariam geneticamente relacionadas aos missouritos.

Observando-se ainda a Figura 5 e a Tabela 6 verifica-se que os conteúdos relativos de olivina e piroxênios assemelham-se ora aos dos peridotitos ora ao dos piroxenitos. Pode-se dizer que a diferença básica do ponto de vista mineralógico entre os missouritos e estas rochas limita-se ao aparecimento da leucita. Assim, os missouritos podem ter se gerado a partir da fração magmática da qual se estariam separando peridotitos e piroxenitos. Esta fração magmática teria sofrido contaminação localizada e limitada por assimilação de rochas ricas em K durante o processo de ascensão.

Os missouritos apresentam um padrão textural definido por grãos de piroxênio e biotita, orientados subparalelamente e que imprimem à rocha um aspecto de escoamento. Este aspecto textural sugere que os missouritos passaram por um processo de deslocamento durante uma fase avançada da cristalização dos ferro-magnesianos (piroxênios e biotita), então lubrificados por uma fração residual rica em K. Movimentos de ascensão determinariam a orientação dos minerais já cristalizados, e a cristalização da leucita uma vez atingidas as condições propícias de pressão. Parte desta fusão residual potássica teria se introduzida nos peridotitos e olivina clinopiroxenitos já amplamente cristalizados gerando assim os leucita peridotitos e leucita olivina piroxenitos. Esta idéia é corroborada pelas relações texturais entre a leucita e os máficos existentes.

Processos semelhantes àqueles descritos para os missouritos podem ser evocados para explicar a gênese dos malignitos, onde a diferença fundamental estaria na natureza da contaminação, que no caso dos malignitos seria mais enriquecida em Na. No entanto, a possibilidade da associação destas duas rochas por processos de diferenciação não pode ser totalmente descartada, dada a devida principalmente ao pequeno número de afloramentos existentes destas rochas.

Nos malignitos foi registrada a presença de núcleos reliquiados de olivina substituída parcialmente por opacos envolvidos e contornados por piroxênios granulares e posteriormente por biotita (Fotos 18 e 19), definindo textura típica de bordas de reação. Esta associação indica a presença de reações químicas entre a olivina anteriormente cristalizada e a fração magmática envolvente de natureza menos básica, caracterizada pelo elevado conteúdo modal de nefelina e álcali-feldspato.

6.2.3 - COMPORTAMENTO DOS OPACOS

Foi registrada a presença constante de opacos associados a todos os tipos petrográficos do complexo, em quantidades variáveis. Estes minerais atingem suas maiores concentrações nos peridotitos onde chegam a perfazer 13,6% do total da rocha (F51/30, Tabela 3). Concentrações de 7,7% são encontradas nos essexitos (GA-I, Tabela 7), de 6,6% nos malignitos (SF-906, Tabela 8), 5,12% nos piroxenitos (F51/35,2, Tabela 5), 4,45% nos misouritos (SF-V5, Tabela 6), 4,1% nos dunitos (F4/23, Tabela 2). Concentrações muito pequenas, da ordem de 2,0% ou menores são encontradas em dunitos, peridotitos, piroxenitos e em alguns misouritos.

A Figura 10 sugere uma tendência geral a enriquecimento dos opacos das rochas ultramáficas normais para as máficas e ultramáficas alcalinas. Fogem, no entanto, a este comportamento alguns peridotitos portadores de enriquecimentos grosseiros em opacos, indicando provavelmente variações na f_{O_2} .

Nos peridotitos F51/28 e F51/30 e no piroxenito F51/35,2 estes minerais (opacos) ocorrem como anedros grosseiros preenchendo espaços intergranulares entre olivinas e piroxênios previamente cristalizados ou envolvendo totalmente estes minerais, e produzindo uma típica textura de "intercumulus" Fotos 8, 9 e 13.

Embora de significação limitada em consequência da pequena amplitude de ocorrência, este constitui um exemplo indubitável da interferência de processos de acumulação no Complexo de Santa Fé.

6.3 - AS VARIAÇÕES QUÍMICAS NOS MINERAIS

6.3.1 - OLIVINAS

De acordo com as composições químicas (Tabela 9) e com a distribuição no diagrama Mg-Fe-Ca (Figura 12), as olivinas do Complexo de Santa Fé apresentam um elevado grau de homogeneidade química dentro da maioria dos tipos petrográficos, exibindo variações pouco representativas apenas nos peridotitos e piroxênitos. No entanto, estas variações são marcantes dentro da sequência: dunitos ($Fe_{88,2}$)-peridotitos ($Fe_{80,2-81,5}$)-missouritos ($Fe_{80,1}$)-essexitos ($Fe_{66,8}$).

A variação química Mg-Fe nas olivinas e a presença de intervalos individualizáveis de composição deste mineral correlacionadas às mudanças de um para outro tipo petrográfico, sugerem uma diferenciação química do magma original durante seu resfriamento, propiciando a cristalização de diferentes associações mineralógicas que deram origem subsequentemente a: dunitos-peridotitos piroxenitos-missouritos (essexitos ?) e malignitos. De acordo com a Figura 12 a olivina do missourito SF-V3 encontra-se associada ao campo de composição das olivinas dos peridotitos, sugerindo que as frações magmáticas das quais se originaram peridotitos e missouritos não deveriam diferir muito no que concerne às relações Fe-Mg. A olivina do malignito ($Fe_{55,7}$) constitui o termo mais enriquecido em ferro, representando consequentemente, o maior grau de diferenciação entre as olivinas e indicando os malignitos como as rochas mais diferenciadas dentro da série es

tudada.

6.3.2 - PIROXÊNIOS

Demonstra-se na Figura 12 que do ponto de vista químico, o piroxênio ocupa um campo bem restrito dentro do diagrama Mg-Fe-Ca (aspecto em que difere da olivina anteriormente discutida). Fica, no entanto, ressaltado na Figura 14 uma clara embora pequena variação química deste mineral caracterizada pelo aumento do Fe em detrimento do Mg. Estas composições variam gradativamente de um membro diopsídico com $Wo_{47,0}$ $En_{45,4}$ $Fs_{7,6}$ nos peridotitos, até uma composição salítica com cerca de $Wo_{48,0}$ $En_{40,2}$ $Fs_{11,8}$ nos essexitos; e passando por uma área de composição intermediária onde caem os piroxênios dos piroxenitos, missouritos e malignitos. Este comportamento está coerente como a hipótese de diferenciação magmática.

Nos peridotitos, piroxenitos e missouritos verificam-se pequenas variações químicas entre piroxênios provenientes de um mesmo tipo petrográfico. Isto pode indicar variações locais pouco representativas dentro da câmara magmática. No entanto, nos missouritos estas variações são um pouco mais pronunciadas, e se verificam paralelamente às variações mineralógicas. Nos missouritos mais ricos em olivina e deficientes em leucita o piroxênio apresenta-se mais empobrecido em Fe ($Fs_{8,5}$; SF-V3, Tabela 6), enquanto os missouritos empobrecidos em olivina e mais ricos em leucita têm piroxênio com maior teor de ferrosilita ($Fs_{10,42}$; SF-529, Tabela 6). Estes dados mineralógicos associados aos químicos sugerem variações composicionais da fração magmática durante a cristalização dos missouritos, um pouco maiores que aquelas havidas quando da cristalização dos peridotitos e piroxenitos. Estas variações podem estar relacionadas a contaminações locais com enriquecimento em elementos como K e Na como sugere a Figu

ra 16.

As variações de alumínio nos diferentes tipos petrográficos, revelam um aumento contínuo do Al_2O_3 dos dunitos para os malignitos (Tabela 10). O piroxênio com teor de Al_2O_3 entre 1,3 a 1,65% nos peridotitos (F35/10 e F5/23,5) passa a concentração de 1,85% nos piroxenitos (F51/35,2), para 2,0% nos missouritos (SF-529 e SF-V3) e para 2,9 no malignito (SF-906), atingindo 4,9% no essexito (SF-0010) (Tabela 10). Fica ainda claro na Figura 15, um aumento do conteúdo do alumínio na direção da diminuição do índice $Mg.100/(Mg + Fe)$ indicando um enriquecimento deste elemento nos magmas mais diferenciados. Também o TiO_2 mostra na Figura 15 um enriquecimento semelhante ao apresentado pelo alumínio, embora com valores absolutos menores.

6.3.3 - MINERAIS DOS ESSEXITOS

O essexito constitui o único tipo petrográfico onde foram detectadas inomogeneidades ópticas e químicas em olivinas, piroxênios e plagioclásios. Nestas rochas a olivina passa de $Fe_{68,6}$ a Fe_{65} (Tabela 9) do centro para a borda, o piroxênio passa de $Wo_{47,8} En_{41,8} Fs_{10,3}$ no centro para $Wo_{48,6} En_{39,3} Fs_{12,2}$ na borda (Tabela 10), enquanto o plagioclásio passa de $An_{40,8} Ab_{53,9} Or_{5,3}$ (centro) a $An_{23,4} Ab_{64,5} Or_{12,1}$ (borda). Este caráter zonado dos minerais indica variações bruscas nas condições de cristalização fato não observado nas demais rochas do complexo. O essexito ocorre como um pequeno corpo isolado do maciço principal (Figura 2). Tal fato associado às variações químico-mineralógicas acima descritas, pode indicar condições físicas de cristalização um pouco diferentes daquelas reinantes quando da cristalização das rochas do corpo intrusivo principal.

6.4 - VARIAÇÕES QUÍMICAS DAS ROCHAS

O diagrama AFM na Figura 21, mostra uma pequena porém marcada diferenciação na direção Mg-Fe para as rochas ultramáficas normais, onde Na e K estão empobrecidas ou ausentes. Esta tendência está limitada aos dunitos, peridotitos e piroxenitos, os quais se situam numa faixa entre 22% e 35% de FeO, exceção feita a amostra F51/28 cujo enriquecimento em FeO atinge 52%. No entanto, a análise modal desta amostra (F51/28) revela um largo enriquecimento em opacos (8,55%), de modo que o excesso de FeO deve estar relacionado ao Fe_2O_3 incluído na estrutura desses minerais e ser consequência de enriquecimento locais e não de uma seqüência contínua de diferenciação. Ainda no diagrama AFM uma segunda associação fica definida pelas rochas máficas e ultramáficas alcalinas que exibem um forte enriquecimento em K_2O .

6.5 - SOBRE A NATUREZA DO MAGMA GERADOR

A primeira observação relativa à possível natureza do magma originário do Complexo de Santa Fé é evidenciada pela Figura 2 (mapa geológico). Nota-se absoluta predominância das rochas ultramáficas aqui denominadas "normais" em relação a pequenos corpos irregulares e descontínuos de rochas máficas e ultramáficas alcalinas. Dentre as ultramáficas normais nota-se ainda que predominam os dunitos.

- Os cálculos normativos forneceram pequenos conteúdos de larnita nos dunitos, peridotitos e em alguns missouritos (Tabela 12). Por outro lado, deve-se considerar a abundância modal da olivina nas rochas inicialmente cristalizadas, e o aparecimento de leucita e nefelina modais nas fases finais de cristalização. Tais fatos indicam uma composição amplamente deficiente em sílica para o magma gerador do complexo ultramá-

fico de Santa Fê

- A ausência de ortopiroxênio em rochas ultramáficas tem sido indicada como conseqüente de baixos conteúdos de (Fe, Mg) SiO_3 em relação ao componente (Ca) SiO_3 . Assim as rochas do Complexo Ultramáfico de Santa Fê, devem ter sido geradas por um magma suficientemente enriquecido no componente CaSiO_3 , que determinou a cristalização ampla de clinopiroxênios.

Os fatos acima enunciados mostram que o magma gerador do Complexo de Santa Fê foi de natureza ultrabásica.

7 - CONCLUSÕES

Do ponto de vista mineralógico, o Complexo Ultramáfico de Santa Fé é caracterizado por uma ampla distribuição de minerais deficientes em sílica, tais como: olivina, leucita e nefelina; pela presença de olivina e clinopiroxênio como minerais característicos, enquanto o ortopiroxênio está ausente; e pela presença de minerais opacos em concentrações locais e associados a rochas ricas em piroxênio (clinopiroxenitos e wehrlitos).

As análises químicas de minerais revelaram um elevado grau de homogeneidade química para a olivina e o clinopiroxênio nas diversas rochas do Complexo, à exceção daqueles do essexito, onde estudos ópticos indicaram uma estruturação zonal para a olivina, piroxênio e o plagioclásio. Esta estrutura foi confirmada pelas análises de microsonda que demonstraram um zoneamento químico normal.

Entre as olivinas dos diversos tipos petrográficos são encontradas variações que abrangem um amplo intervalo em relação aos seus componentes forsterita e faialita. A olivina é fortemente magnesiana ($Fo_{88,2} Fo_{80,5}$) nas rochas ultramáficas normais (dunitos, peridotitos e piroxenitos) tornando-se progressivamente enriquecidas em ferro ($Fo_{80,1} Fo_{66,8}$) nas rochas alcalinas (missourito e essexito).

As variações químicas do piroxênio são menos amplas que aquelas representadas pela olivina. O piroxênio ocupa um campo restrito dentro do diagrama triangular (Mg, Fe, Ca) próximo ao limite dos campos do diopsídio e da salita. Estes minerais enriquecem-se ligeiramente em Fe à medida que passam das rochas ultramáficas normais (dunitos, peridotitos, piroxenitos) para as rochas alcalinas (missouritos, malignitos e essexitos).

As associações mineralógicas possibilitaram agrupar as

diversas litologias em três associações petrográficas. A primeira delas recebeu a denominação de *associação de rochas ultramáficas normais*, em consequência de sua mineralogia constituída essencialmente por olivina e piroxênio, nela estão incluídos os dunitos, os peridotitos e os piroxenitos. A segunda, *associação de rochas ultramáficas alcalinas*, é caracterizada por uma abundância de leucita em rochas ultramáficas ricas em piroxênio e/ou olivina (missourito e leucita peridotitos). Uma terceira *associação rochas máficas feldspatóidais* (malignitos e essexitos), cujo feldspatóide é a nefelina.

A larga predominância das rochas ultramáficas normais (em especial dos dunitos) sobre as demais, aliada aos dados químicos e mineralógicos leva-nos a crer ter sido o magma original do Complexo de Santa Fé de natureza ultrabásica.

A intrusão ter-se-ia dado segundo um processo de diapirismo com diferenciação de dunitos até piroxenitos. A interstratificação de wehrlitos, olivina clinopiroxenitos e/ou clinopiroxenitos evidenciaram a atuação de processos de diferenciação fracionada gravitacional durante a cristalização destas rochas. Foi ainda caracterizado nas rochas ultramáficas normais a interferência de processos de acumulação.

Sugere-se que a gênese dos leucita peridotitos, ou leucita olivina clinopiroxenitos e dos missouritos tenha se devido a assimilações locais de material potássico durante processos de diapirismo e diferenciação.

A presença de textura de fluxo e de leucita amplamente cristalizada, levou-nos a acreditar que os missouritos sofreram deslocamentos ascendentes durante uma fase avançada de seu resfriamento, caracterizada por minerais ferro - magnesianos bem desenvolvidos e imersos em uma fusão residual potássica. Este magma teria se cristalizado sob condições de baixa pressão possibilitando a geração de leucita.

Características mineralógicas, petrográficas e químicas apresentadas no decorrer deste trabalho nos levaram a classificar o Complexo de Santa Fé como um Complexo Ultramáfico e Alcalino. Ocorre que, embora em Santa Fé registrem-se várias semelhanças com os complexos concêntricos de JACKSON & THAYER (1972), faltam-lhe as rochas encaixantes gabróides a dois piroxênios além do que apresentam associações alcalinas nunca registradas nos complexos alaskianos.

8 - AGRADECIMENTOS

Desejo registrar aqui meus agradecimentos:

- Ao Professor Doutor Vicente A.V. Girardi (Universidade de São Paulo) que muito colaborou para o desenvolvimento e aprimoramento desta pesquisa, através de sua orientação, sem o que não seria possível a realização deste trabalho.

- Ao Professor Doutor Carlos A. Albuquerque (Saint Mary's University - Canadá e Universidade Federal do Pará) pelo incentivo, críticas e sugestões, cujo apoio foi fundamental para a conclusão da presente pesquisa.

- A Companhia Montita de Mineração Ltda., e ao Professor Doutor Aledir Barbour (Universidade de São Paulo) que nos permitiram utilizar o material disponível sobre o Complexo de Santa Fé.

- Aos Professores Doutor Celso de Barros Gomes, Mestre Mabel Ulbrich e Mestre Excelso Ruberti (Universidade de São Paulo) que tornaram possível a utilização da microsonda eletrônica.

- Ao Professor Doutor José Moacyr Vianna Coutinho (Universidade de São Paulo) pelo auxílio na determinação óptica dos minerais.

- Ao Professor F. Leão (Universidade Federal do Pará) pela adaptação de programas de computação.

- A amiga e naturalista Jane M.G. Fernandes (Universidade Federal do Pará) pela revisão do texto e pelo incentivo.

- A todos que de uma forma ou de outra colaboraram para a efetivação deste trabalho.

- Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela concessão de bolsa, cujo suporte finan

ceiro possibilitou a efetivação do trabalho ora apresentado.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e à SUDAM (Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia) pela utilização dos laboratórios.

- A McMaster University e Dalhousie University (Canadá) que, através do Professor C. Albuquerque possibilitaram a realização de análises químicas de rochas e minerais.

- Ao NCGG (Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas) da UFPa (Universidade Federal do Pará) que propiciou o desenvolvimento do presente trabalho.

- Quero ainda registrar meu agradecimento especial ao Doutor Walter Schöll e aos colegas e técnicos do Instituto Eschwege que me apoiaram na revisão final deste trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - *Observações sobre o Pré-Cambriano da Região Central de Goiás*. Bol. Paranaense de Geociências, Curitiba, PR. 26: 19-22
- AMARAL, G.; BOSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & REYNOLDS, H. - 1967 - *Potassium argon ages of alkaline rocks from southern Brasil*. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 117-142
- AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE - 1973 - *Glossary of Geology*. M. Gary, R. McAfee Jr.; C.L. Wolf editors, Washington, D.C.
- BARBOUR, A.P. - 1976 - *Geologia do Maciço Ultramáfico de Santa Fé, Goiás*. Tese apresentada em concurso para o título de Livre Docente. Departamento de Geologia Econômica e Geofísica Aplicada. Universidade de São Paulo - Instituto de Geociências, São Paulo: 138 p.
- BARBOUR, A.P.; GIRARDI, V.A.V.; KAWASHITA, K. & SOUSA, A.M.S. - 1978 - *Geocronologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Alcalino de Santa Fé, GO*. XXX Congr. Bras. Geologia (in press).
- BERBERT, C.O. - 1970 - *Geologia dos Complexos Básico - Ultrabásicos de Goiás*. An. XXIV Congr. Bras. Geologia, 41-50
- BROWN, G.M. & VINCENT, E.A. - 1963 - *Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard Intrusion, East Greenland*. Journal of Petrology, 4, 175-197.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. - 1974 - *Igneous Petrology*. McGraw-Hill Book Company, New York, 739 p.
- DANNI, I.C.M. - 1974 - *Géologie des Complexes Ultrabásiques Alcalins de la Région d'Iporá, Goiás (Brésil)*. These présentés à l'Université de Paris - Sud Centre D'Orsay. pour le titre de Docteur en Sciences Naturelles. 95 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1966 - *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, London, 528 p.
- GUIMARÃES, G.; GLASER, I. & MARQUES, V.J. - 1968 - *Sobre a ocorrência de rochas alcalinas na região de Iporá, Goiás*. Min. Met., XLVIII(283), 11-15

- HASUI, Y. & CORDANI, U.G. - 1968 - *Idades Potássio-Argônio de Rochas Eruptivas Mesozóicas do Oeste Mineiro e Sul de Goiás*. An. XXII Congr. Bras. Geologia, 139-143
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M.de - 1970 - *Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro*. Bol.Soc.Bras.Geologia, 19, 5-26, São Paulo
- HASUI, Y.; DYER, R.C. & IWANUCH, W. - 1971 - *Geocronologia das Rochas Alcalinas de Santo Antônio da Barra, GO*. An. XXV Congr. Bras. Geologia, 139-142
- HERZ, N. - 1977 - *Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks*. Geol.Soc.Amer.Bull., 88, 101-112
- HUTCHISON, C.S. - 1975 - *The norm, its variations, their calculation and relationships*. Schweiz.mineral.petrogr. Mitt. 55, 243-256
- IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks - 1973 - *Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations*. N.Jahrbuch f. Mineralogie, 149-164
- JAMES, O.B. - 1971 - *Origin and Emplacement of Ultramafic Rocks of the Emigrant Gap Area California*. Journal of Petrology, 12, 523-560
- JACKSON, E.D. & THAYER, T.P. - 1972 - *Some criteria for distinguishing between stratiform concentric and alpine peridotite - gabbro complexes*. XXIV Int.Congr., Section 2 - Petrology, 289 - 295
- JOHANNSEN, A. - 1969 - *A descriptive petrography of the igneous rocks (2^a ed.)*. The University of Chicago Press. Chicago, Illinois, vol. I e II.
- LINDENMAYER, D.H. & LINDENMAIER, Z.G. - 1971 - *Intrusões ultrabásicas - alcalinas e suas mineralizações a níquel*. XXV Congr. Bras. Geologia, Bol. Esp. nº 1 (Resumo), São Paulo
- NILSEN, A.A. & MOTTA, J. - 1968 - *Nota Preliminar sobre a Geologia da Região de Goianira - Trindade, Goiás*. Min.Met., XLVIII, 21-22
- RUCKMICK, J.C. & NOBLE, J.A. - 1959 - *Origin of the Ultramafic Complex at Union Bay, Southeastern Alaska*. Bull.Geol.Soc.Amer. 70, 981-1017

- SOBRINHO, M.L.; ANDRADE, R.S. & MARQUES, V.J. - 1971 - *Missouritos e Rochas Alcalinas Associadas em Santa Fé, Município de Jussara, GO.* XXV Congr. Bras. Geologia, São Paulo, Resumo das Comunicações. Bol. Especial 1: 97-98
- STRECKEISEN, A.L. - 1967 - *Classification and Nomenclature of of Igneous Rocks. (Final Report of an Inquiry).* N. Jahrbuch f. Mineralogie, Abh. Berne - Switzland, 107, 145-214
- TEX, E.D. - 1969 - *Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "The Origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P. J. Wyllie,* Tectonophysics, 7, 457-488
- THAYER, T.P. - 1971 - *Authigenic, poligenic, and allogenic ultramafic and gabbroic rocks as hosts for magmatic ore deposits.* Geol. Soc. Austrália, Special Publication nº 3, 239-251
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. - 1960 - *Igneous and Metamorphic Petrology.* McGraw-Hill Book Company, New York, 694 p.
- ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. - (im press) - *Alkaline rocks from continental Brazil.* A review. Submitted to Earth Science Reviews
- WILKINSON, J.P.C. - 1956 - *Clinopyroxenes of alkali olivine-basalt magma.* Am. Mineral., 41, 724-743
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J. & GILBERT, C.M. - 1970 - *Petrografia: Uma introdução ao estudo das rochas em secções delgadas.* Tradução de R.R. Franco, Ed. Polígono, São Paulo, 445 p.
- WYLLIE, J.P. - 1967 - *Ultramafic and Related Rocks.* Wyllie J.P. ed. New York, 464 p.