

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

PALEOMAGNETISMO DE ROCHAS VULVÂNICAS DO NORDESTE DO
BRASIL E A ÉPOCA DA ABERTURA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

Tese Apresentada por
SONIA DIAS CAVALCANTI GUERREIRO
como requisito parcial à obtenção do grau em
DOUTOR EM CIÊNCIAS
Na área de
GEOFÍSICA

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 28 DE DEZEMBRO DE 1983

Schult.

AXEL SCHULT (ORIENTADOR)
Igor Ivory Gil Pacca

Igor Ivory Gil Pacca
Om Prakash Verma

Om Prakash Verma
Roberto Dall'Agnol

Roberto Dall'Agnol
João Batista Corrêa da Silva

João Batista Corrêa da Silva

Comitê de Tese

Ao meu filho Marcelo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço às seguintes pessoas e entidades que contribuíram para a realização deste trabalho.

Ao Dr. Axel Schult, orientador desta tese, por seus ensinamentos, interesse, sugestões e críticas nos vários aspectos da mesma.

Ao Dr. José Seixas Lourenço que, quando coordenador do NCGG, propiciou as condições que tornaram possível o desenvolvimento de pesquisas na área de Paleomagnetismo.

Aos professores Dr. Igor Ivory Gil Pacca, Dr. Om Verma, Dr. Roberto Dall'Agnol e Dr. João Batista Corrêa da Silva pelas sugestões e críticas prestadas em diversas fases deste trabalho.

Aos professores Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas e Dr. Nilson Pinto de Oliveira, pelo apoio decisivo para a conclusão do mesmo.

Ao geólogo Elson Paiva de Oliveira pela ajuda valiosa nos trabalhos de campo na área de Porto Franco e Estreito e Teresina, Picos e Floriano. A Glícia S. Borba, pelo empréstimo de mapas detalhados que muito auxiliaram nos trabalhos de campo na área do Cabo de Santo Agostinho. Ao Dr. Rolland Schwab pela contribuição durante os trabalhos de campo na área de Açu-Augusto Severo no Rio Grande do Norte.

A Lourdes Márcia Nogueira Leite, Eletice Couto Barbosa, Judite Macambira Chagas Ximenes e Leila Maria Raiol Lima, pelo apoio constante no que se refere ao material bibliográfico. Agradeço à Srta. Leila Raiol pelo auxílio na revisão das referências bibliográficas.

Aos técnicos Hamilton Cunha Damaso de Andrade e Raimundo Nonato Pinto de Oliveira, respectivamente pela preparação e análise, por difração de Raio-X, das amostras do Cabo de Santo Agostinho e Rio Grande do Norte.

A Mário Henrique de Souza Guerreiro pela colaboração na preparação de algumas das figuras apresentadas.

A Elizabeth Cardoso Von-Grapp e à Maria da Glória Ribeiro Costa pelos serviços datilográficos executados com paciência e bom humor mesmo nos fins de semana e feriados. A Adalberto da Cruz Lima pelos desenhos aqui apresentados.

Aos professores, alunos e funcionários do NCGG que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

Ao Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo e ao Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik da Universidade de Munique, onde foram realizadas partes das medidas de paleomagnetismo e propriedades magnéticas das rochas.

Esta pesquisa foi realizada dentro do acordo bilateral Brasil-República Federal da Alemanha. Agradeço imensamente ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), a Kernforschungsanlage (KFA), à Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) e à Fundação de Amparo e Desenvolvimento da Pesquisa (FADESP) pelo suporte financeiro para a realização desta pesquisa.

Finalmente, desejo agradecer à Srta. Maria de Nazaré Barbosa, que com sua dedicação e apoio nas atividades domésticas da minha casa contribuiu, fundamentalmente para a conclusão deste trabalho, e ao meu marido, professor Manoel Gabriel Siqueira Guerreiro, pela leitura crítica do capítulo "Discussões Finais" e pelo incentivo e paciência durante todos estes anos de estudo.

SUMÁRIO

	Página
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
SUMÁRIO	iv
LISTA DAS ILUSTRAÇÕES	vi
RELAÇÃO DAS ABREVIATURAS EMPREGADAS	x
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 INTRODUÇÃO	7
2 ASPECTOS TECTÔNICOS DAS ÁREAS ESTUDADAS	14
3 ASPECTOS TEÓRICOS DOS TRABALHOS EM PALEOMAGNETISMO	20
3.1 <u>A Magnetização Remanescente</u>	20
3.1.1 <u>Aquisição da Magnetização</u>	20
3.1.2 <u>Tratamento de Desmagnetização</u>	25
3.2 <u>Análise Estatística</u>	27
3.3 <u>Cálculo do Polo Paleomagnético</u>	31
3.4 <u>A Variação Secular</u>	32
4 AMOSTRAGEM	37
5 PORTO FRANCO - ESTREITO	41
5.1 <u>Situação Geológica e Idade</u>	41
5.2 <u>Medidas Paleomagnéticas</u>	44
5.3 <u>Medidas de Raio-X e Temperatura de Curie</u>	51
5.4 <u>Discussão dos Resultados</u>	53
6 TERESINA - PICOS - FLORIANO	63
6.1 <u>Situação Geológica e Idade</u>	63
6.2 <u>Medidas Paleomagnéticas</u>	66
6.3 <u>Medidas de Raio-X e Temperatura de Curie</u>	72
6.4 <u>Discussão dos Resultados</u>	72

7	CABO DE SANTO AGOSTINHO	77
7.1	<u>Situação Geológica e Idade</u>	77
7.2	<u>Medidas Paleomagnéticas</u>	80
7.3	<u>Medidas de Raio-X e Temperatura de Curie</u>	86
7.4	<u>Discussão dos Resultados</u>	86
8	RIO GRANDE DO NORTE	92
8.1	<u>Situação Geológica e Idade</u>	92
8.2	<u>Medidas Paleomagnéticas</u>	96
8.3	<u>Medidas de Raio-X e Temperaturas de Curie</u>	104
8.4	<u>Discussão dos Resultados</u>	106
9	DISCUSSÕES FINAIS	112
9.1	<u>Aspectos paleomagnéticos</u>	112
9.2	<u>A separação da América do Sul da África</u>	118
10	CONCLUSÕES	134
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	136

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS	PÁGINA
1 Rotação de placas rígidas sobre uma esfera	10
2 Evolução estrutural da plataforma brasileira segun do Almeida (1969)	19
3 Mapa esquemático mostrando os locais de amostragem (baseado em Sial et al., 1976)	38
4 Quadro com a relação dos sítios amostrados	
5 Mapa esquemático de localização dos sítios estuda dos em Porto Franco e Estreito.	43
6 Exemplos de desmagnetização de amostras pilotos de Porto Franco e Estreito, plotados segundo a proje ção estereográfica de Wulff.	45
7 Diagramas vetoriais mostrando a variação da magneti zação remanescente durante a desmagnetização pro gressiva das amostras submetidas à lavagem por cam pos magnético alternado.	47
8 Exemplos de redução do espalhamento dentro do sítio após a desmagnetização por campo magnético alternado	49
9 Direções médias da magnetização remanescente natu ral (NRM) e da magnetização remanescente caracte rística (CARM) dos sítios do Porto Franco e Estreito.	50
10 Temperatura de Curie e dimensões da rede cristalina das amostras de Porto Franco e Estreito, representa das num diagrama ternário $TiO_2-FeO - \frac{1}{2} Fe_2O_3$ segun do O'Reilly (1976)	54
11 Exemplos de curvas termomagnéticas das amostras de Porto Franco e Estreito	56
12 Mapa esquemático mostrando os locais de amostragem na área de Teresina-Picos-Floriano.	65
13 Exemplos de etapas de desmagnetização de amostras pilotos de Teresina-Picos-Floriano (rede estereo	

	gráfica de Wulff).	67
14	Direções médias da magnetização remanescente natural (NRM) e característica (CARM) dos sítios de Teresina-Picos-Floriano.	69
15	Diagramas de Zijderveld para amostras de Teresina-Picos-Floriano	70
16	Temperaturas de Curie e dimensões da rede cristalina das amostras de Teresina-Picos-Floriano, representadas num diagrama $TiO_2 - FeO - \frac{1}{2}Fe_2O_3$ segundo O'Reilly (1976)	74
17	Exemplos de curvas termomagnéticas das amostras de Teresina-Picos-Floriano.	75
18	Mapa esquemático mostrando os locais de amostragem na área do Cabo de Santo Agostinho	78
19	Exemplos de desmagnetização de amostras pilotos para a área do Cabo de Santo Agostinho	81
20	Diagramas de Zijderveld para as amostras pilotos 40/4/2 (traquito) e 41/7/2 (riolito) do Cabo de Santo Agostinho	82
21	Direções médias da magnetização remanescente natural (NRM) e característica (CARM) dos sítios amostrados no Cabo de Santo Agostinho.	84
22	Exemplos de redução do espalhamento dentro do sítio após o tratamento de desmagnetização	85
23	Exemplos de curvas termomagnéticas das amostras do Cabo de Santo Agostinho.	89
24	Mapa esquemático de localização dos sítios estudados no Rio Grande do Norte	93
25	Exemplos de desmagnetização de amostras pilotos dos diques do Rio Grande do Norte	97
26	Diagramas de Zijderveld para amostras do Rio Grande do Norte	98
27	Exemplos de redução de espalhamento dentro do sítio após o tratamento de desmagnetização (Rio Grande do Norte)	

	de do Norte	102
28	Direções médias da magnetização remanescente natural (NRM) e característica (CARM) dos sítios do Rio Grande do Norte	103
29	Exemplos de curvas termomagnéticas para os diques do Rio Grande do Norte	107
30	Dispersão angular das direções paleomagnéticas de Porto Franco e Estreito (PFE), Teresina-Picos-Florianópolis (TPF), Cabo de Santo Agostinho (CSA) e dos diques do Rio Grande do Norte (RGN)	117
31	Resultados da aplicação do teste F aos polos paleomagnéticos mesozóicos da América do Sul e África ..	124
32	Comparação entre os polos paleomagnéticos mesozóicos da América do Sul e da África segundo a reconstrução pré-deriva de Martin et al. (1981); reconstrução estimada para 110 m.a. atrás, proposta por Sclater et al. (1977); reconstrução estimada para 80 m.a. por Francheteau (1973)	125

TABELAS

PÁGINA

1	Resultados paleomagnéticos de Porto Franco e Estreito	46
2	Resultados de propriedades magnéticas e medidas de raio-X das amostras de Porto Franco e Estreito . .	52
3	Resultados paleomagnéticos de Teresina - Picos - Florianópolis	68
4	Resultados de propriedades magnéticas e medidas de raio-X das amostras de Teresina-Picos-Florianópolis . .	73
5	Resultados paleomagnéticos do Cabo de Santo Agostinho	83
6	Resultados de propriedades magnéticas e medidas . .	

	de raio-X das amostras do Cabo de Santo Agostinho.	87
7	Resultados paleomagnéticos do Rio Grande do Norte.	101
8	Resultados de propriedades magnéticas e medidas de raio-X das amostras do Rio Grande do Norte. . .	105
9	Polos paleomagnéticos da América do Sul	119
10	Polos paleomagnéticos da África	120
11	Polos paleomagnéticos da América do Sul <u>rotaciona</u> dos segundo a reconstrução pré-deriva de Martin et al (1981); reconstrução estimada para 110 m.a. <u>a</u> trás, proposta por Sclater et al. (1977); <u>recons</u> trução estimada para 80 m.a. por Francheteau(1973)	121
12	Polos paleomagnéticos do Triássico para a América do Sul	129
13	Polos paleomagnéticos do Triássico para a África .	130

RELAÇÃO DAS ABREVIATURAS EMPREGADAS

ARM	-	magnetização remanescente anistérica
CARM	-	magnetização remanescente característica
CRM	-	magnetização remanescente química
DRM	-	magnetização remanescente detrítica
IRM	-	magnetização remanescente isotérmica
NRM	-	magnetização remanescente natural
PP	-	polo paleomagnético
PTRM	-	magnetização remanescente térmica parcial
TRM	-	magnetização remanescente térmica ou termoremanescente
VGP	-	polo geomagnético virtual
VRM	-	magnetização remanescente viscosa.
D	-	declinação
I	-	inclinação
α_{95}	-	raio do círculo de 95% de confiança para direções de magnetização
A_{95}	-	raio de círculo de 95% de confiança para posição de polos paleomagnéticos
K	-	parâmetro de precisão
N	-	número de sítios.

RESUMO

Na primeira parte deste trabalho foram desenvolvidos estudos de magnetismo de rochas e paleomagnetismo em amostras de rochas vulcânicas do Nordeste brasileiro. As idades das amostras compreende os períodos Jurássico e Cretáceo. Com este objetivo foram amostradas quatro áreas tendo sido estudado um total de 496 amostras em 55 sítios. Para a coleta foi utilizada uma perfuradora portátil que extrai amostras de 2.5 cm de diâmetro. A orientação das amostras foi feita por meio de uma bússola magnética e de um clinômetro.

Os espécimes foram submetidos a desmagnetizações por campo magnético alternado e em alguns poucos casos foi empregada a desmagnetização térmica. Atribuindo-se peso unitário a cada sítio foi determinada a direção média da magnetização remanescente característica de cada uma das áreas estudadas.

As rochas vulcânicas do período Jurássico, localizadas na borda oeste da Bacia do Maranhão (Porto Franco-Estreito), apresentaram uma direção média em que $D = 3.9^\circ$, $I = -17.9^\circ$ com $\alpha_{95} = 9.3^\circ$, $k = 17.9$, $N = 15$ e todos os sítios apresentaram polaridade normal. Para esta área foi determinado o polo paleomagnético de coordenadas $85.3^\circ N$, $82.5^\circ E$ ($A_{95} = 6.9^\circ$) que se localiza próximo a outros polos paleomagnéticos conhecidos para esse período.

As rochas da borda leste da Bacia do Maranhão (Teresina-Picos-Florianópolis) de idade cretácica inferior apresentaram uma direção média de magnetização remanescente característica tal que $D = 174.7^\circ$, $I = +6.0^\circ$ com $\alpha_{95} = 2.8^\circ$, $k = 122$, $N = 21$ e todos os sítios apresentaram polaridade reversa. O polo paleomagnético associado a elas apresentou por coordenadas $83.6^\circ N$, $261.0^\circ E$ ($A_{95} = 1.9^\circ$) e mostrou concordância com outros polos sul americanos de mesma idade.

No Rio Grande do Norte foi estudado um enxame de diques toleíticos também de idade cretácica inferior, cuja direção média da magnetização remanescente característica encontrada foi $D = 186.6^\circ$, $I = +20.6^\circ$, com $\alpha_{95} = 14.0^\circ$ e $k = 12.9$, $N = 10$. Os sítios desta área apresentaram magnetizações com polaridades normal a reversa. O polo paleomagnético obtido se localiza em $80.6^\circ N$ e $94.8^\circ E$ com $A_{95} = 9.5^\circ$.

O estudo das rochas vulcânicas da província magmática do Cabo de Santo Agostinho indicou para a região um valor de $D = 0.4^\circ$, $I = -20.6^\circ$ com $\alpha_{95} = 4.8^\circ$ e $K = 114$, $N = 9$ para a magnetização remanescente característica. Todos os sítios apresentaram polaridade normal e o polo paleomagnético determinado apresentou as seguintes coordenadas: $87.6^\circ N$, $135^\circ E$ com $A_{95} = 4.5^\circ$.

Foi discutida a eliminação da variação secular das direções obtidas, de forma que cada polo apresentado nesta dissertação é verdadeiramente um polo paleomagnético.

A análise dos minerais magnéticos portadores da remanência, efetuada por curvas termomagnéticas ou por difração de Raio-X, indicou na maior parte das ocorrências, a presença de titanomagnetita pobre em titânio. A presença de maguemita e algumas vezes hematita, na maior parte das vezes resultado de intemperismo, não anulou a magnetização termoremanente associada à época de formação da rocha, que foi determinada após a aplicação de técnicas de desmagnetização aos espécimes. Pelas curvas termomagnéticas obteve-se, para a maioria das amostras, uma temperatura de Curie entre 500 e $600^\circ C$. Os casos mais frequentes indicaram a ocorrência de titanomagnetita exsolvida, em que foram observadas a presença de uma fase próxima à magnetita e outra fase rica em titânio, próxima à ilmenita, resultado de oxidação de alta temperatura.

A segunda parte do trabalho diz respeito à determinação da época de abertura do oceano Atlântico Sul por meio de dados paleomagnéticos. Entretanto ao invés de se utilizar o procedimento comumente encontrado na literatura, e que se baseia nas curvas de deriva polar aparente de cada continente, foi aplicado um teste estatístico que avalia a probabilidade de determinada posição relativa entre os continentes ser válida ou não, para determinado período em estudo. Assim foi aplicado um teste F a polos paleomagnéticos da África e da América do Sul, dos períodos Triássico, Jurássico, Cretáceo Inferior e Cretáceo Médio-Superior, tendo sido estudadas situações que reconstituem a posição pré-deriva dos continentes e configurações que simulem um afastamento entre eles.

Os resultados dos testes estatísticos indicaram, dentro de uma probabilidade de erro de menos de 5%, que a configuração pré-deriva de Martin et al (1981) é compatível com os dados pa

leomagnéticos do Triássico, mas apresenta uma diferença significativa para os paleopolos de Jurássico, Cretáceo Inferior, Cretáceo Médio-Superior. Outras reconstruções pré-deriva testadas apresentaram o mesmo resultado.

A comparação entre os polos paleomagnéticos da América do Sul e da África, segundo uma reconstrução que admite uma pequena abertura entre os continentes, como a proposta por Sclater et al (1977) para 110 m.a. atrás, indicou que os dados do Triássico não são compatíveis com este afastamento. Por outro lado os paleopolos do Jurássico e do Cretáceo Inferior, embora mais antigos que a data sugerida pela reconstrução, são consistentes com esta separação dentro de uma probabilidade de erro de menos de 5%.

Os dados do Cretáceo Médio-Superior se mostraram consistentes com a reconstrução sugerida para 80 m.a. atrás por Francheteau (1973) e que propõe uma separação maior entre os continentes.

Com base na premissa de deslocamentos de blocos continentais rígidos a análise dos resultados obtidos indicou que América do Sul e África estavam unidas por suas margens continentais opostas no período Triássico e que uma pequena separação entre estes continentes, provavelmente devida a uma rutura inicial, ocorreu no Jurássico e se manteve, então, aproximadamente estacionária até o início do Cretáceo Inferior. Esta conclusão difere da maior parte dos trabalhos que discutem a abertura do oceano Atlântico Sul.

Os dados do Cretáceo Médio-Superior são compatíveis com um afastamento rápido e significativo entre os continentes naquele período.

ABSTRACT

In the first part of this paper palaeomagnetic and rock magnetism investigations were developed in volcanic samples from the Northeast of Brasil. The age of the samples spans the Jurassic and Cretaceous periods.

To accomplish this task four areas were studied and a total of 495 samples from 56 sites were analysed. A portable drilling machine with 2.5 cm core diameter was used to collect the samples. The orientation of the samples were obtained by means of a magnetic compass, and a clinometer.

The specimens were submitted to alternating field de magnetization and in, a few cases, to thermal demagnetization. Giving unit weight to each site the mean direction of the characteristic remanent magnetization of each one of the studied areas were determined.

The volcanic rocks from Jurassic, lying in the western part of the Maranhão Basin (Porto Franco - Estreito), yielded the mean direction: declination $D=3.9^\circ$, inclination $I=-17.9^\circ$, with the circle of 95% of confidence $\alpha_{95}=9.3^\circ$, precision parameter $k=17.9$, number of sites $N=15$. All sites showed normal polarity. For this area was determined a palaeomagnetic pole with coordinates $85.3^\circ N$, $82.5^\circ E$ (circle of 95% of confidence $A_{95} = 6.9^\circ$) that is situated near other known palaeomagnetic poles for this period.

The Lower Cretaceous rocks from the eastern part of the Maranhão Basin (Teresina-Picos-Floriano) yielded a mean direction for the characteristic remanent magnetization having $D= 174.7^\circ$, $I=6.0^\circ$, $\alpha_{95}=2.8^\circ$, $k=122$, $N=21$. All sites showed reversed polarity. The calculated palaeomagnetic pole associated with these rocks has coordinates $83.6^\circ N$, $261.0^\circ E$ ($A_{95}= 1.9^\circ$) and is in agreement with other South American poles of the same age.

In Rio Grande do Norte a swarm of Lower Cretaceous tholeiitic dikes was studied having a characteristic mean

direction with $D = 186.6^\circ$, $I = 20.6^\circ$ with $\alpha_{95} = 14.0^\circ$, $k = 12.9$, and $N = 10$. The sites in this area showed mixed polarity. The computed palaeomagnetic pole is located at $80.6^\circ N$ and $94.8^\circ E$ with $A_{95} = 9.5^\circ$.

The study of the volcanic rocks of the magmatic province of Cape Santo Agostinho yielded the following values for the characteristic remanent magnetization $D = 0.4^\circ$, $I = -20.6^\circ$ with $\alpha_{95} = 4.8^\circ$, $k = 114$, $N = 9$. All sites showed normal polarity and the calculated paleomagnetic pole has the coordinates: $87.6^\circ N$ $135^\circ E$ with $A_{95} = 4.5$.

The secular variation of the obtained directions was discussed so that each pole presented in this paper is really a palaeomagnetic pole.

The analysis of the magnetic minerals of these samples was done by thermomagnetic curves and by X-ray diffraction. In most cases the magnetic phase in the rocks is mainly titanomagnetite with poor titanium content. Maghemite and sometimes hematite, usually a product of weathering, did not obscure the initial thermoremanent magnetization of these rocks. Generally the determined Curie temperature lies between $500-600^\circ C$. Frequently it was observed that the exsolved titanomagnetite has a phase near magnetite and another phase rich in titanium, near ilmenite, as a result of high temperature oxidation.

The second part of this paper deals with the determination of the time of the opening of the South Atlantic ocean by means of palaeomagnetic data. In this paper, however, instead of using the polar wandering paths of the continents (the usual method) statistical tests were applied that give the probability that a certain configuration for the two continents be consistent or not with the palaeomagnetic data for a chosen period.

For the Triassic, Jurassic, Lower Cretaceous and Middle-Upper Cretaceous periods the palaeomagnetic poles for Africa were compared with the respective poles of South America in pre-drift configuration by means of an F-test. Other configurations that indicate some separation between the two continents were also tested.

The results of the tests showed that the pre-drift reconstruction after Martin et al (1981) is consistent with the palaeomagnetic data for Triassic, but there is a significant difference between the respective Jurassic, Lower Cretaceous and Middle-Upper Cretaceous palaeopoles for the two continents, with a probability of error of less than 5%. Other pre-drift reconstructions were tested and the results were the same.

Comparing the pole positions for South America and Africa in a configuration that indicates a small separation between the two continents, as the one suggested by Sclater et al (1977) for 110 m.y.B.P. one finds a significant difference for the Triassic data. For the Jurassic and Lower Cretaceous palaeomagnetic poles, which are, however, earlier than the suggested date of the reconstruction, the results are consistent with that separation of the continents with a probability of error of less than 5%.

The reconstruction for 80 m.y.B.P., after Francheteau (1973), indicating a larger separation between the continents, is consistent with the Middle - Upper Cretaceous palaeo magnetic poles.

Assuming the premise of the movements of crustal blocks relative to each other as rigid blocks, the results of the F-test indicated that South America and Africa were close together during Triassic. There was, nevertheless, a small separation between the continents in Jurassic, probably due to an earlier rifting event, and this separation was stationary until Lower Cretaceous time. This result is different from the most part of the papers that discuss the opening of the South Atlantic ocean.

The Middle-Upper Cretaceous data are compatible with a fast and significant spreading of the continents in that period.

1 INTRODUÇÃO

A deriva dos continentes tem sido um tema debatido desde o início deste século, quando Wegener (1915) apresentou seu livro "Die Entstehung der Kontinente und Ozeane". Dados de paleoclimatologia e paleontologia, a similaridade geométrica de margens continentais opostas, as estruturas geológicas truncadas que se ajustam quando essas margens são colocadas juntas foram as primeiras evidências utilizadas a favor da teoria. Em meados do século os trabalhos de paleomagnetismo e, pouco tempo depois, a descoberta e interpretação de seqüências magnéticas nos oceanos trouxeram uma contribuição independente a favor do deslocamento dos continentes. As pesquisas continuaram no sentido de se determinar a direção e velocidade do movimento e conseqüentemente a datação do início do movimento.

Dentro deste enfoque a determinação da época de abertura do Oceano Atlântico Sul, e, portanto, a separação entre a América do Sul e a África tem sido discutida por diversos pesquisadores. Embora a maioria dos autores seja unânime em datar a formação do Atlântico Sul no período Mesozóico, as idades encontradas na literatura diferem um tanto entre si.

Baseados em evidências geológicas e por cinemática de placas, Le Pichon e Hayes (1971), Dingle (1973), Campos et al (1974), Urien et al (1976), entre outros, encontraram que o oceano Atlântico Sul se formou entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior. Förster (1978) estudando faunas do sudeste da Nigéria e Van Andel et al (1977) com dados de sedimentos marinhos do "Deep Sea Drilling Project" (DSDP) chegaram à mesma conclusão.

Por outro lado autores como Reymont (1969) por evidências bioestratigráficas; Wright (1971), Siedner e Mitchell (1976), Sclater et al (1977), Sibuet e Mascle (1978) por evidências geológicas e tectônicas; Allard e Hurst (1969) e Leyden (1976) por estudos de evaporitos que bordejam as margens continentais da América do Sul e da África; e Maxwell et al (1970), Ludwig et al (1980) pelo estudo de testemunhos coletados no Atlântico Sul; Rabinowitz e LaBrecque (1979), Larson e Ladd (1973) por evidências geofísicas, foram de opinião que a abertura se deu no Cretáceo Inferior.

Evidências geofísicas levaram ainda Funnell e Smith (1968) e Emery et al (1975) pelo estudo de anomalias magnéticas a concluir que a abertura do Oceano Atlântico Sul se processou no Jurássico, enquanto que Frakes e Crowell (1968) encontraram evidências em sedimentos glaciais que parte da Bacia do Atlântico Sul já existia no final do Paleozóico. A bacia não se estendia ao norte do paralelo 32°S onde América do Sul e África ainda estariam ligadas.

Evidências paleomagnéticas são menos numerosas. Valêncio e Vilas (1969, 1970) sugeriram que a fragmentação do bloco América do Sul - África provavelmente ocorreu no início do Jurássico. Num trabalho posterior em 1976 esses autores obtiveram que até o Cretáceo Inferior, América do Sul e África estiveram unidas por suas margens continentais e que a origem do Atlântico Sul datava do Cretáceo Superior, mas fizeram a ressalva que a idade da abertura foi interpretada com base em um polo paleomagnético africano de provável, mas ainda incerta, idade Cretáceo Inferior.

Gidskehaug et al (1975) estudando o paleomagnetismo e a idade K-Ar de rochas basálticas do sudoeste da África e comparando com dados da Serra Geral, encontraram que o Atlântico Sul não apresentava abertura apreciável há 112 m.a.

Schult e Guerreiro (1979), após determinarem polos paleomagnéticos para as rochas vulcânicas de idade mesozóica na Bacia do Maranhão, encontraram que a deriva dos continentes América do Sul e África, se afastando um do outro, ocorreu no Jurássico.

Mais recentemente Valêncio et al (1983) com base em dados paleomagnéticos, e partindo da premissa que a abertura do Oceano Atlântico Sul se deu no Cretáceo Inferior, sugeriram que ocorreu algum movimento na Gondwana Oriental, no Jurássico Médio-Superior, ao longo de uma estreita zona que, posteriormente, daria origem ao Atlântico Sul.

Pretende-se neste trabalho determinar a época de formação do Oceano Atlântico Sul segundo a metodologia empregada no artigo de Schult e Guerreiro (1979). Utilizar-se-á, porém, além dos polos paleomagnéticos determinados para as bordas oriental e ocidental da Bacia do Maranhão, os polos encontrados para a região

do Cabo de Santo Agostinho e para os diques mesozóicos do Rio Grande do Norte, obtidos posteriormente por estes autores, juntamente com outros pólos paleomagnéticos mais recentemente determinados para a América do Sul e a África.

Em resumo, o que se pretende fazer é tomar um conjunto de polos paleomagnéticos do continente sul americano, de determinado período dentro da era Mesozóica e, através de rotações convenientes reconstruir a situação pré-deriva em que a América do Sul e África formavam um único bloco. A nova posição dos polos americanos será comparada às posições de polos africanos de mesma idade, por meio de testes estatísticos. Estes testes indicam a probabilidade de a reconstrução ser válida para o período em estudo. O mesmo procedimento será feito para reconstruções que posicionam os continentes cada vez mais afastados um do outro.

Em termos de um teorema de Geometria Esférica, desenvolvido por Leonhard Euler no século XVIII, qualquer deslocamento de uma superfície esférica sobre ela mesma deixa um ponto fixo. Isto significa que ao se tomar o modelo de uma terra esférica, o movimento de uma placa em relação à outra fica completamente descrito por uma rotação única em relação a um eixo que passa pelo centro do globo. O ponto onde este eixo corta a superfície da Terra é o ponto fixo ou centro euleriano de rotação (figura 11).

A tarefa inicial deste trabalho de paleomagnetismo, que envolve rotação de polos paleomagnéticos em relação a centros eulerianos, é procurar, portanto, um modelo que apresente o melhor ajuste entre as margens continentais opostas, no caso a margem este da América do Sul e oeste da África.

Wegener sugeriu que o ajuste deveria ser feito pela plataforma continental, mas foi Carey o primeiro a mostrar que realmente o ajuste apresentava melhor resultado quando eram usadas as plataformas continentais ao invés das linhas costeiras (Bullard et al., 1965).

Bullard et al. (1965) concluíram que o melhor ajuste era obtido usando-se a isóbata de 500 braças que se encontra no talude continental. Com base nesses dados determinaram o centro de rotação localizado a 44°N 30.6°W com um ângulo de 57° que apresentou a melhor concordância entre os dois continentes.

Smith e Hallam (1970) usaram o método de Bullard et al.

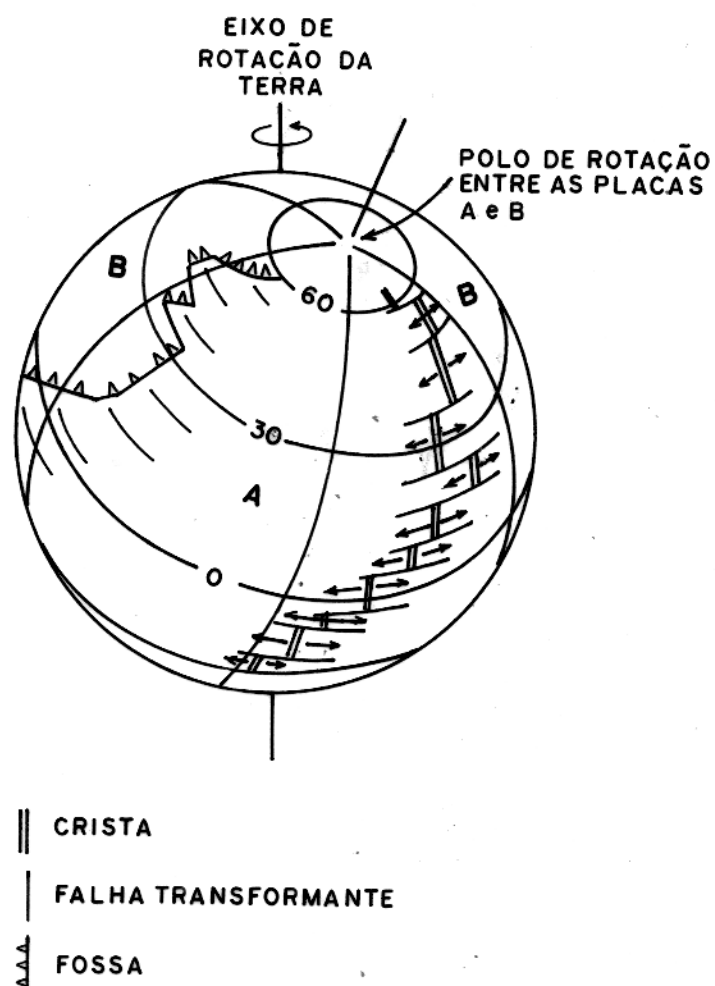


FIG. 1 - ROTAÇÃO DE PLACAS RÍGIDAS SOBRE O GLOBO. OS NÚMEROS 0°, 30°, 60° REFEREM-SE A LATITUDES EM RELAÇÃO AO POLO DE ROTAÇÃO.

(1965) para determinar o melhor ajuste geométrico entre os conti-
nentes segundo a linha de 500 fm. Das várias configurações possí-
veis escolheram aquelas geologicamente plausíveis. Algumas super-
posições e lacunas resultaram dessa montagem. Nesse sentido a mais
notável foi a superposição na área do golfo de Guiné, que entre-
tanto foi explicada por um desenvolvimento posterior à abertura
do oceano, com base em trabalhos estratigráficos que dataram es-
sas rochas como Terciário.

A reconstrução pré-deriva proposta por Bullard et al
(1965) e Smith e Hallam (1970) foi utilizada por muitos autores,
Le Pichon e Hayes (1971), Ladd (1976), Sclater et al (1977), Sibuet
e Mascle (1978).

Outras reconstruções pré-deriva foram ainda propostas,
como a sugerida por Leyden (1976), que baseado na ocorrência de
sal na margem brasileira e africana, propôs o limite do sal como
o contorno a ser usado nos ajustes dos continentes.

O trabalho de Rabinowitz e LaBrecque (1979) se baseou
fundamentalmente nas anomalias magnética e gravimétrica que bor-
dejam as margens continentais do sul do oceano Atlântico Sul. Es-
sas anomalias foram modeladas como bordas de separação entre cro-
sta oceânica e crosta continental. Esse ajuste forneceu um novo
polo de rotação (45.5°N , 32.2°W com um ângulo de 57.5°) para o
fechamento total do oceano Atlântico Sul e eliminou na sua maior
parte, as superposições e buracos encontrados nas reconstruções
anteriores. As paleorreconstruções efetuadas com este novo polo
alinham as bordas marinhas do sal nas margens dos continentes.

Rickard e Belbin (1980) propuseram um outro arranjo pa-
ra a Pangea com base num mar de Tethis não tão aberto quanto o
proposto pela reconstrução de Bullard et al (1965) e Smith e
Hallam (1970). Eles testaram esta nova reconstrução com base em
dados tectônicos, geológicos e paleomagnéticos e verificaram o
estabelecimento de um padrão mais coerente para as orogenias do
Paleozóico Inferior. O polo de rotação obtido para o afastamento
da América do Sul da África tem por coordenadas 44.07°N , 30.12°W
e um ângulo de rotação de 56.68° .

Martin et al (1981) apresentaram um novo conjunto de pa-
râmetros para a reconstrução total da tectônica das placas da Amé-
rica do Sul e África (polo euleriano: 46.75°N , 32.65°W e ângulo

de rotação: 56.40°) que se baseou na concordância de estruturas geológicas pré-deriva que segundo os autores é a mais perfeita e independe de uma definição precisa do limite crosta continental-oceânica. Os autores argumentaram que o ajuste proposto por Bullard et al (1965), utilizado por mais de uma década, deixa uma brecha de 75 Km entre as margens dos dois continentes, no ajuste do platô de Falkland à África do Sul. Esta lacuna foi reduzida pela reconstrução proposta por Rabinowitz e LaBrecque (1979), que entre tanto exarcebou alguns dos problemas de superposição inerentes no ajuste de Bullard et al (1965). Martin et al (1981) chamaram a atenção para o fato de ser aceitável uma superposição no delta do Niger mas não concordaram com a superposição de 35 Km de rochas do embasamento Pré-Cambriano, encontrado no ajuste de Rabinowitz e LaBrecque.

Uma vez estabelecida a situação pré-deriva, vários autores dedicaram-se a estudar a evolução da abertura do Atlântico Sul. Le Pichon (1968) procurou descrever a abertura em termos de cinemática de placas e distinguiu duas fases, uma até a época da anomalia 31 (Paleoceno) e a outra da anomalia 31 ao presente, que descreve a evolução durante a época Cenozóica. Le Pichon e Hayes (1971) introduziram o conceito de cadeias de fraturas marginais e reinvestigaram a evolução do Atlântico Sul no período anterior a 80 m.a. Ladd (1976) estudando anomalias magnéticas do Atlântico Sul entre 10° e 50° S propôs uma evolução para a separação da América do Sul da África com base nas anomalias 34, 31, 20, 13 e 5 respectivamente de idades de 84, 72, 49, 38 e 9 m.a.

Sibuet e Mascle (1978) apresentaram uma evolução cinemática para as placas, com base nas determinações da tendência das zonas equatoriais de fratura entre as margens continentais da África e da América do Sul. Determinaram assim quatro fases principais de abertura datadas principalmente pelas anomalias magnéticas M0, A34 e A13 ($\sim$ 108, 84, 38 m.a., respectivamente).

De acordo com Martin et al (1981), durante os estágios iniciais de deriva entre América do Sul e África, a cinemática da rotação relativa deve ter sido intensamente restringida pela orientação e comprimento da zona de cisalhamento intracontinental entre os platôs de Falkland e Agulhas, este último na África do Sul. Como não há evidências de compressão na África do Sul du

rante o Cretáceo Inferior, rotações que causam convergência entre dados opostos da zona de fratura Agulhas/Falkland, foram consideradas por eles de mau ajuste. Desse modo preferiram os polos de Rabinowitz e LaBrecque (1979), Rickard e Balbin (1980) aos polos de Le Pichon e Hayes (1971) e Sibuet e Mascle (1978).

Neste trabalho foi utilizada a reconstrução pré-deriva sugerida por Martin et al (1981) pois a mesma leva em conta ajuste de estruturas definidas por dados geofísicos e geológicos e não necessita de uma definição tão precisa dos limites das margens continentais opostas da América do Sul e da África.

2 ASPECTOS TECTÔNICOS DAS ÁREAS ESTUDADAS

A Plataforma Sul Americana foi consolidada logo após o final do Pré-Cambriano. Segundo Almeida (1969) a análise de sua evolução tectônica permite reconhecer três estádios bem determinados, cada um dos quais correspondendo à formação de rochas vulcânicas e sedimentares, estruturas e depósitos minerais típicos. O primeiro estágio denominado de Transição, compreendeu o período Cambriano-Ordoviciano. Este estágio retratou a mudança de um estado geossinclinal para o de plataforma estável. À medida que diminuiu a mobilidade tectônica tornaram-se menos intensos os processos de dobramento e os falhamentos passaram a ser os principais acidentes que acompanharam o soerguimento de cadeias de montanhas. As formações Maricá no Rio Grande do Sul e Camarinha no Paraná são exemplos deste fato, mostrando-se intensamente dobradas por compressão, mas sem metamorfismo.

A sedimentação neste estágio foi do tipo molássica com conglomerados, grauvas e arcósios. O vulcanismo freqüentemente do tipo ácido a intermediário. O grupo Bom Jardim no Rio Grande do Sul tem todas as características de uma seqüência vulcano-sedimentar continental, acumulada em bacia intermontana, em ocasião de ativa mobilidade de falhas, com intenso vulcanismo e alojamento de plutões granitóides subseqüentes. O grupo Castro no Paraná, a formação Guaratubinha na Serra do Mar, o grupo Itajaí em Santa Catarina, a formação Caapucu no Paraguai são exemplos de seqüência vulcano-sedimentar do estágio de Transição (Almeida, 1969).

O grupo Estância nos estados de Sergipe e Bahia mostra dobramentos suaves sendo deformado por falhas (Almeida, 1969).

No Nordeste a principal bacia de transição é a de Jaibas, junto à serra de Ibiapaba, no noroeste do Ceará. A bacia é preenchida por sedimentos de duas formações, separadas por discordância angular. Intenso magmatismo teve lugar antes da deposição da segunda formação, tendo-se formado derrames e intrusões de andesito, riolito, basalto e diabásio, assim como plutões de granito (Meruoca) e granodiorito (Almeida, 1969).

O segundo estágio, de Estabilização, apresentou condi

ções tectônicas da plataforma plenamente consolidada, caracterizada por calma tectônica que não encontrou similar no estágio precedente. Ocorreu, neste estágio, a subsidência de sinéclises, o soerguimento de escudos, arqueamentos, falhamentos locais e sedimentação ativa nas quatro grandes sinéclises: Bacia Amazônica, Bacia do Maranhão, Bacia do Paraná e Bacia do Chaco. Este estágio se estendeu do Siluriano ao Jurássico. (figura 2).

Os principais elementos estruturais que se apresentaram foram os escudos, os arqueamentos e as bacias sedimentares. Os escudos foram área de cratonização mais antiga que já haviam atuado como plataforma no ciclo Brasileiro (Escudo das Guianas e as plataformas do Guaporé e do São Francisco).

Os arqueamentos separaram bacias ou dividiram-nas em áreas menores de sedimentação. Na região amazônica têm-se os arqueamentos de Iquitos, que separou a Bacia do Alto Amazonas das bacias paleozóicas da margem andina da plataforma; Purus, que limitou a oeste as grandes transgressões marinhas do Siluriano e Devoniano e Gurupá que separou a fossa do Marajó da Bacia do Baixo Amazonas (Almeida, 1969). O arco Central do Paraguai separou as bacias do Chaco e do Paraná.

A evolução das sinéclises, ainda segundo Almeida (1969), se deu em duas fases, a primeira, denominada Talassocrática, (do Siluriano Inferior ao Carbonífero Inferior) se caracterizou pela ocorrência de transgressões marinhas. A segunda, chamada Geocrática, apresentou sedimentação continental com ingressões episódicas do mar. Estendeu-se do Carbonífero Superior ao Triássico. Neste estágio os sedimentos tomaram um caráter inteiramente diverso daquele das seqüências de Transição, sendo na sua maioria arenitos quartzosos, siltitos e folhelhos que freqüentemente preservaram os fósseis tão raros no estágio anterior. Outra feição característica foi o completo desaparecimento do vulcanismo ácido a intermediário. O magmatismo foi essencialmente basáltico toleítico.

O terceiro estágio, denominado por Almeida (1969) de Reativação apresentou intenso tectonismo de falhas, com formação de grabens, semi-grabens, horsts e outros acidentes devidos a falhas. Estas condições foram progressivamente se atenuando até um soerguimento epirogênico com desenvolvimento local de bacias de

falha. Apresentou intensa atividade vulcânica eventualmente acompanhada de plutonismo. Tal fenômeno foi particularmente ativo no Mesozóico e Cenozóico, e atingiu as mais diversas estruturas da plataforma, embora tenha apresentado nítida preferência pelas áreas que por último se consolidaram (Almeida, 1969).

As amostras coletadas para este trabalho, datam do estágio de "Reativação", de Almeida (1969), que está ligado ao desmembramento do continente Gondwana.

Almeida (1969) dividiu esse estágio em três fases. A primeira compreendendo do final do Jurássico ao Cretáceo Inferior pré-Aptiano, caracterizou-se pelo grande vulcanismo trapeciano e o alcalino que o acompanhou. A atividade de falhas foi muito intensa nas regiões da plataforma próximas ao litoral, com formações de grabens, semi-grabens, horsts e outros acidentes. A sedimentação foi do tipo continental desértica. As manifestações ígneas que tiveram lugar durante essa fase corresponderam ao rompimento dos continentes da Gondwana.

É dessa época que data o mais importante processo magmático da ^{Sul Americana} Plataforma Brasileira, que teve seu máximo de intensidade durante o Cretáceo Inferior. O quadro evolutivo do magmatismo básico, que teria atuado de modo seletivo, iniciou-se com manifestações na bacia Amazônica, a seguir na bacia do Maranhão se tornando progressivamente mais jovem para o sul na bacia do Paraná (Caldasso e Hama, 1978).

Thomaz Filho et al (1974), estudando as idades K/Ar de rochas basálticas da Bacia Amazônica, reconheceram pelo menos dois ciclos vulcânicos na porção norte da plataforma brasileira, e que são compatíveis com o conceito de estágio de "Reativação" de Almeida (1969). O primeiro teve início no Permiano Inferior se estendendo até o Triássico Superior e, segundo os autores, está relacionado à abertura do Atlântico Norte. O segundo ciclo, que ocorreu durante todo o Jurássico, está relacionado à abertura do Oceano Atlântico Sul. Rezende (1971-1972) atribuiu idade triássica à cretácica inferior aos eventos magmáticos ocorridos nas bacias do Amazonas e do Maranhão. Caldasso e Hama (1978), estudando as rochas basálticas da Bacia do Maranhão, dataram também do Triássico as primeiras manifestações ígneas na região, no período pós-Paleozóico, acrescentando que a atividade magmática, na

quela bacia, foi mais intensa durante o Jurássico, terminando no Cretáceo Inferior.

Quanto ao sul do país, um volume imenso de material basáltico de caráter toleítico, estimado em 650.000 Km^3 por Leinz et al (1967) e que constitui a maior massa de rocha vulcânica do mundo, cobrindo cerca de $1.200.000 \text{ Km}^2$, extravasou-se na Bacia do Paraná, formando grande número de derrames e intrusões rasas. A fase principal desta manifestação magmática ocorreu no Cretáceo Inferior.

A segunda fase, estendendo-se do Aptiano ao Eoceno foi definida por Almeida pela cessação do vulcanismo trapeano e pelo reaparecimento do vulcanismo alcalino, bem como pela ingressão do mar nas bacias costeiras que prosseguiram em sua evolução.

A terceira fase de reativação foi assinalada pelo progressivo arrefecimento da atividade vulcânica, que no Brasil se concentrou na região costeira, até sua extinção moderna. Há exemplos de importantes centros eruptivos desta fase no Paraguai Oriental (Almeida, 1969).

Estas fases estão bem representadas na região Nordeste do país, onde este trabalho foi desenvolvido. Relacionados à prímeira fase encontram-se, na Bacia do Maranhão, derrames basálticos e intrusões de diabásio que se processaram preferencialmente através dos fraturamentos desenvolvidos ao longo da borda oeste da bacia. As amostras coletadas na região de Porto Franco - Estreito dizem respeito a esses derrames. As últimas manifestações hipoabissais com soleiras e diques de diabásio, ligadas a essa fase incidiram preferencialmente ao longo da borda leste da bacía. As amostras de Teresina, Picos, Floriano pertencem a essa época. São conhecidos ainda, diques de diabásio pertencentes a essa fase, em muitas regiões do Nordeste, fora da bacia do Parnaíba, (Almeida, 1969). Entre eles estão incluídos os diques do Rio Grande do Norte estudados neste trabalho.

Data da segunda fase do estágio de Reativação a intrusão do granito cratônico do Cabo, em Pernambuco, o mais notável fenômeno magmático que então se processou no Nordeste do país. Associado a ele ocorreram derrames e diques de riólito, traquito, andesito e comendito. Amostras desses diques foram coletadas para este trabalho perto do Cabo de Santo Agostinho.

Durante o Oligoceno e o Mioceno centros eruptivos existiram na área costeira do Nordeste do Brasil, alimentados por olivina-Basaltos, fonólitos e Basaltos alcalinos (Almeida, 1969). É dessa fase a ocorrência de rochas basálticas alcalinas de idade terciária encontradas na região Nordeste, nos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, (Sial, 1976a).

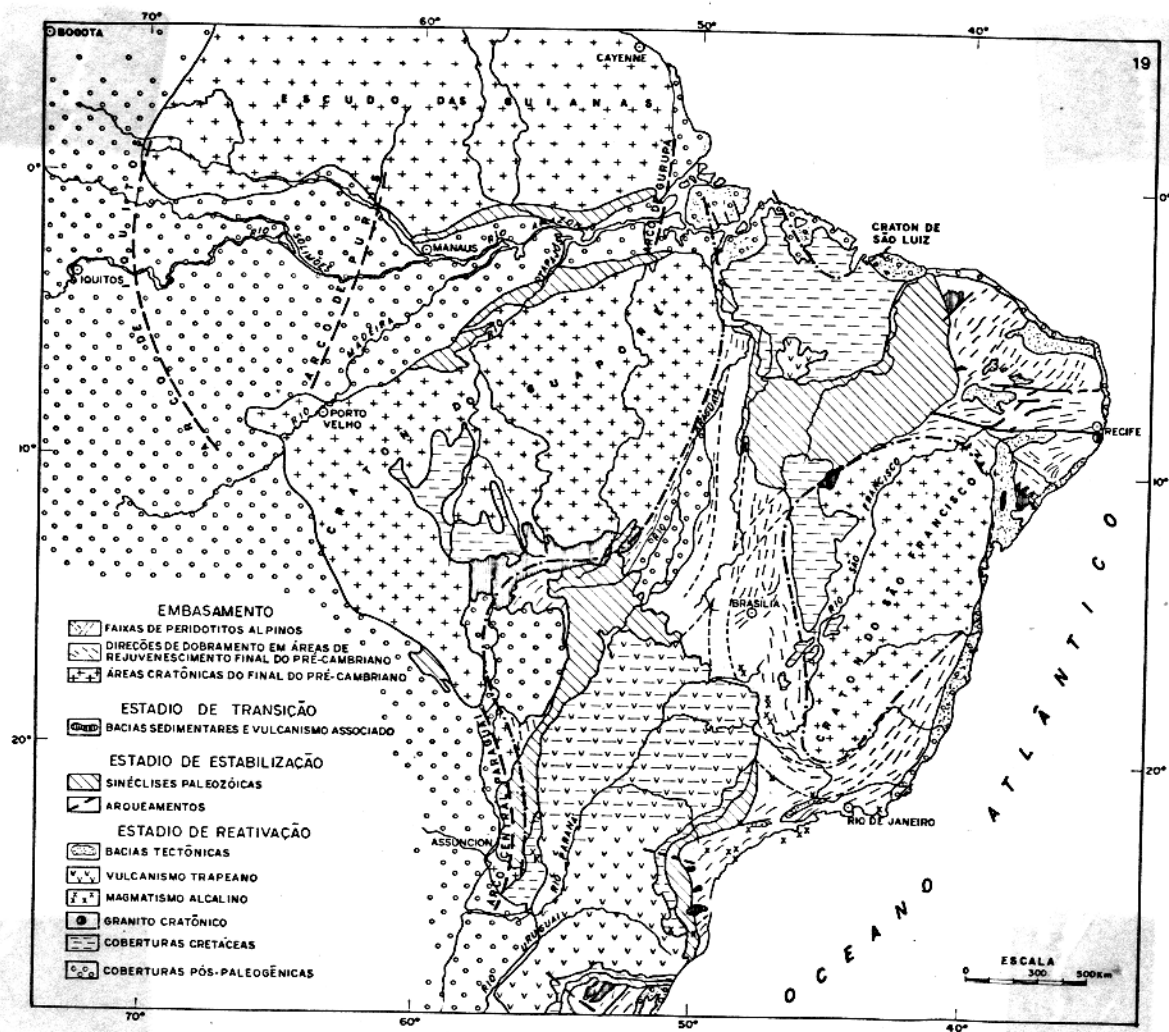


FIG. 2 - EVOLUÇÃO ESTRUCTURAL DA PLATAFORMA BRASILEIRA.
(Segundo Almeida, 1969).

3 ASPECTOS TEÓRICOS DOS TRABALHOS EM PALEOMAGNETISMO

3.1 A Magnetização Remanescente

3.1.1 Aquisição da Magnetização

O paleomagnetismo se baseia fundamentalmente no fato que algumas rochas podem adquirir, em um determinado tempo, uma magnetização remanescente produzida pelo campo magnético da Terra.

O método de estudo tem por base as seguintes hipóteses, O'Reilly (1976):

- (i) Os minerais magnéticos tornam-se magnetizados no campo geomagnético da época de formação da rocha encaixante.
- (ii) O magnetismo fóssil que é medido, é um registro fiel da direção, e possivelmente intensidade, do campo geomagnético antigo, mantido durante o tempo geológico.
- (iii) O campo geomagnético, ao se tomar a média, se equivale ao campo de um dipolo axial colocado no centro da Terra. Esta é uma característica predominante e tem persistido através do tempo geológico.

A consistência da história do campo geomagnético, no espaço e no tempo, baseada nestas informações, sugere que as mesmas são justificadas.

O registro paleomagnético é impresso por uma ação combinada do campo geomagnético e de uma perturbação ativa na ocasião da formação da rocha. Assim o magnetismo fóssil pode ser adquirido por resfriamento a partir de temperaturas muito altas, neste caso a magnetização é denominada termoremanescente ou magnetização remanescente térmica (TRM), ou durante a formação de minerais magnéticos a baixa temperatura dando origem à magnetização remanescente química (CRM). Pode ainda ocorrer num sedimento pelo alinhamento de partículas magnéticas quando é chamada magnetização remanescente detritica (DRM).

Em rochas ígneas a magnetização ligada à época de formação da rocha é principalmente do tipo termoremanescente.

O fato de as rochas ígneas se magnetizarem no campo magnético da Terra à medida que resfriam e a TRM assim adquirida ser

frequentemente estável, mesmo na escala de períodos geológicos, faz a TRM ser uma propriedade magnética das rochas de extrema importância. Na discussão a seguir a TRM de que se tratará está relacionada a campos pequenos quando comparados às coercitividades dos minerais à temperatura ambiente, ou seja, a campos comparáveis ao da Terra (não mais do que 1 Oe).

A equação básica dos fenômenos de ativação térmica dá a probabilidade dP ($\ll 1$) de uma mudança ocorrer num intervalo de tempo dt , em termos da energia de ativação E (que é portanto a "altura" da barreira de energia que deve ser transposta térmica mente de modo que a mudança ocorral e da temperatura absoluta T (Stacey e Banerjee, 1974):

$$dP = C \exp \left(-\frac{E}{kT} \right) dt$$

onde k é a constante de Boltzmann e C é um fator de frequência numericamente alto (estimativas indicam uma variação de 10^9 - 10^{13} s^{-1} , Stacey e Banerjee, 1974). Desse modo o tempo característico para o desenvolvimento de um processo, que aparece como tempo de relaxação nas teorias de TRM, é dado por:

$$\tau = \left(\frac{dP}{dt} \right)^{-1}$$

$$\tau = \frac{1}{C} \exp \left(\frac{E}{kT} \right)$$

Como exemplo da sensibilidade de τ a pequenas variações de E/kT pode-se observar que se $\frac{E}{kT} = 18,4$, $\tau = 1$ segundo, entre tanto para $\frac{E}{kT} = 57,6$, $\tau = 10^{17}$ segundos (o que corresponde a 3×10^9 anos, a idade das rochas mais antigas). Observa-se portanto que uma pequena variação na temperatura (ou na energia E) produz um efeito muito forte no tempo de relaxação. Este fato deu origem ao conceito de temperatura de bloqueio de Néel, que é o centro de todas as teorias de magnetização termoremanescente. A temperatura crítica em que o tempo médio necessário para uma mudança na magnetização torna-se muito maior do que a escala de tempo da observação é denominada temperatura de bloqueio e determina a mudança abrupta do estágio superparamagnético ao estágio estável de magnetização permanente. O conceito de temperatura de blo

queio foi definido por Néel para modelos magnéticos de mono-domínio, entretanto o conceito pode ser estendido também a grãos com multi-domínios.

Uma partícula com apenas um domínio magnético e com anisotropia uniaxial possui duas posições estáveis para o momento magnético, separadas por uma barreira de potencial E (que é igual a $K_u v$ na ausência de um campo, onde K_u = anisotropia uniaxial e v = volume). Na ausência de um campo aplicado ambas as posições têm igual probabilidade de ocupação e uma magnetização remanescente de valor inicial $J_r(0)$ decairá segundo a equação:

$$J_r(t) = J_r(0) \exp(-t/\tau)$$

$$\frac{1}{\tau} = f_0 \exp\left(-\frac{K_u v}{kT}\right)$$

onde f_0 , agora no lugar de C , é chamado o fator de frequência. Na presença de um campo magnético as posições estáveis são dispostas em dois níveis de energia do modo que a probabilidade de se ocupar o nível que corresponde à magnetização paralela ao campo aplicado é maior do que a antiparalela. A direção de magnetização é fixada na temperatura de bloqueio. Para um conjunto de n grãos alinhados a intensidade da magnetização é aumentada por um fator n .

Em grãos com multi-domínios a magnetização remanescente é induzida por movimentos irreversíveis das paredes dos domínios ao cruzarem barreiras de energia e atingirem um novo potencial mínimo. Como este processo pode ser termalmente ativado as paredes dos domínios, e portanto grãos de multidomínios, têm temperaturas de bloqueio. Em temperaturas altas as paredes dos domínios têm maior mobilidade para encontrar a posição de energia total mínima, mas são imobilizadas pelo resfriamento e assim congelam a magnetização da alta temperatura. Entretanto o processo de bloqueio não é tão simples como no caso de monodomínios, porque todas as paredes dos domínios de um único grão se fixam segundo um padrão e interagem mutuamente entre si. A perturbação portanto atinge o grão como um todo. Um grão de multi-domínios na temperatura de bloqueio tem magnetização espontânea em cada um de seus domínios, mas a estrutura do conjunto é tal que, na ausência de

um campo externo, a distribuição do fluxo magnético interno não produz momento magnético resultante. Quando um pequeno campo H é aplicado o estado de momento zero não é mais o de energia mais baixa, a estrutura do domínio é um pouco modificada e o grão apresenta magnetização paralela ao campo.

Pequenas partículas de multi-domínios que possuem poucas paredes apresentam pseudô-mono-domínios cujas propriedades magnéticas se parecem àsquelas de mono-domínios (Stacey e Banerjee, 1974).

Da discussão sobre TRM é importante notar que a magnetização não é adquirida como um todo na temperatura de Curie. Um espécime adquirirá o que se chama de termoremanência parcial se for resfriado sob a ação de um campo magnético dentro de um intervalo limitado de temperatura e o restante do resfriamento se processar em campo nulo. Os grãos cujas temperaturas de bloqueio se situam dentro do resfriamento processado sob a ação do campo magnético, adquirirão termoremanência, os demais não. As magnetizações termoremanescentes parciais (PTRM) adquiridas em intervalos distintos de temperatura são independentes entre si. Isto significa que a TRM total adquirida ao se resfriar um espécime sob a ação de um campo magnético, desde o maior valor do ponto de Curie dos minerais que constituem a amostra até a temperatura ambiente, é igual à soma das PTRM adquiridas separadamente em diversos intervalos de temperatura que juntos constituem o espectro de temperatura, que é normalmente da ordem de dezenas de graus.

Embora os processos que envolvem a magnetização das rochas sejam extremamente complexos é válido se admitir, sem se incorrer em erros graves, que as rochas ígneas adquirem magnetização do tipo termoremanescente, por ocasião da formação das mesmas. Entretanto elas podem adquirir vários outros tipos de magnetização, tanto subitamente quanto vagarosamente, que se superpõem à magnetização inicial;

- (1) Quando há a formação de um mineral magnético por um processo químico ou mudança de fase e a temperatura está abaixo do ponto de Curie, a remanência adquirida no campo magnético é conhecida como magnetização remanescente química (CRM). O reconhecimento que CRM pode ser importante em rochas ígneas é um tanto recente (Stacey e

Banerjee, 1974). As rochas vulcânicas submetidas a um resfriamento rápido e não sujeitas a um reaquecimento moderado apresentam indiscutivelmente TRM. Entretanto a lava pode permanecer com temperaturas da ordem de 100°C , anos após a erupção como atestam alguns casos históricos. A formação de novos minerais pode ocorrer ainda por oxidação de alta temperatura (aproximadamente superior a 500°C) ou por oxidação de baixa temperatura (abaixo de cerca de 300°C) (Petersen, 1976). A oxidação de alta temperatura em basaltos é responsável pelo aparecimento de lamelas de ilmenita exsolvidas em uma titanomagnetita pobre em titânio. A ilmenita é paramagnética à temperatura ambiente e assim incapaz de adquirir magnetização, mas a nova fase próxima à magnetita adquire magnetização. Entretanto como a oxidação é efetuada a uma temperatura superior ao ponto de Curie o mineral magnético apresentará uma TRM com a continuação do resfriamento. Se ocorrer uma oxidação de baixa temperatura a magnetização será do tipo remanescente química.

A aquisição da magnetização remanescente química é fisicamente muito semelhante ao processo de magnetização termoremanescente e é difícil distinguir entre as duas.

- (ii) Campos magnéticos fortes ou campos fracos combinados com flutuações térmicas comunicam energia suficiente para a rotação de momentos magnéticos ou movimento das paredes dos domínios. Assim materiais magnéticos são capazes de adquirir uma magnetização remanescente quando submetidos à ação de um campo magnético à temperatura ambiente. Esta magnetização é denominada magnetização remanescente isotérmica (IRM) e depende da intensidade do campo aplicado. A IRM adquirida num campo geomagnético é geralmente muito fraca quando comparada à TRM adquirida no mesmo campo magnético. Embora os minerais magnéticos das rochas possam adquirir IRM devido a campos mais fortes, por exemplo campos locais associados a descarga elétrica dos relâmpagos, tal remanência não é estável.
- (iii) Quando a exposição ao campo é por um longo período a magnetização se torna mais intensa que a IRM ordinária e é

denominada magnetização remanescente viscosa (VRM) e depende do tempo em uma determinada temperatura. As flutuações térmicas que ocorrem ao acaso tendem a mover ligeiramente as paredes dos domínios e se houver tempo suficiente, há uma tendência para as paredes se organizarem e apresentarem uma magnetização maior na direção do campo aplicado.

Resumindo, a TRM e a CRM estão associadas com transições magnéticas de altas barreiras de energia, e tempo de relaxação longo enquanto que IRM e VRM estão mais comumente associadas com variações magnéticas em baixas barreiras de energia e têm caracteristicamente tempo de relaxação curto.

3.1.2 Tratamento de Desmagnetização

Como consequência do exposto percebe-se que a amostra coletada para o estudo paleomagnético traz em si não apenas a informação básica sobre o campo magnético da época de formação da rocha, mas também informações espúrias associadas a eventos que ocorreram em épocas posteriores. A constatação desse fato deu origem ao desenvolvimento de técnicas de desmagnetização ou "lavagem magnética".

A soma de todas as magnetizações apresentadas pela rocha antes de qualquer tratamento em laboratório é denominada magnetização remanescente natural (NRM). Felizmente devido à presença de grãos magnéticos isolados no material, os diferentes tipos de magnetizações remanescentes que compõem a NRM têm propriedades tão distintas que, em geral, é possível separá-los. Os processos de desmagnetização mais comuns são a lavagem por campo magnético alternado, a lavagem térmica e a lavagem química. O requisito básico para um bom equipamento desmagnetizador é que ele possa progressivamente remover as magnetizações secundárias da NRM e que ao mesmo tempo não introduza qualquer magnetização espúria na amostra, que possa obscurecer ou mesmo dominar a NRM primária de interesse.

O uso da desmagnetização por campo magnético alternado foi introduzido em paleomagnetismo por Thellier e Rimbart (1954,

1955). O procedimento é essencialmente o mesmo usado em estudos convencionais de magnetismo onde a desmagnetização é efetuada ao se sujeitar o material a ciclos de histerese de amplitude decrescente. Dessa forma após as medidas de direção e intensidade da NRM o espécime é colocado em uma região de campo zero e submetido a um campo magnético alternado de intensidade de pico H_p , que é então vagarosamente reduzido a zero. As magnetizações de todos os domínios com força coercitiva menor que H_p seguirão o campo nos seus ciclos alternados. À medida que o campo é reduzido os domínios com coercitividades cada vez mais baixas se tornam fixos em orientações governadas pela estrutura do mineral magnético, num espécime isotrópico as orientações serão ao acaso.

A magnetização é então medida novamente e o processo repetido usando-se um valor mais alto para H_p . É necessário que o campo ambiente seja nulo e que as variações do campo alternado sejam simétricas de forma a prevenir o aparecimento de uma magnetização remanescente denominada anistérica (ARM).

A desmagnetização térmica foi também introduzida nos trabalhos de paleomagnetismo por Thellier (1937), ela pode se processar continuamente ou em etapas. No primeiro caso a intensidade e direção da magnetização do espécime são medidas durante o aquecimento, no segundo caso a amostra, após ser aquecida a uma temperatura T_1 , é resfriada numa região de campo magnético nulo e então medida a remanência. As componentes de temperatura de bloqueio menores que T_1 são destruídas. O processo é repetido a temperaturas cada vez maiores.

A desmagnetização química remove fisicamente os minerais portadores da remanência. O tratamento consiste em imergir a amostra numa solução de ácido clorídrico concentrado, por um determinado período de tempo, fazer a medida da magnetização resultante após o espécime ter sido lavado em água, e reimmergir a amostra numa solução limpa. Este procedimento é repetido tantas vezes quantas se achar necessário.

A escolha do método de lavagem a ser empregado depende do mecanismo de aquisição da magnetização o qual está relacionado à composição mineralógica do material. Os minerais das rochas ígneas tendem a ser muito sensíveis ao calor, podendo ocorrer mudanças químicas durante o experimento (por exemplo oxidação da

magnetita a hematita), e por este motivo são mais eficazmente tratados pelo uso de campos magnéticos alternados. Felizmente a coercitividade da maioria dos minerais nas rochas ígneas é baixa e dentro dos atuais limites técnicos dos equipamentos.

As rochas em que o mineral portador da magnetização é a hematita, (em geral rochas sedimentares) por sua vez, exigem equipamentos para desmagnetização por campo magnético alternado com valores de campo muito altos, pois possuem coercitividade muito elevada. Na maioria dos casos rochas que contêm hematita são desmagnetizadas termicamente.

A desmagnetização química, mais raramente empregada, tem sido utilizada principalmente em "sedimentos vermelhos". Em muitos casos é interessante combinar dois ou mais métodos de desmagnetização.

3.2 Análise Estatística

Os dados básicos em paleomagnetismo consistem geralmente de muitas direções de magnetização medidas em amostras orientadas. Um exame da lista de direções paleomagnéticas, polos, intensidades etc. pode dar uma idéia do valor médio e do espalhamento, mas é a análise estatística que permite a determinação real da direção média e da medida do espalhamento de observações individuais.

Uma ferramenta analítica que mostrou ser de grande utilidade para as interpretações paleomagnéticas foi o método estatístico proposto por Fisher (1953). O método foi originalmente desenvolvido para a análise de dados paleomagnéticos, entretanto é também apropriado para análise de outros dados apresentados como um conjunto de vetores ou linhas. Uma vez que o método diz respeito à análise de direções, a cada uma delas é dado um peso unitário, assim não há peso em favor daquela que apresentar maior intensidade. É comum se representar os vetores unitários como pontos em uma esfera de raio igual à unidade.

Dada uma amostragem de pontos dispersos em relação a um centro comum, a melhor estimativa deste centro (ou seja a direção média) é a do vetor soma dos vetores unitários das direções das várias observações. Nos estudos paleomagnéticos a direção de magnetização é definida pela declinação D (ângulo entre o norte verdadeiro e a componente horizontal no local de amostragem, medida positiva no sentido dos ponteiros do relógio) e a inclinação I (ân-

gulo entre o campo magnético e a horizontal, medida positivamente para baixo. Assim a direção D_i , I_i da i -ésima amostra correspondem três cossenos diretores tais que

$$\text{componente norte: } l_i = \cos I_i \cos D_i$$

$$\text{componente este: } m_i = \cos I_i \sin D_i$$

$$\text{componente vertical: } n_i = \sin I_i$$

de modo que a intensidade do vetor resultante R é dada por:

$$R = [(\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2]^{1/2}$$

enquanto que a direção média é obtida por:

$$D = \arctg \frac{\sum m_i}{\sum l_i}$$

$$I = \arctg \frac{\sum n_i}{[(\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2]^{1/2}}$$

Segundo a distribuição de Fisher, a densidade dos vetores da população estudada decresce com o aumento do ângulo sólido centrado na direção média, de acordo com a função da densidade de probabilidade:

$$P = \frac{K}{4\pi \sinh K} \exp (K \cos \theta)$$

A quantidade K é uma constante denominada parâmetro de precisão e descreve o agrupamento dos vetores em relação à sua direção média. Valores altos de K indicam grupos compactos e $K=0$ corresponde a uma população uniformemente distribuída por toda a superfície da esfera de raio unitário. A função P , por meio do produto $P d\Omega$, descreve a proporção de pontos que se espera numa área Ω da esfera, a uma distância angular θ da direção média. A quantidade $[K/4\pi \sinh K]$ é meramente um fator para tornar a integral de P sobre a esfera igual à unidade. A equação acima descreve a distribuição de pontos numa esfera e é análoga à distribuição gaussiana do plano.

A melhor estimativa K do parâmetro de precisão K é dada

por

$$K \approx k = \frac{N-1}{N-R} \quad \text{para } k > 3$$

onde N é o número total de direções e R é a soma dos vetores unitários das direções estudadas.

No nível de probabilidade $(1-P)$, a direção média verdadeira se localiza dentro de um cone circular sobre o vetor resultante R , e semi-ângulo $\alpha_{(1-P)}$ dado por:

$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N-R}{R} \left[\left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right]$$

Nas análises paleomagnéticas P é em geral tomado como 0.05, o que significa que há uma chance em vinte de a direção média verdadeira da população estar fora do cone de confiança especificado pela direção de R e pelo ângulo α_{95} . O círculo determinado por α_{95} na superfície da esfera é denominado círculo de 95% de confiança. Os dois parâmetros de precisão K e α_{95} indicam, portanto, a exatidão da direção média observada para um grupo de direções. Os resultados são tanto melhores quanto maior o valor de K e menor o de α_{95} . Como em todas as análises estatísticas os resultados tornam-se mais confiáveis quanto maior o número de dados utilizados. Em geral se recomenda: $N \geq 7$.

O espalhamento das direções em torno da média pode ser medido de um modo análogo ao desvio padrão numa distribuição gaussiana. O ângulo θ da distribuição fisheriana, definido como o ângulo formado entre a direção individual observada e a direção média, compreende, sobre a esfera, um círculo em torno da média, que abrange uma determinada percentagem. O círculo a que corresponde 63% dos pontos é conhecido como desvio padrão circular [$\theta_{63} \approx 81 K^{-1/2}$, θ_{63} expresso em graus].

O método da estatística de Fisher pode também ser usado para calcular α , K e a posição média dos polos geomagnéticos virtuais correspondentes às paleodireções encontradas.

Freqüentemente se deseja comparar a direção média obtida com uma determinada direção conhecida, por exemplo o campo magné

tico da Terra no local de amostragem. Nestes casos pode-se usar α diretamente. As duas direções são significativamente diferentes num determinado nível de probabilidade se o ângulo entre elas for maior do que α . Da mesma forma polos paleomagnéticos diferem significativamente de um determinado ponto conhecido se a distância entre eles exceder α .

Há ainda muitas situações em que se deve decidir se uma diferença entre as médias de duas populações deve ser atribuída a um acaso ou se a diferença obtida é realmente significativa e as duas médias provêm de populações com características distintas. Para se fazer essa comparação um critério usado em alguns casos é que duas direções médias são significativamente diferentes se os dois cones de confiança não se interceptam. Este critério entretanto não é absoluto uma vez que duas direções podem ser verdadeiramente diferentes mesmo se seus cones de confiança se interceptarem.

Para colocar tais comparações em base mais rigorosa se utiliza, em estatística, uma razão de variâncias ou distribuição F. O primeiro passo é formular a hipótese a ser testada de modo tal que a probabilidade de se rejeitar uma hipótese correta possa ser calculada. Admite-se, por exemplo, que duas direções são iguais. Como a afirmativa se baseia no fato de não haver diferenças entre as hipóteses, é denominada uma hipótese nula. Como a hipótese nula será considerada errada apenas quando F for grande, a decisão sobre a partir de que valor se deve rejeitar a suposição inicial dependerá dos níveis de probabilidade desejados. Watson (1956) desenvolveu o teste de significância apresentado a seguir:

Suponha-se que uma determinada população contenha N_1 direções individuais e um vetor resultante R_1 e uma segunda população respectivamente N_2 e R_2 . Admitindo-se que as populações tenham o mesmo valor de K, a relação

$$F = (N-2) \frac{(R_1 + R_2 - R)}{(N - R_1 - R_2)}$$

em que $N = N_1 + N_2$ e R é o módulo da soma dos vetores $\vec{R}_1$ e $\vec{R}_2$, é conhecida como teste F e pode ser comparada a tabelas com 2 e $2(N-2)$ graus de liberdade. Valores grandes desta razão sugerem

que a hipótese de duas direções médias idênticas é falsa pois a soma algébrica de $R_1 + R_2$ será muito maior do que a soma vetorial $\vec{R}$. Este teste se baseia na hipótese que os parâmetros de precisão das duas populações são os mesmos. Se a N_1 e N_2 corresponderem respectivamente os parâmetros K_1 e K_2 então a razão entre estes (que apresenta também uma distribuição F) é dada por:

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\text{variância com } 2(N_2 - 1) \text{ graus de liberdade}}{\text{variância com } 2(N_1 - 1) \text{ graus de liberdade}}$$

3.3 Cálculo do Polo Magnético

Uma vez conhecida a direção de magnetização é possível se calcular o polo paleomagnético correspondente a ela. Este parâmetro é importante porque possibilita a comparação entre resultados de diferentes localidades. As equações utilizadas se baseiam no modelo do campo magnético de um dipolo axial colocado no centro da Terra. Assim a relação entre a inclinação I do campo magnético no ponto de coordenadas (λ, ϕ) e este ponto é dada por

$$\text{tg } I = 2 \text{ tg } \lambda$$

e, por definição, $D = 0^\circ$

A ênfase principal do modelo é ser compatível com as características médias das variações de grandes períodos. Este modelo tem sido confirmado pelos dados de diversos locais para os últimos milhões de anos, quando se toma a média num intervalo de milhares de anos. Como consequência de o eixo geomagnético e o eixo geográfico coincidirem (assim como o equador geomagnético e o geográfico) mapas paleogeográficos com suas paleolatitudes obtidas por fontes diversas como geomagnetismo, paleoclimas, glaciações, posições de recifes de coral, etc, podem ser comparadas entre si. Entretanto o eixo do dipolo magnético correspondente às observações pode estar inclinado em relação ao eixo de rotação atual e dessa forma se convencionou posicionar o polo paleomagnético em relação à atual configuração de latitudes e longitudes.

Assim, se as direções do campo paleomagnético D, I são conhecidas em um determinado local de amostragem, de latitude e longitude respectivamente (λ_s, ϕ_s) , as coordenadas do polo paleomagnético (λ_p, ϕ_p) podem ser calculadas pelas equações :

$$\sin \lambda_p = \sin \lambda_s \cos p_s + \cos \lambda_s \sin p_s \cos D$$

$$(-90^\circ < \lambda_p < +90^\circ)$$

$$\phi_p = \phi_s + \beta \quad (\text{quando } \cos p_s \geq \sin \lambda_s \sin \lambda_p)$$

$$\phi_p = \phi_s + \beta + 180 \quad (\text{quando } \cos p_s < \sin \lambda_s \sin \lambda_p)$$

$$\sin \beta = \sin p_s \sin D / \cos \lambda_p \quad (-90^\circ \leq \beta \leq +90^\circ)$$

e a colatitude p_s varia entre 0° e 180° (McElhinny, 1973).

É conveniente notar-se aqui que as equações acima podem ser empregadas de dois modos fisicamente diferentes. A posição do polo pode ser calculada de direções do campo magnético medidas em amostras de uma mesma idade de um determinado sítio, ou o polo pode ser determinado a partir da direção média de vários sítios de uma mesma formação rochosa. No primeiro caso obtém-se um polo geomagnético virtual (VGPI), que representa em termos geológicos, um instante no tempo assim como os polos geomagnéticos atuais são instantâneos. No segundo caso trata-se de um polo paleomagnético (PP) e a informação que ele fornece deve cobrir um período de 10^4 anos ou mais, chegando mesmo a 10^6 anos em muitos casos. Outro aspecto a ser considerado é que os polos geomagnéticos virtuais agrupam-se em torno do polo magnético e dizem respeito ao dipolo geocêntrico inclinado, enquanto que os polos paleomagnéticos têm-se agrupado em torno do polo geográfico e são regidos pelo modelo do dipolo geocêntrico axial.

O fato de se determinar um polo paleomagnético significa portanto que a variação paleossecular foi eliminada ao se tomar a média dos dados de vários sítios.

3.4. A variação secular

O campo geomagnético sofre flutuações no tempo conforme se pode verificar pelos registros dos observatórios magnéticos. São assinaladas desde mudanças transientes, devidas a perturbações na Magnetosfera ou Ionosfera, a variações lentas da ordem de dezenas de milhares de anos. Estas últimas são conhecidas como variações seculares e são atribuídas a flutuações e irregularidades no núcleo externo da Terra.

A variação secular pode ser considerada proveniente de:

- (i) variações na intensidade e direção do campo não dipolar
- (ii) variações na intensidade do dipolo geocêntrico inclinado

(iii) variações na orientação do dipolo geocêntrico inclinado

Brock (1971) discute quatro modelos de variação secular que serão rapidamente descritos de acordo com a nomenclatura apresentada por Irving (1964).

Modelo A, devido a Irving e Ward (1964).

Neste modelo considera-se o campo de um dipolo geocêntrico axial de momento dipolar constante. A variação secular é devida a uma componente de intensidade fixa mas direção aleatória que perturba o campo dipolar. A variação secular S é função da latitude e se expressa por:

$$S = S_e (1 + 3 \sin^2 \lambda)^{-1/2}$$

onde S_e é o valor de S no equador e λ é a paleolatidade. Irving e Ward (1964) mostraram que $S_e = 46.8 h/H_e$ graus, em que H_e é a intensidade do campo dipolar no equador e h representa a intensidade da perturbação. Eles obtiveram um valor de 17.8° para S_e .

Modelo B, devido a Creer et al (1959) e Creer (1962b).

Novamente é usado um modelo baseado em apenas um parâmetro. Neste caso a variação secular é expressa em termos da intensidade da precessão do campo dipolar. Não foram levadas em conta componentes não dipolares.

Em termos do desvio padrão angular de direções a variação com a latitude é dada por:

$$S = S_D \left[\frac{5 - 2 \sin^2 \lambda}{2(1 + 3 \sin^2 \lambda)} \right]^{1/2}$$

onde S_D é o desvio padrão angular da precessão do dipolo.

Modelo C, Cox (1962) e Modelo D, Cox (1970).

O modelo D é uma versão aperfeiçoada do modelo C em que a precessão do dipolo é combinada com componentes não dipolares. O modelo D permite a utilização da variância angular de direções de acordo com:

$$S^2 = a^2 W_N^2 + b^2 W_D^2$$

em que o primeiro termo descreve variações devidas ao campo não dipolar e o segundo variações na precessão do dipolo. Os fatores W_N e W_D são calculados pelas equações:

$$W_N = [1 + 3 \sin^2 \lambda]^{-1/2}$$

$$W_D = \left[\frac{5 + 3 \sin^2 \lambda}{5 (1 + 3 \sin^2 \lambda)^2} \right]^{1/2}$$

enquanto que as constantes são expressas por

$$a^2 = \frac{q^2}{(1-r^2)^{3/2}} \left(\frac{180}{\pi} \right)^2$$

$$b^2 = \frac{5}{2} S_D^2$$

em que r é a razão da amplitude da oscilação do dipolo para o valor médio da mesma. Os demais termos têm o mesmo significado que apresentaram nas equações anteriores.

Baag e Helesley (1974), preocupados principalmente em explicar a variação paleossecular para a época de Brunhes, desenvolveram um quinto modelo que foi denominado pelos autores modelo E. Neste é admitida uma relação linear entre os campos dipolar e não dipolar e a variância S^2 é determinada pela expressão:

$$S^2 = S_D^2 + S_N^2 + 2 C_{DN} S_N S_D$$

onde S_D = desvio padrão angular da precessão do dipolo

S_N = dispersão angular do campo não dipolar

C_{DN} = coeficiente de correlação entre S_N e S_D tal que: $0 < C_{DN} \leq 1$

Neste modelo a variação secular fica definida num intervalo cujo limite inferior ($S_D^2 + S_N^2$) é igual à curva do modelo C e o limite superior, $(S_D + S_N)^2$ é definido pelo quadrado da soma do desvio devido à precessão do dipolo S_D e o desvio devido ao campo não dipolar S_N . O modelo descreve portanto uma região de dispersão em vez de uma curva de dispersão.

A dispersão angular é uma medida inversa do parâmetro de precisão k que descreve o espalhamento dos vetores. Segundo Cox (1969) o desvio padrão angular σ é preferível a k na análise de direções. Se δ_i é o desvio angular entre uma direção magnética individual e a média, então a estimativa s^2 da variância σ^2 da população é obtida por:

$$s^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \delta_i^2$$

onde N é o número de vetores unitários tomados no conjunto. Se δ_i for pequeno:

$$\delta_i^2 \approx 2(1 - \cos \delta_i)$$

de modo que

$$s^2 \approx \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N 2(1 - \cos \delta_i) = \frac{2(N-R)}{(N-1)} = \frac{2}{k}$$

em que R é a intensidade do vetor resultante.

Os limites de confiança para s foram estabelecidos por Cox (1969). Dessa forma os limites superior e inferior são respectivamente:

$$\frac{s_u}{s} = \left[\frac{2(N-1)}{P(\chi^2_{1-\alpha/2}, 2(N-1))} \right]^{1/2}$$

$$\frac{s_l}{s} = \left[\frac{2(N-1)}{P(\chi^2_{\alpha/2}, 2(N-1))} \right]^{1/2}$$

Essas razões se encontram tabeladas no trabalho de Cox (1969) para os níveis de significância $P = 0.05$ e $P = 0.01$.

Ao se discutir a variação secular é possível se usar tanto direções de magnetização quanto posições de polos geomagnéticos virtuais (VGP). Estes dois conjuntos convertem-se univocamente um no outro, para qualquer ponto do globo, uma vez que VGP

é definido como o campo dipolar responsável pela direção de magnetização observada no sítio em consideração. A relação entre polos e direções é muito simples embora diferentes configurações sejam obtidas ao se tomar um ou outro conjunto.

As equações para a dispersão angular dos polos geomagnéticos virtuais são análogas às equações de dispersão angular de direções. A diferença reside no fato de δ_1 , no caso de se tratar de VGPs, simbolizar a diferença entre a posição de um polo geomagnético individual e o polo médio do conjunto.

4 A AMOSTRAGEM

Neste trabalho foram estudadas as quatro principais ocorrências de rochas vulcânicas de idade mesozóica no Nordeste brasileiro. (figura 31).

O primeiro grupo é representado por extensos derrames basálticos toleíticos na bacia sedimentar do Maranhão. Esta bacia está localizada no norte do Brasil, a sudeste do delta do Amazonas. A bacia está situada principalmente nos estados do Maranhão e Piauí e seus limites se estendem ainda pelos estados do Pará, Goiás e Ceará. A bacia inicialmente era conhecida como bacia do Parnaíba, mas por alguma razão o nome foi mudado para Maranhão no início dos trabalhos de exploração executados pela PETROBRÁS (Mesner e Wooldridge, 1964). Segundo esses autores teria sido mais consistente reter o nome Parnaíba pois este rio domina a fisiografia da bacia da mesma forma que os rios Amazonas e Paraná dominam as suas respectivas bacias. Na borda oeste da bacia são encontrados os corpos extrusivos, cuja idade K-Ar, aceita por diversos autores, indica pertencerem ao período Jurássico.

O segundo grupo é constituído principalmente de diques e sills, localizados na borda oriental da bacia. Estes corpos intrusivos foram datados do Cretáceo Inferior e correlacionados aos extensos derrames ocorridos na mesma época na Bacia do Paraná.

O terceiro grupo de rochas vulcânicas forma a província magmática do Cabo de Santo Agostinho no estado de Pernambuco. Esta província está localizada ao sul de Recife. Diques, plugs, sills e lacólitos de andesitos, riolitos, e traquitos alojados na Formação Cabo e derrames basálticos formam os membros principais desta suite (Sial, 1976a), cuja idade comumente aceita é Cretáceo Superior.

O quarto grupo de rochas basálticas do Nordeste brasileiro é um enxame de diques de diabásio toleítico, a maior parte localizada no estado do Rio Grande do Norte, mas que se estende ainda nas regiões dos estados de Paraíba e Ceará. Este enxame é composto principalmente de seis sub-enxames (Rolff, 1965; Sial, 1975-b) a maioria com direção E-W, embora possam ocorrer também com outra orientação. Cortam o embasamento pré-cambriano e se estendem por mais de 200 Km (Sial, 1976a).

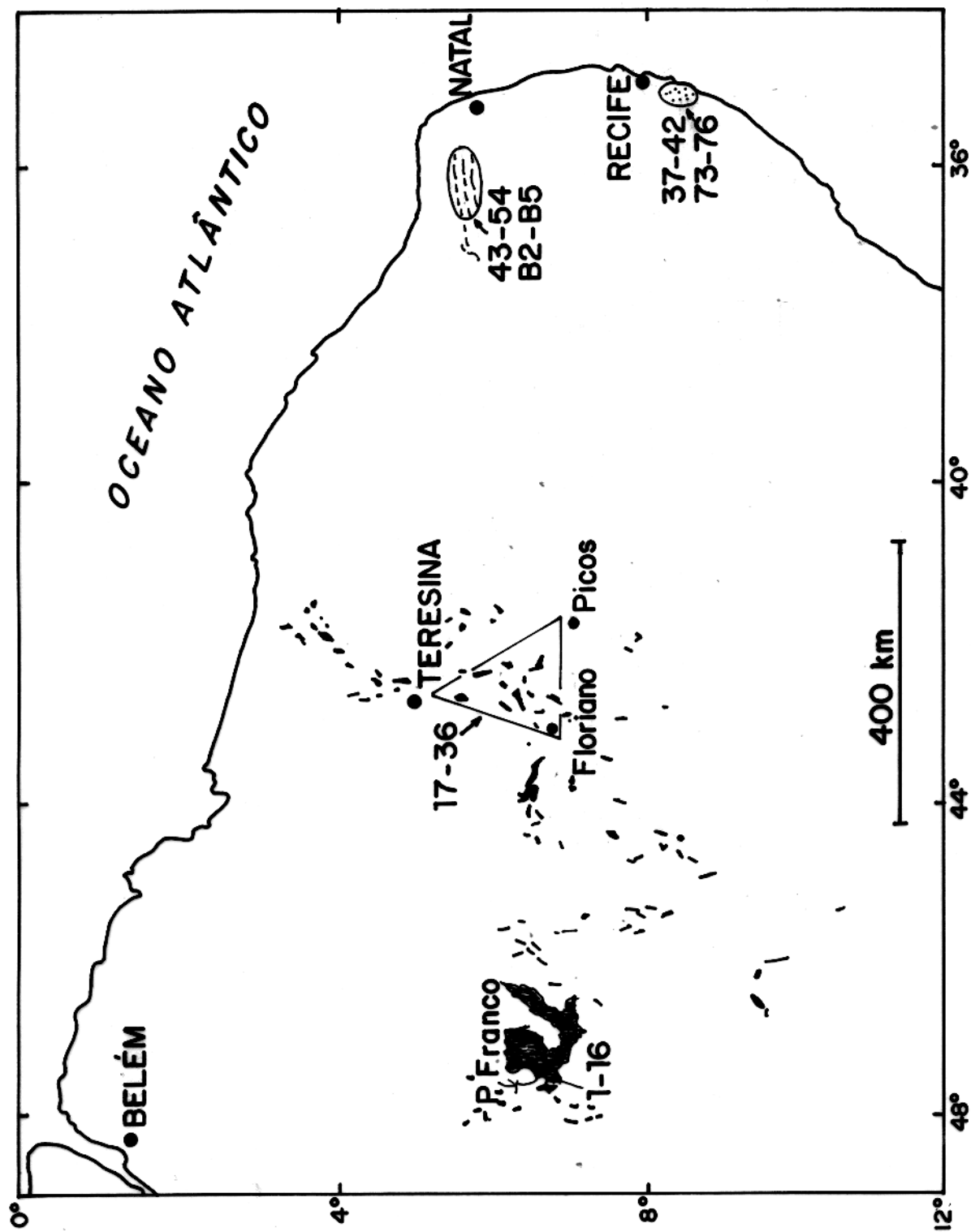


FIG. 3- MAPA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO AS ROCHAS VULCÂNICAS MESOZOICAS (Baseado em Sial et al., 1976) E OS LOCAIS DE AMOSTRAGEM. OS NÚMEROS SE REFEREM AOS SÍTIOS AMOSTRADOS.

A coleta de amostras foi realizada em seis viagens de campo: (1) Porto Franco-Estreito no estado do Maranhão; (2) Teresina-Picos-Floriano, no estado do Piauí; (3) Lages-Anjicos, no Rio Grande do Norte; (4) Cabo de Santo Agostinho em Pernambuco; (5) retorno à região do Cabo quando foram estudados mais 4 afloramentos (73-76) e (6) Açú-Augusto Severo no Rio Grande do Norte, para complementar os resultados obtidos na primeira etapa de campo àquela região. Os locais estudados estão esquematizados na figura 3.

Em cada área de amostragem se trabalhou com um determinado número de sítios, conforme a possibilidade de se encontrar afloramentos adequados à pesquisa e em cada um deles foram coletadas cerca de 10 amostras.

Para a coleta das amostras se utilizou uma perfuradora portátil com 2,5 cm de diâmetro de broca, peso em torno de 12 Kg e refrigerada a água. Os espécimes foram coletados com altura média em torno de 5 cm, sendo posteriormente no laboratório divididos em dois cilindros com cerca de 2.5 cm de altura. Os cilindros posicionados mais em profundidade foram denominados cilindro 1 enquanto que se convencionou chamar cilindro 2 aos mais superficiais. Para a orientação das amostras no campo foi utilizada uma bússola magnética, um nível de bolha e um clinômetro.

Alguns dos sítios amostrados possuem datação pelo processo K-Ar. Assim as amostras de Porto Franco-Estreito indicaram uma idade média de (147-172) m.a., os resultados estão compilados no trabalho de Caldasso e Hama (1978). Na área de Teresina-Picos-Floriano a idade média encontrada para oito amostras foi 120 ± 10 m.a. (Cordani, 1970; Nunes et al, 1973; Caldasso e Hama, 1978) enquanto que algumas rochas do Cabo de Santo Agostinho foram datadas entre 90-114 m.a. (K-Ar e Rb-Sr) (Vandoros e Valarelli, 1976). Por sua vez os diques amostrados no Rio Grande do Norte foram datados por Sial (1975-b) e Sial et al (1981) como cretácicos (125-145 m.a.). O quadro da figura 4 relaciona as regiões estudadas assim como as respectivas idades e número de sítios e amostras obtidas.

sítios	nº de sítios	nº de amostras	Idade* (m.a.)
1. Porto Franco-Estreito (Bacia do Maranhão, sítios: 1-16).	16	113	147 ± 172
2. Teresina-Picos-Florianópolis (Bacia do Maranhão, sítios: 17-36).	20	157	120 ± 16
3. Cabo de Santo Agostinho (Pernambuco, sítios: 37-42 e 73-76).	9	96	90 ± 114
4. Lages-Açu-Augusto Severo (Rio Grande do Norte, sítios: 43-54 e B2-B5).	11	94	125 ± 145

Figura 4 - Quadro com a relação dos sítios amostrados

* De acordo com vários autores citados no texto.

5 PORTO FRANCO-ESTREITO

5.1 Situação Geológica e idade

Os derrames basálticos na Bacia sedimentar do Maranhão se concentram principalmente na área de Porto Franco-Grajaú-Fortaleza dos Nogueiras, na borda ocidental da bacia. Formas intrusivas como diques e sills se encontram preferencialmente na borda oriental, no estado do Piauí.

Mesner e Wooldridge (1964) estudando esses derrames atribuíram a eles idade jurássica com base em dados estratigráficos localizando-os entre as formações Sambaíba (base) e Corda (topo). Aguiar e Nahass (1969), e posteriormente Aguiar (1971) na revisão geológica que fez da Bacia paleozóica do Maranhão, separaram essas rochas em duas formações, Mosquito e Sardinha. Segundo Aguiar (1971), os basaltos da formação Mosquito foram considerados de idade triássica inferior pela sua posição estratigráfica entre os arenitos da Formação Sambaíba (contato inferior) e os arenitos e argilitos da Formação Pastos Bons, (contato superior), esta última datada do Triássico Superior com base em fósseis. A formação Sardinha foi atribuída idade Cretáceo Inferior por se localizar sobre a formação Corda de idade jurássica.

Os resultados obtidos por Nunes et al. (1973), por sua vez se opuseram à validade desta subdivisão, tendo sido observada a existência de um único basalto correspondente a uma só fase de extensos derrames e que foi denominado Formação Orozimbo de idade jurássica a cretácica inferior, posicionada entre os arenitos das formações Sambaíba e Itapecuru, esta última de idade cretácica. Sial et al (1976) acrescentaram novas datações K-Ar aos dados já conhecidos na literatura (Cordani, 1970, Nunes et al, 1973 ; Hasui et al, 1976) e determinam uma distribuição geocronológica bimodal para os basaltos da Bacia do Maranhão, com máximo nos intervalos 110-130 m.a. e 170-200 m.a., respectivamente associados aos eventos Sardinha e Mosquito.

Caldasso e Hama (1978) somaram aos dados geocronológicos existentes novas datações K-Ar, totalizando um conjunto de mais de quarenta amostras. Com base na análise das mesmas concluíram que aos períodos Triássico, Jurássico e Cretáceo correspon

dem três conjuntos de determinações (populações) que caracterizam as diferentes fases do magmatismo básico da Bacia do Maranhão. Segundo esses autores a atividade magmática teve início no Triássico Médio-Superior (210-220 m.a.) e compreendeu emanações de lavas e intrusões hipoabissais. Amostras desta idade são encontradas em Fortaleza dos Nogueiras e na região de Balsas. O magmatismo se tornou mais intenso durante o Jurássico (150-180 m.a.) e também se referiu a diabásios e basaltos, estes últimos notadamente no flanco centro-oeste da Bacia. O final desta atividade ocorreu no Cretáceo Inferior (120 ± 10 m.a.). Datam deste período os diabásios do flanco oriental da Bacia.

Caldasso e Hama (1978) chegaram ainda às seguintes conclusões a partir das relações estratigráficas dos basaltos e diabásios com as formações sedimentares das vizinhanças: a Formação Sambaíba é realmente de idade triássica e suas camadas sedimentares superiores são contemporâneas com as primeiras extrusões magmáticas; a Formação Corda, considerada de idade Jurássico Superior - Cretáceo Inferior tendo em vista seu conteúdo paleontológico, é discordante e posterior aos últimos derrames basálticos e afetada apenas pelas rochas intrusivas do Cretáceo Inferior; as formações cretáceas Grajaú, Codó/Areado e Urucuiá/Itapecuru (Aptiano-Cenomaniano) não são afetadas pelo magmatismo extrusivo nem pelos diabásios do estágio final.

Com base no trabalho de Caldasso e Hama (1978), observa-se que entre as dez amostras apresentadas por eles, para a área de Porto Franco-Estreito, oito apresentaram idades entre 147-172 m.a., portanto correspondentes ao período Jurássico. A nona amostra apresentou valor abaixo deste intervalo e foi considerada anômala pelos autores e a última amostra registrou um valor de 214 ± 5 m.a.

Os basaltos estudados foram analisados por Sial (1975) e Sial et al (1976) do ponto de vista da petrologia e química mineral. São essencialmente tefíticos supersaturados e segundo Sial et al (1976) o magma original deve ter se gerado a uma profundidade rasa em vista do baixo teor em TiO_2 .

Em Porto Franco-Estreito os derrames tem fácies amidaloidal e não amidaloidal. Esta última provavelmente representa a porção inferior ou central de um derrame cuja porção superior foi

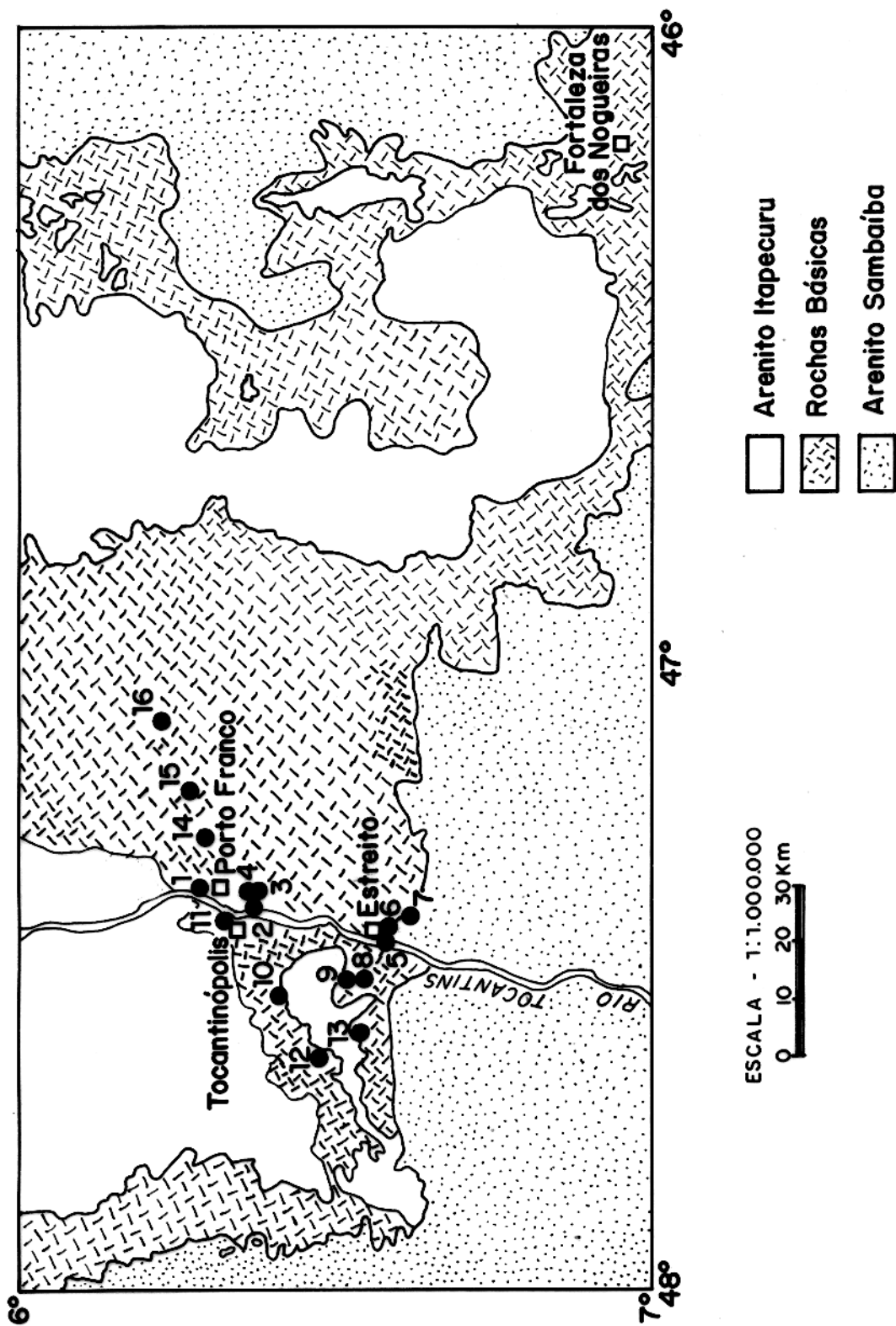


FIG. 5 - MAPA ESQUEMÁTICO DE LOCALIZAÇÃO DOS SÍTIOS ESTUDADOS NA ÁREA DE PORTO FRANCO E ESTREITO.

completamente erodida (Sial, 1975 c). Durante os trabalhos de campo foram observadas esfoliações esferoidais. Os minerais óxidos de Fe, segundo Sial (1975 c) ocupam de 2 a 10% do volume da rocha e muitas vezes são representados por grandes cristais anhedrais. Foi registrada oxidação da magnetita por um processo de martitização. Ilmenita foi encontrada em muito poucas rochas, em geral este mineral representa uma fase exsolvida da magnetita (Sial, 1975 c). Minerais óxidos de Fe representam uma fase cristalizada cedo mas sua formação foi extendida até o fim da cristalização (Sial, 1975 c).

A figura 5 apresenta um mapa esquemático da área e os locais de amostragem.

5.2 Medidas Paleomagnéticas

As medidas paleomagnéticas das amostras coletadas foram realizadas no Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik da Universidade de Munique e no Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo (IAG/USP).

As medidas da magnetização remanescente natural (NRM) dessas amostras foram efetuadas por meio de um magnetômetro rotativo tipo "flux-gate" acoplado a um mini-computador. O equipamento é da DIGICO e tem sensibilidade da ordem de 10^{-7} Gauss para amostras de 2.5 cm de diâmetro e 2.5 cm de comprimento.

A intensidade média da NRM dessas amostras variou entre 0.5-5 mG. O passo seguinte foi submeter espécimes pilotos de cada sítio a desmagnetizações parciais por campo magnético alternado, de modo a eliminar-se as magnetizações secundárias e assim isolar-se a magnetização remanescente característica (CARM). Os picos do campo aplicado foram sucessivamente aumentados de 50 Oe até o valor máximo de 700 Oe. A figura 6 é um exemplo das etapas de desmagnetização dos pilotos 10/4/2 e 11/2/2. Após a escolha do campo magnético ótimo para a lavagem, os outros espécimes do mesmo afloramento foram submetidos àquele campo e determinadas as demais CARM. Como a área não apresenta perturbações tectônicas posteriores à formação de rocha, não foi necessário se fazer correção de acamamento.

Os resultados obtidos estão sumarizados na tabela 1.

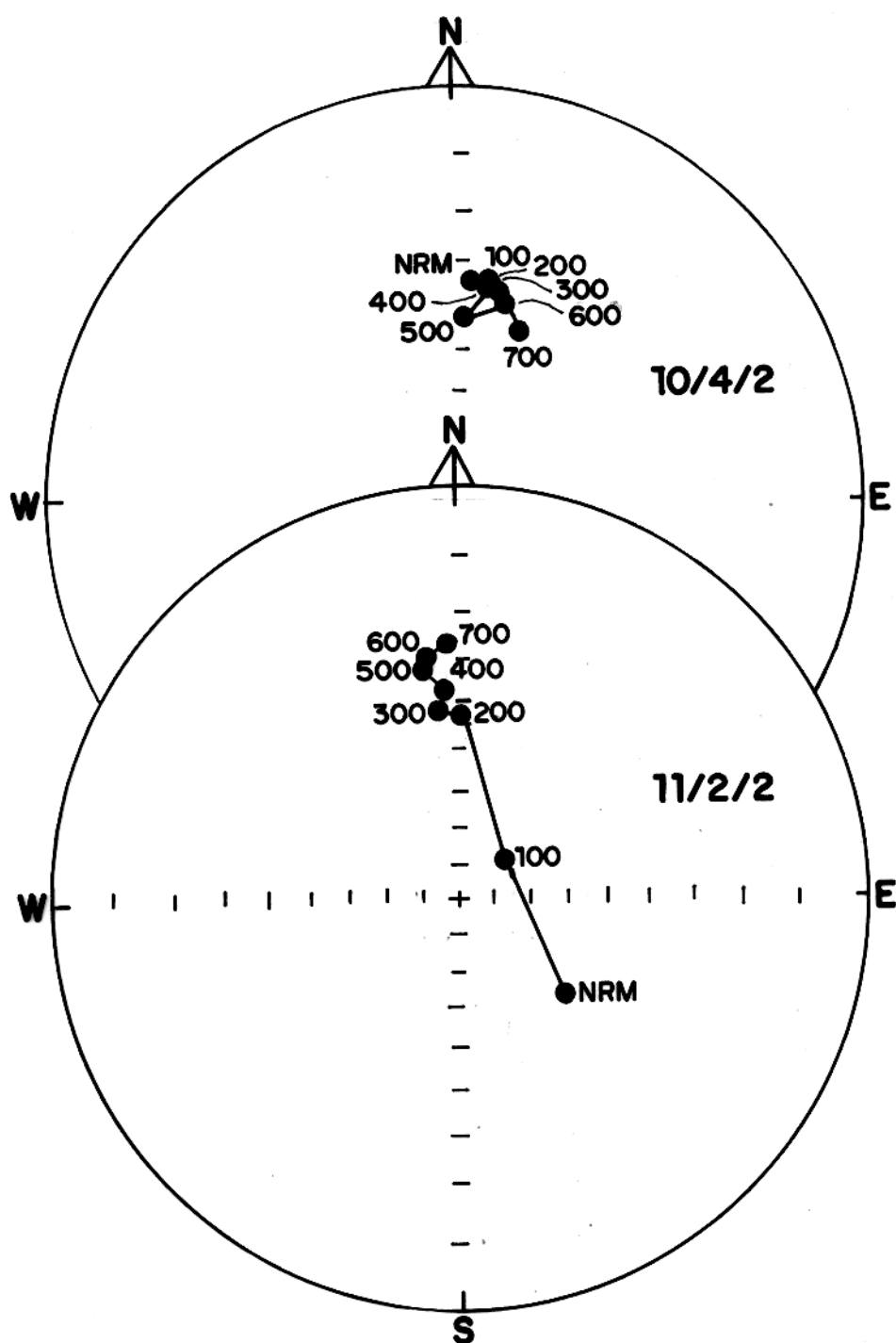


FIG. 6 - EXEMPLOS DE ETAPAS DE DESMAGNETIZAÇÃO DE AMOSTRAS PILOTOS DE PORTO FRANCO E ESTREITO PLOTADAS SEGUNDO A PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DE WULFF.

TABELA 1 - Porto Franco-Estreito - Resultado paleomagnético das rochas vulcânicas do Jurássico Médio-Superior. Localização média 6.4°S e 47.4°W.

SÍTIOS	NRM			CRM				VGP				
	N	D(O)	I(O)	$\alpha_{95}(O)$	K	N	D(O)	I(O)	$\alpha_{95}(O)$	K	$^{\circ}N$	$^{\circ}E$
1	9	1.9	-18.3	2.8	337	9	358.9	-17.8	2.5	425	86.9	152
2	5	6.3	-14.3	15.5	26	5	4.7	- 9.9	4.1	344	85.0	26
3	12	8.2	+ 6.4	5.2	70	12	13.7	+11.4	4.5	91	71.6	1
4	7	6.7	-21.7	5.0	149	7	2.1	-19.5	2.9	425	85.7	102
5	9	10.0	-10.8	11.0	23	8	5.2	-16.7	3.9	193	84.4	65
6	7	nenhum	resultado	consistente								
7	7	6.4	-19.8	13.2	22	8	14.1	-21.7	3.4	256	75.2	62
8	10	19.9	+ 0.4	10.1	24	10	14.3	+ 1.5	4.0	144	73.9	16
9	7	349.8	-26.1	10.5	34	12	342.0	-30.6	3.4	162	69.8	191
10	5	17.9	-42.5	9.0	73	9	17.8	-39.4	4.0	164	66.7	87
11	6	133.7	-56.3	15.9	19	8	350.9	-34.5	5.1	121	74.5	167
12	5	352.6	-28.2	6.0	161	11	351.5	-32.7	3.7	150	76.0	168
13	6	351.2	-24.5	12.4	30	6	345.0	-34.1	5.9	129	70.9	181
14	6	3.3	-19.4	11.0	38	5	1.2	-17.9	4.7	261	86.3	110
15	7	12.8	+ 3.6	3.6	272	7	15.4	+ 3.4	3.3	324	72.4	16
16	5	8.7	+ 5.8	4.8	254	4	14.3	+ 2.6	2.5	1310	73.8	16
Média dos Sítios	113(15)					121(15)	3.9	-17.9	9.3	17.9	85.3	825
A ₉₅ =6.9° K=31.8												

N= número de amostras, D= declinação, I= inclinação, α_{95} ou A_{95} = raio do círculo de confiança ao nível de 95%, k ou K parâmetro de precisão. As coordenadas do polo paleomagnético médio foram obtidas pela média dos polos geomagnéticos virtuais.

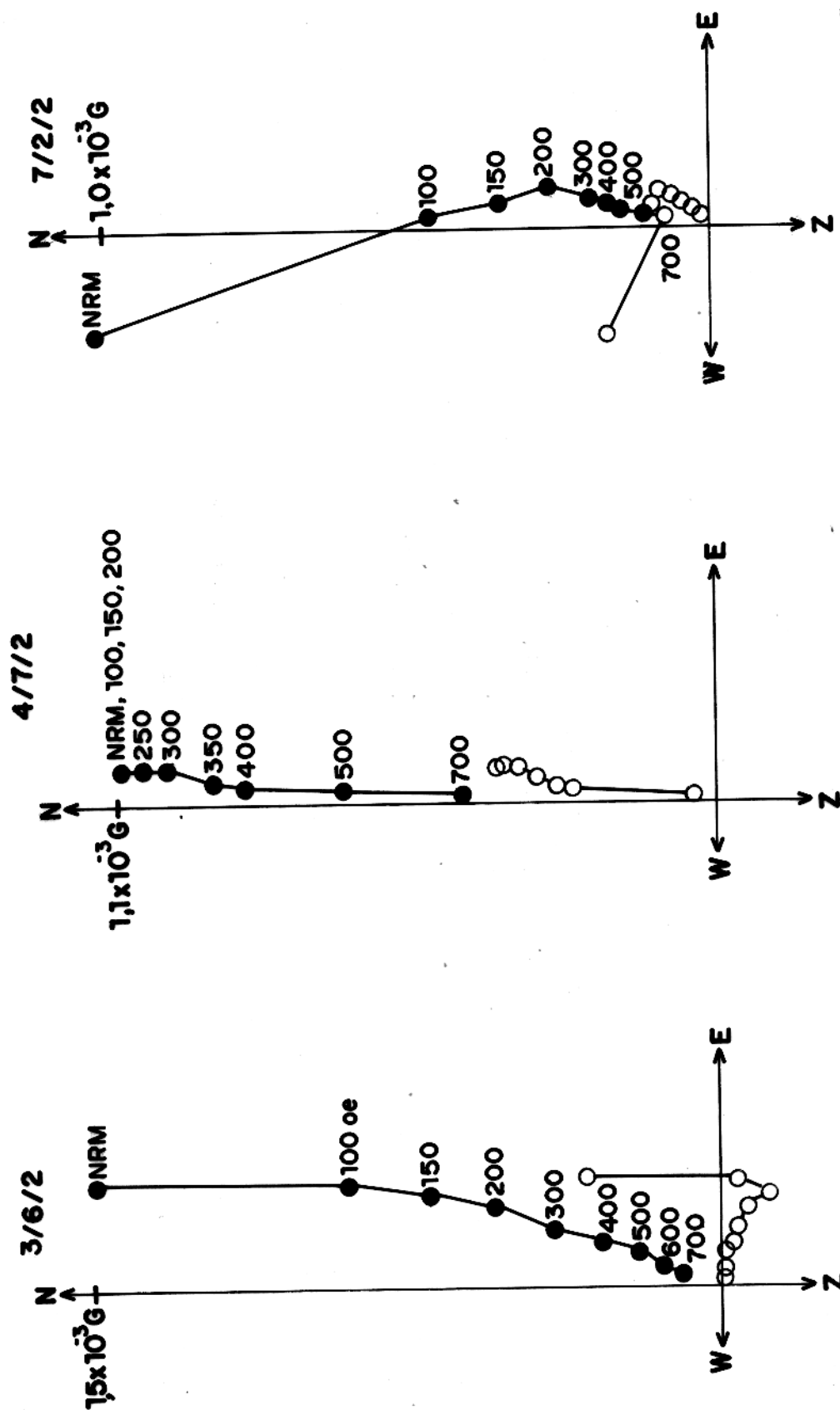


FIG. 7 - DIAGRAMAS VETORIAIS MOSTRANDO A VARIAÇÃO DA MAGNETIZAÇÃO REMANENTE DURANTE A DESMAGNETIZAÇÃO PROGRESSIVA DAS AMOSTRAS SUBMETIDAS À LAVAGEM POR CAMPO MAGNÉTICO ALTERNADO. SÍMBOLOS ESCUROS E CLAROS INDICAM RESPECTIVAMENTE, COMPONENTE NO PLANO HORIZONTAL E VERTICAL (EW).

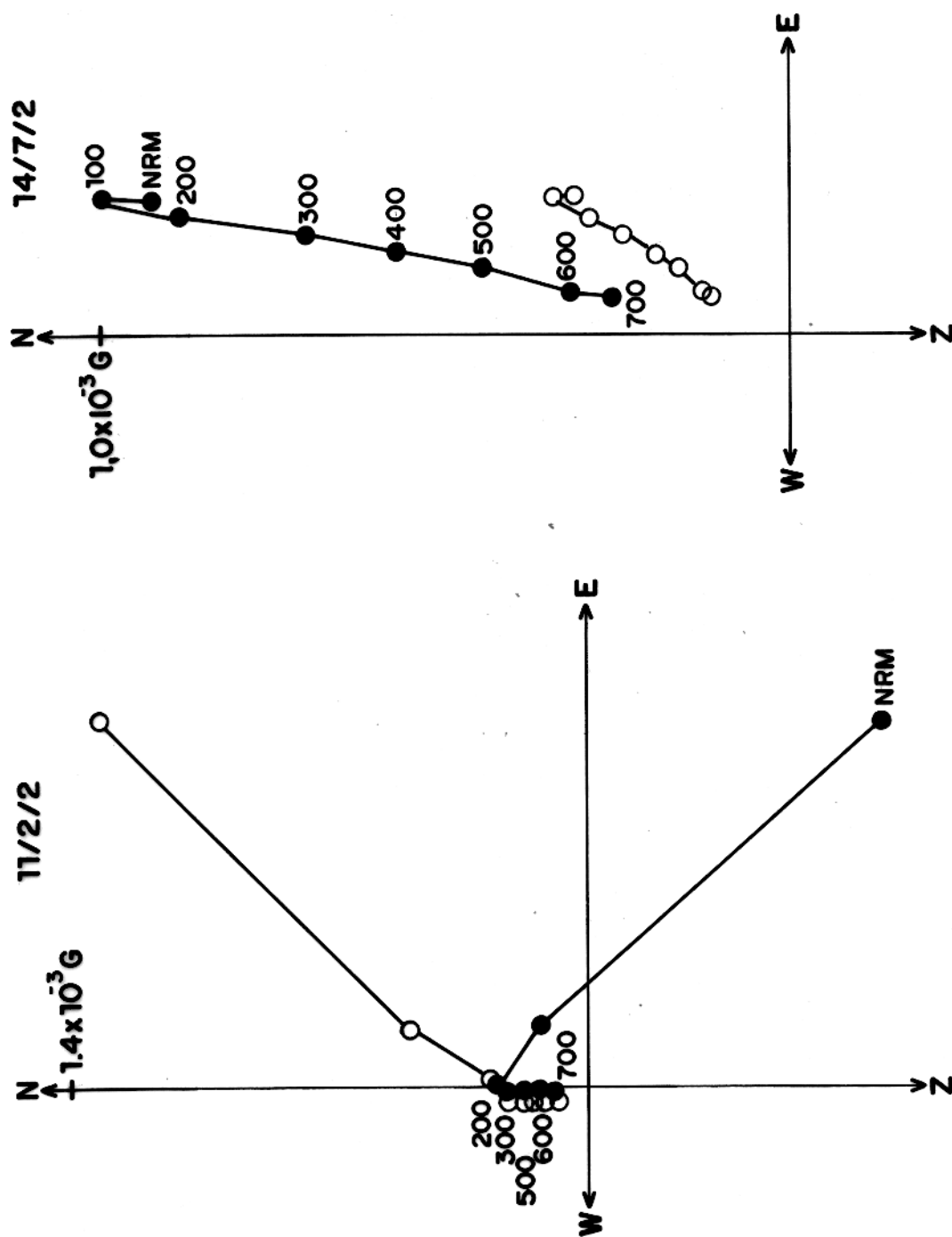


FIG. 7 - DIAGRAMAS VETORIAIS DE ZIJDERVELD (continuação).

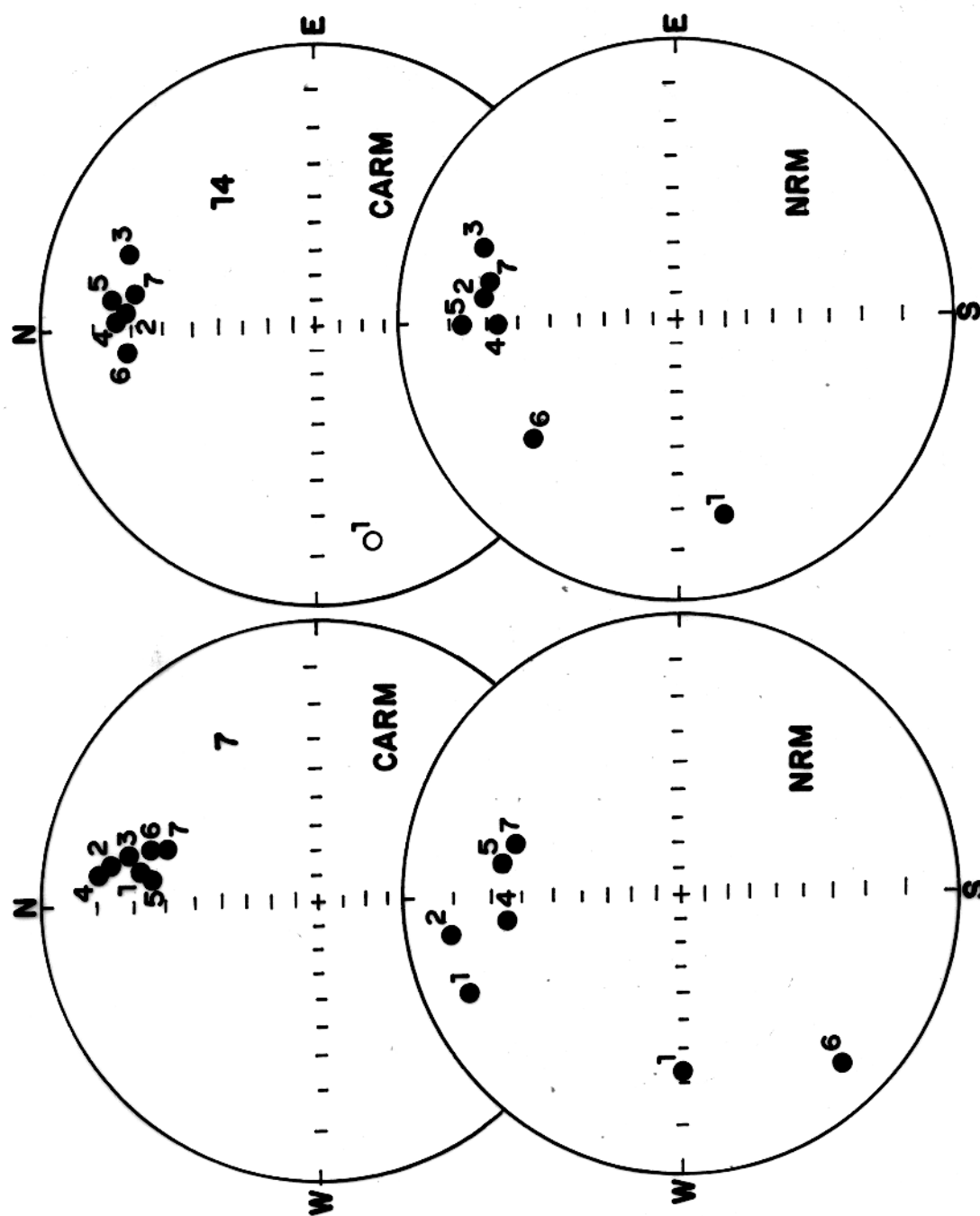


FIG. 8-EXEMPLOS DE REDUÇÃO DE ESPALHAMENTO DE DIREÇÕES REMANESCENTES DENTRO-DO-SÍTIO APÓS A DESMAGNETIZAÇÃO POR CAMPO MAGNÉTICO ALTERNADO. O SÍMBOLO (●) INDICA INCLINAÇÃO NEGATIVA.

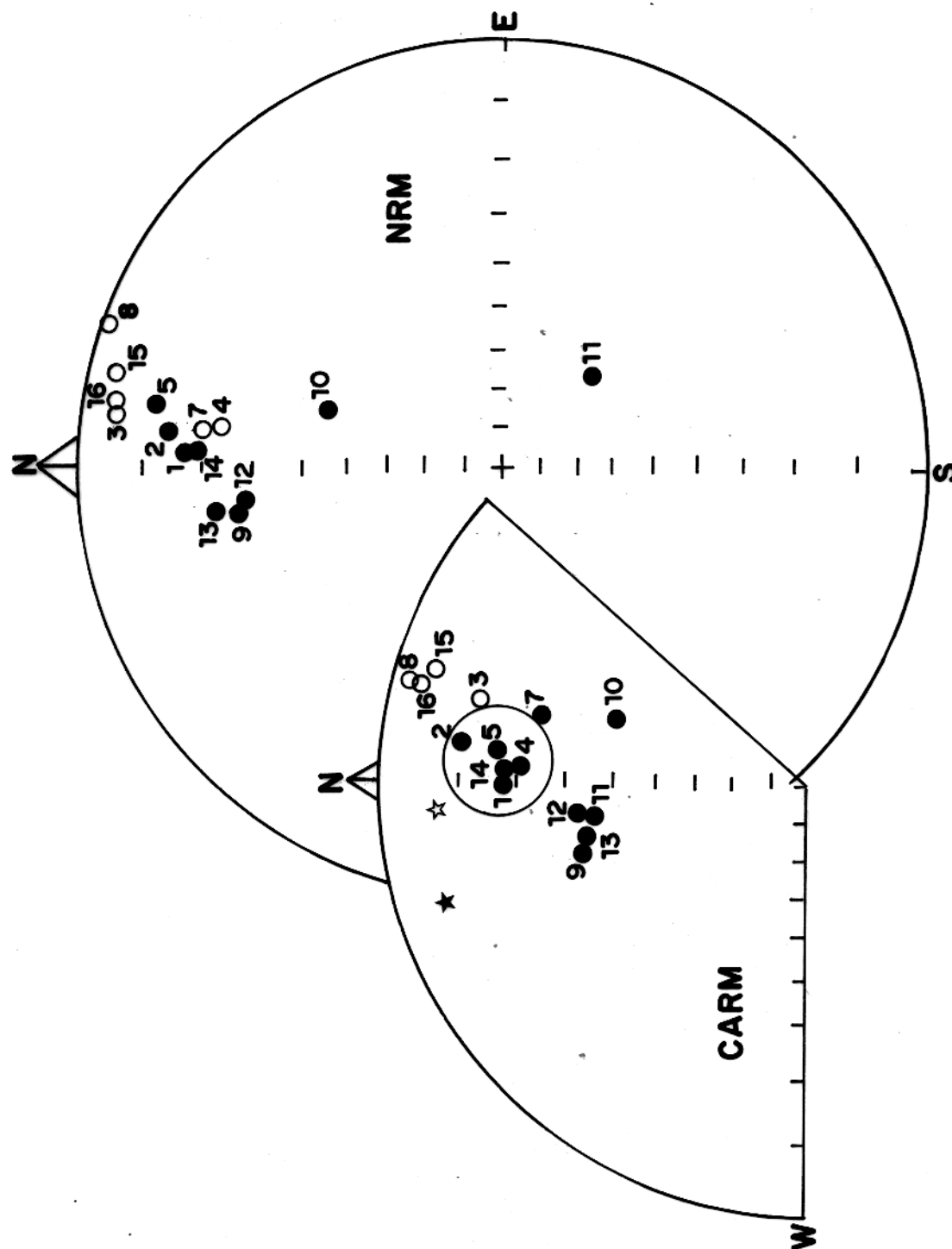


FIG. 9 - DIREÇÕES MÉDIAS DE NRM E CARM DOS SÍTIOS DE PORTO FRANCO E ESTREITO. A MÉDIA GERAL DA CARM ESTÁ INDICADA PELO RESPECTIVO CÍRCULO DE CONFIANÇA.

Eles dizem respeito ao cilindro posicionado mais para o interior dos derrames, cilindro 1.

A figura 7 apresenta alguns diagramas de Zijderveld.

Os diagramas não variam muito entre si como se pode observar pela figura. A remoção de uma componente viscosa é comumente observada abaixo de 200 Oe (a curva de desmagnetização não se dirige para a origem). A partir desse valor a magnetização restante então decai linearmente em direção à origem, e este fato é interpretado como indicando que está sendo removida apenas uma componente (por componente se entende um grupo de magnetizações com mesma direção e polaridade [Zijderveld, 1967]).

O desvio padrão angular ($\theta_{63} = 81/k^{1/2}$) é igual a 19.1° indicando a variação paleossecular usual para a latitude da área, de acordo com o trabalho de Brock (1971). Nota-se que o espalhamento dentro-do-sítio bem como o espalhamento entre-sítios foram reduzidos pelo tratamento de campo alternado. A figura 8 apresenta exemplos da redução do espalhamento dos sítios 7 e 14.

Houve um sítio que não apresentou resultados consistentes e não foi utilizado nos cálculos da direção paleomagnética da área. Foi dado peso unitário para cada sítio de forma a se calcular a direção média (Declinação $D = 3.9^\circ$, inclinação $I = -17.9^\circ$, com raio do círculo de 95% de confiança $\alpha_{95} = 9.3$, parâmetro de precisão $k = 17.9$, número de sítios $N = 15$). Nota-se que ela é significativamente diferente da direção do campo local atual ou do campo dipolar no lugar da amostragem. A figura 9 apresenta as direções médias da NRM e CARM dos diversos sítios estudados. Verifica-se que todas as direções de magnetização obtidas são normais.

O polo paleomagnético encontrado para a área de Porto Franco-Estreito foi denominado SAJ₂ (Schult e Guerreiro, 1979), de acordo com a nomenclatura adotada por diversos autores. As coordenadas deste polo são $85.3^\circ N$ e $82.5^\circ E$, $A_{95} = 6.9$ e $K = 31.8$.

5.3 Medidas de Raio-X e Temperatura de Curie

Após terem sido efetuadas as medidas de magnetização remanescente, as amostras foram pulverizadas para serem submetidas às medidas de dimensões da rede cristalina e temperatura de Curie. Os grãos foram pulverizados até um diâmetro da ordem de $20\mu m$.

TABELA 2 - Resultados de algumas propriedades magnéticas e de medidas de raio-X das amostras de Porto Franco-Estreito.

AMOSTRA Nº	NRM 10 ⁻⁴ Gauss	T _c (1) °C	Is (2) 10 ⁻¹ g cm ³ /g	Composição (3) Raio-X	a, (4) Å
1/1	13.0	532 (517)	10.5	TiMt	8.392 ± 0.002
2/5	6.0	... (540)	1.2	Hm	...
3/5	15.0	370/580 (510)	8.8	TiMt + Il	8.417 ± 0.002
4/5	7.5	570 (570)	0.8	Hm	...
5/5	4.5	540 (523)	14.0	...	...
6/1	3.0	408/550 (530)	6.4	TiMt + Hm	8.358 ± 0.003
7/5	8.0	530 (510)	9.7	TiMt	8.364 ± 0.003
8/1	11.5	570 (563)	6.3	...	...
9/5	38.0	600 (590)	5.6	...	...
10/1	5.5	339/559 (539)	5.0	TiMt + Ilm + Hm	8.355 ± 0.006
11/5	64.0	554 (530)	3.1	TiMt + Hm	8.384 ± 0.001
12/1	2.5	556 (535)	4.8	TiMt + Hm	8.375 ± 0.005
13/5	47.0	565 (545)	4.4	...	...
14/1	20.0	580 (580)	1.1	Hm	...
15/1	5.0	550 (540)	1.6	Hm	...
16/1	7.0	590 (590)	3.2	...	...

- (1) T_c: temperatura de Curie obtida pela curva de aquecimento. Os resultados entre parêntesis dizem respeito à curva de resfriamento
- (2) Is: intensidade de magnetização de saturação à temperatura ambiente (curva de aquecimento)
- (3) TiMt: titanomagnetita, Mt: magnetita, Il: ilmenita, Hm: hematita
- (4) a: dimensões da rede cristalina para a fase cúbica: (titano) magnetita ou maguemita

Foi estudada uma amostra de cada sítio visitado.

As medidas de laboratório foram realizadas no Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik da Universidade de Munique.

As medidas de temperatura de Curie foram realizadas por meio de uma balança de translação construída pelo Dr. Nikolai Petersen da Universidade de Munique. O campo magnético indutor usado no aparelho foi da ordem de 1800 Oe. A temperatura variou de 10°C a 600°C, numa razão de cerca de 20°C/minuto. O peso da amostra variou entre 100-200 mg. O experimento foi efetuado no ar.

As determinações das dimensões da rede cristalina foram efetuadas pelo método de difração de Raio-X, por meio da câmara de Debye-Scherrer. Os minerais magnéticos foram separados da fração não magnética por meio de um ímã de mão. O produto da extração foi então depositado num recipiente contendo acetona para que os resíduos não magnéticos se desprendessem dos grãos magnéticos. Foi usada acetona para a lavagem dos grãos devido à sua alta razão de evaporação, permitindo que o material fosse manipulado, já seco, num curto intervalo de tempo. Este processo de enriquecimento foi repetido duas vezes para se obter uma melhor resolução. Os resultados obtidos estão apresentados na tabela 2.

5.4 Discussão dos Resultados

As amostras que apresentaram boa resolução nas medidas de raio-X, possibilitando a determinação das dimensões da rede cristalina, estão plotadas no diagrama da figura 10. Neste diagrama estão indicados os principais sistemas de minerais portadores de remanência.

A figura 10 destaca o quadrilátero $\frac{1}{3}\text{Fe}_3\text{O}_4$ - $\frac{1}{3}\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ - $\frac{1}{3}\text{Fe}_2\text{TiO}_5$ - $\frac{1}{2}\text{Fe}_2\text{O}_3$ onde estão localizados os mais importantes minerais magnéticos dentro do diagrama ternário $\text{FeO} - \text{TiO}_2 - \frac{1}{2}\text{Fe}_2\text{O}_3$. O lado esquerdo do quadrilátero representa a solução sólida magnetita (Fe_3O_4) - ulvoespínélio (Fe_2TiO_4), ou seja, as titanomagnetitas. A base do quadrilátero representa a solução sólida entre a magnetita e a maguemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$). A série ilmenita hematita é representada pela linha $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$. As composições das titanomagnetitas oxidadas (titanomaguemitas) se situam no quadrilátero citado acima. A progressão da oxidação se

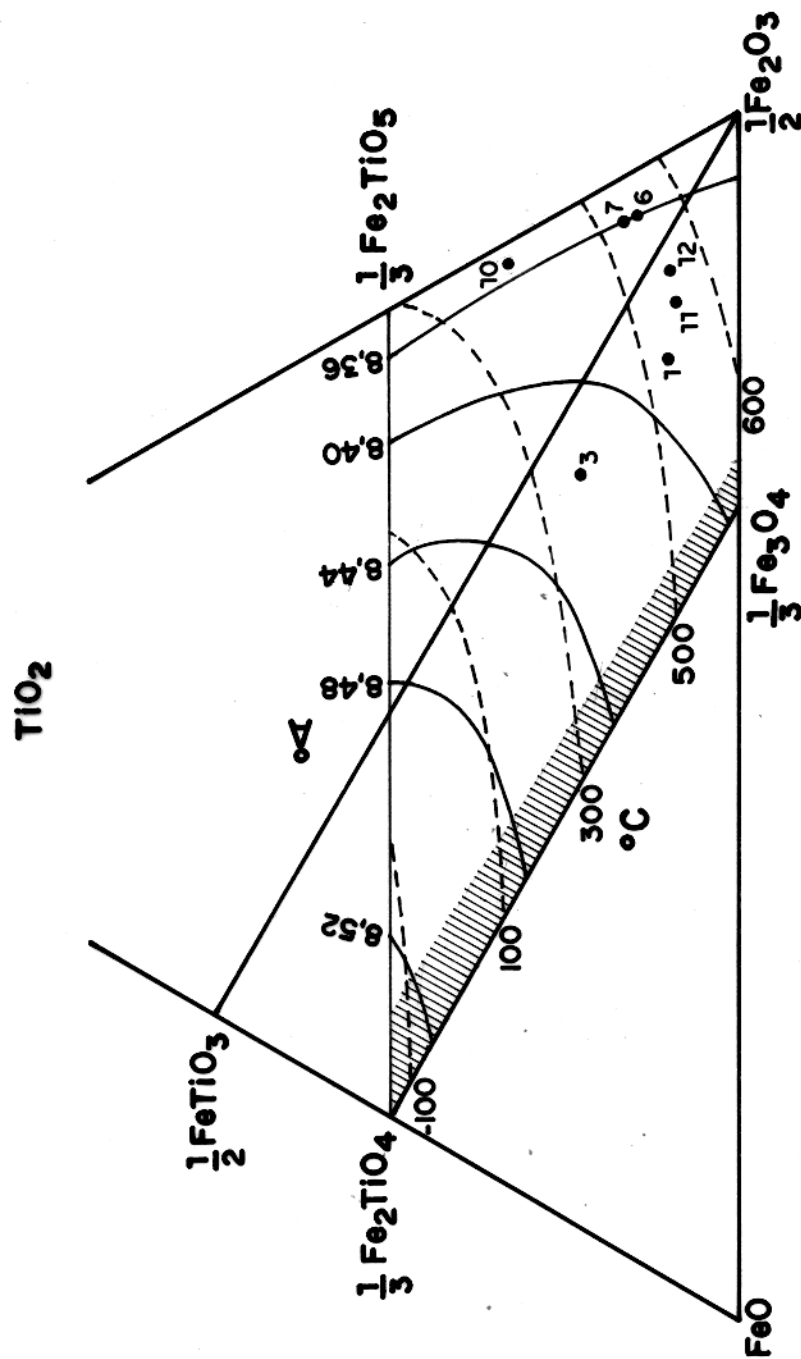


FIG. 10 - TEMPERATURA DE CURIE E DIMENSÕES DA REDE CRISTALINA DAS AMOSTRAS DE PORTO FRANCO E ESTREITO, REPRESENTADAS NUM DIAGRAMA TERNÁRIO SEGUNDO O'REILLY (1976).

dá da esquerda para a direita no diagrama. (Nagata, 1961; O'Reilly, 1976). Foi preferida a representação no diagrama ternário $\text{FeO} - \text{TiO}_2 - \frac{1}{2}\text{Fe}_2\text{O}_3$ ao invés do diagrama $\text{FeO} - \text{TiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ porque fornece uma escala linear para a junção $\text{FeTiO}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ das titanomagnetitas e as linhas de oxidação são paralelas ao segmento $\text{FeO} - \frac{1}{2}\text{Fe}_2\text{O}_3$.

O'Reilly (1976) ressaltou que não há um limite definido entre as titanomagnetitas e as titanomaguemitas, mas que seria conveniente restringir o termo titanomagnetita às composições localizadas na região hachuriada no diagrama da figura 10. Os demais óxidos de Fe-Ti do sistema espinélio seriam identificados como titanomaguemitas ou titanomagnetitas oxidadas.

O diagrama da figura 10 permite a determinação das composições dos minerais, desde que homogêneos, conhecidas as temperaturas de Curie e as dimensões da rede cristalina. Como se pode observar pela figura, as amostras apresentam baixo teor em TiO_2 e uma acentuada oxidação.

A maioria das amostras submetidas às medidas de temperatura de Curie indicou nas curvas termomagnéticas, figura 11 (a), a presença de uma titanomagnetita pobre em titânio de composição próxima à magnetita (Larson et al, 1969; Ozima e Larson, 1970; Petersen et al, 1979). As temperaturas de Curie determinadas para essas amostras pela curva de aquecimento, variaram entre $530^\circ - 580^\circ\text{C}$. O fato de se ter encontrado apenas um ponto de Curie indica a presença de uma única fase magnética com pequena variação na sua composição (Larson et al, 1969). A menor intensidade da magnetização de saturação na curva de resfriamento mostra que ocorreu, durante o processo de medida, alguma oxidação da fase próxima à magnetita para hematita.

As amostras dos sítios 2 e 4, figura 11 (b) apresentam curvas termomagnéticas caracterizadas por um acentuado aumento da magnetização de saturação com a elevação da temperatura ($\approx 500^\circ\text{C}$). Petersen et al (1979) atribuíram este máximo à titanomagnetita altamente oxidada que, a temperaturas muito altas ($>400^\circ\text{C}$), se exsolveu produzindo uma composição próxima à magnetita, responsável pelo aumento de magnetização observado, e uma fase próxima à ilmenita. A 600° toda a titanomagnetita inicial já havia se transformado e o comportamento da curva de resfriamento foi

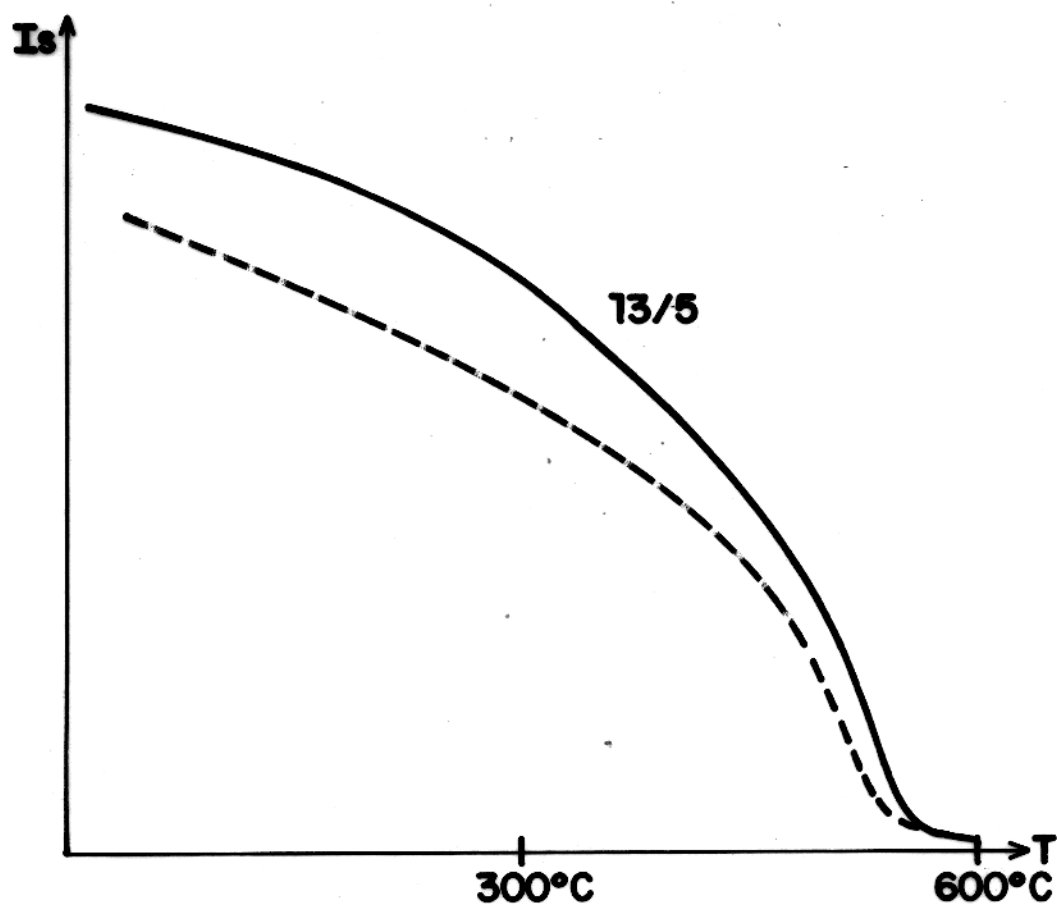
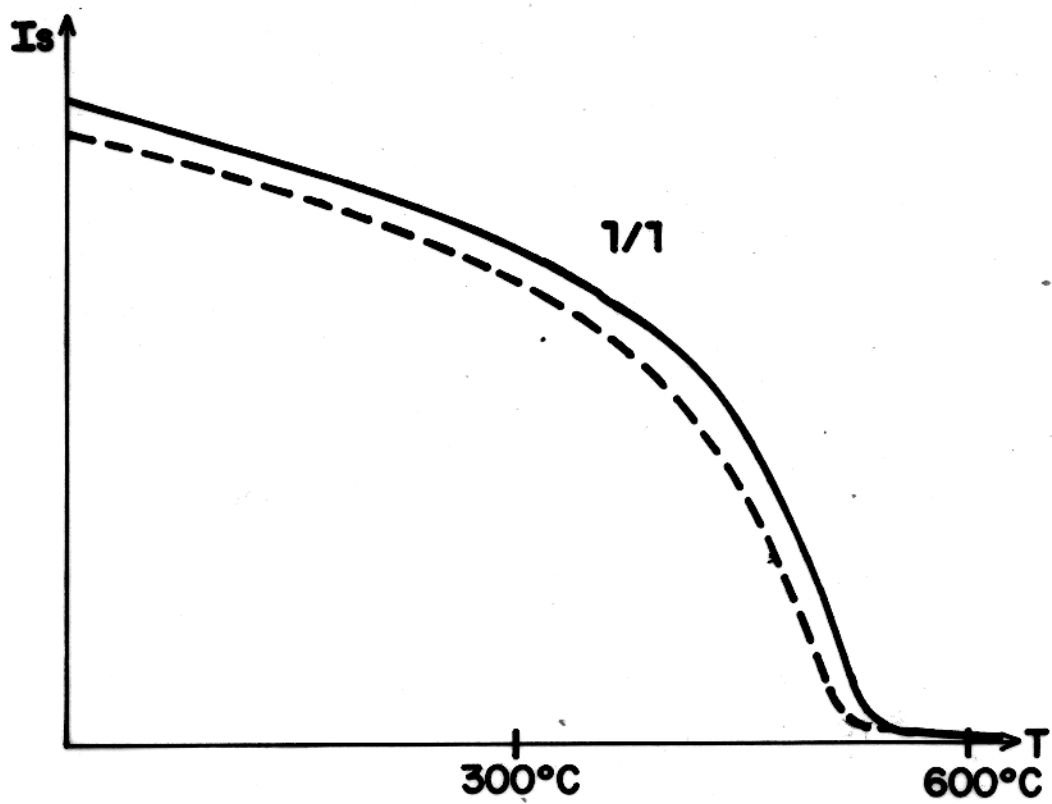


FIG. 11a- EXEMPLOS DE CURVAS TERMOMAGNÉTICAS DAS AMOSTRAS DE PORTO FRANCO E ESTREITO. TRAÇO CHEIO: CURVA DE AQUECIMENTO, TRAÇO PONTILHADO: CURVA DE RESFRIAMENTO.

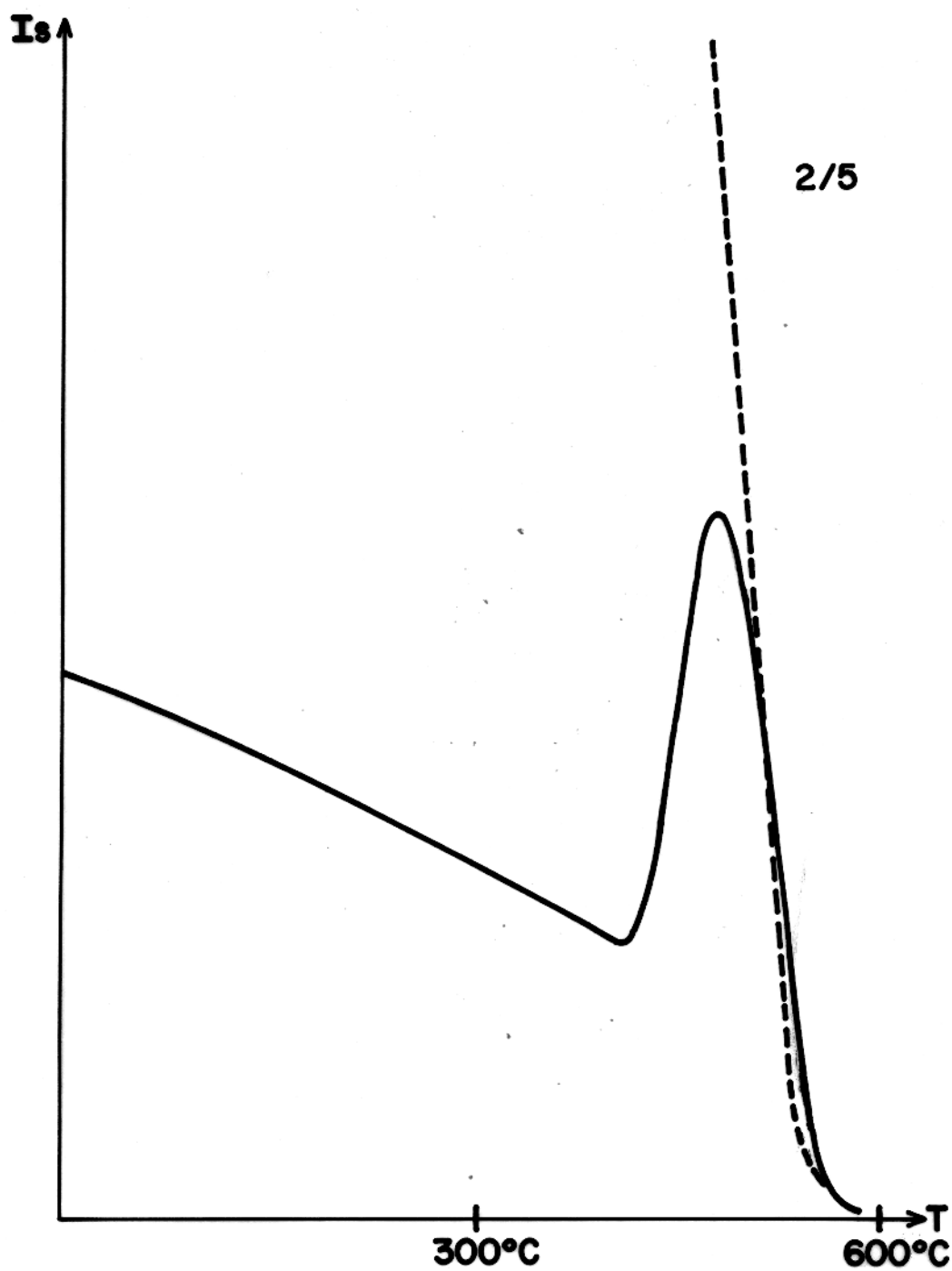


FIG. 11 b- CURVA TERMOMAGNÉTICA (PORTO FRANCO-ESTREITO).

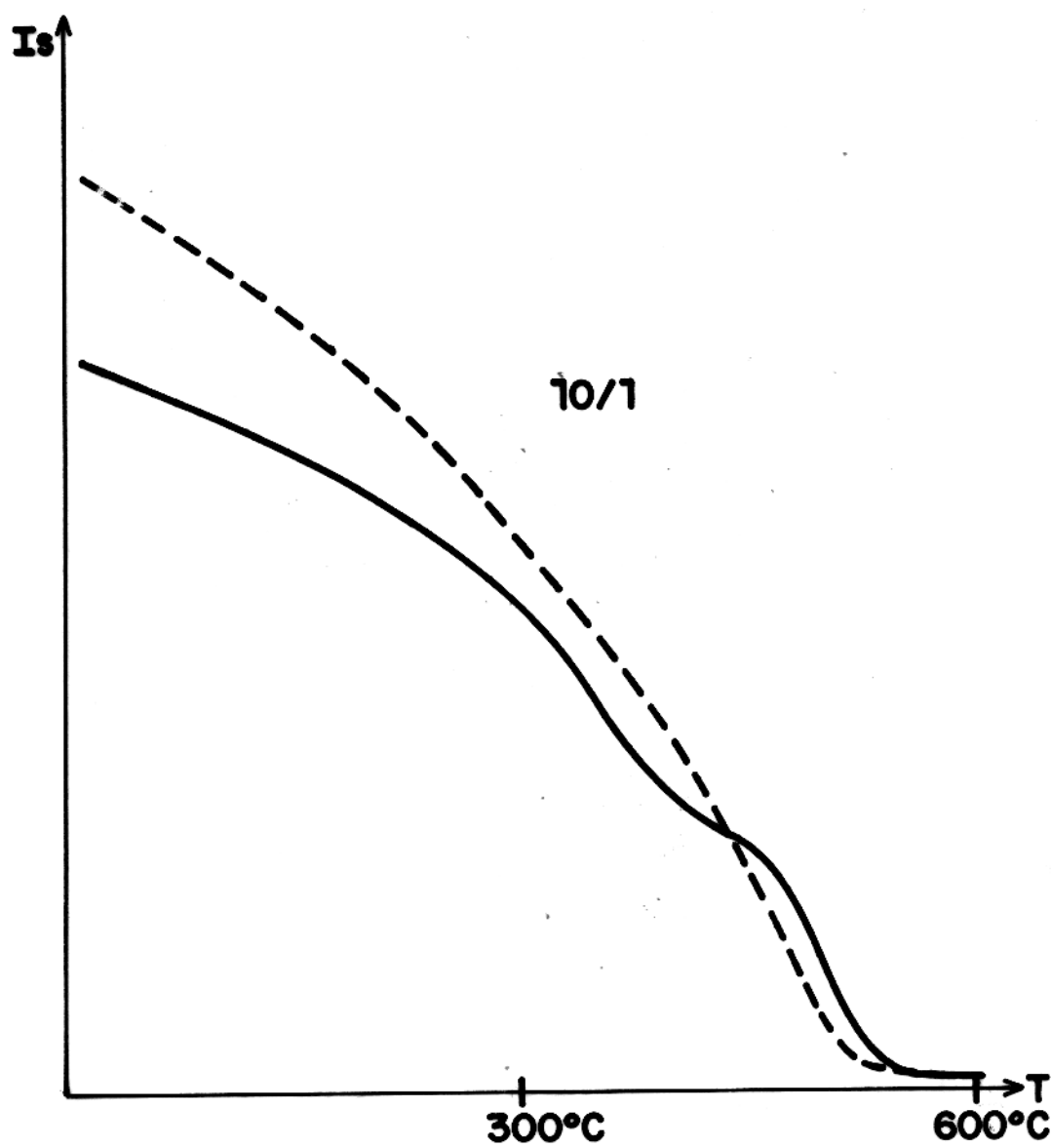


FIG. 11 c - CURVA TERMOMAGNÉTICA (PORTO FRANCO-ESTREITO).

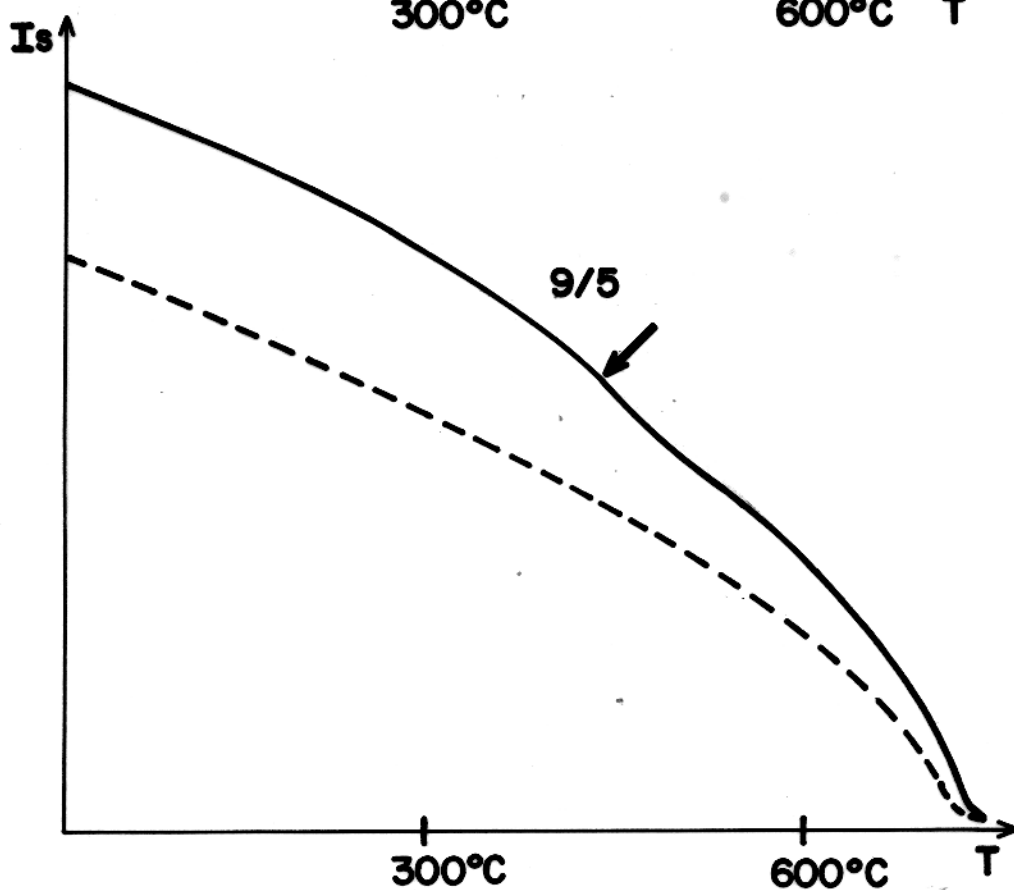
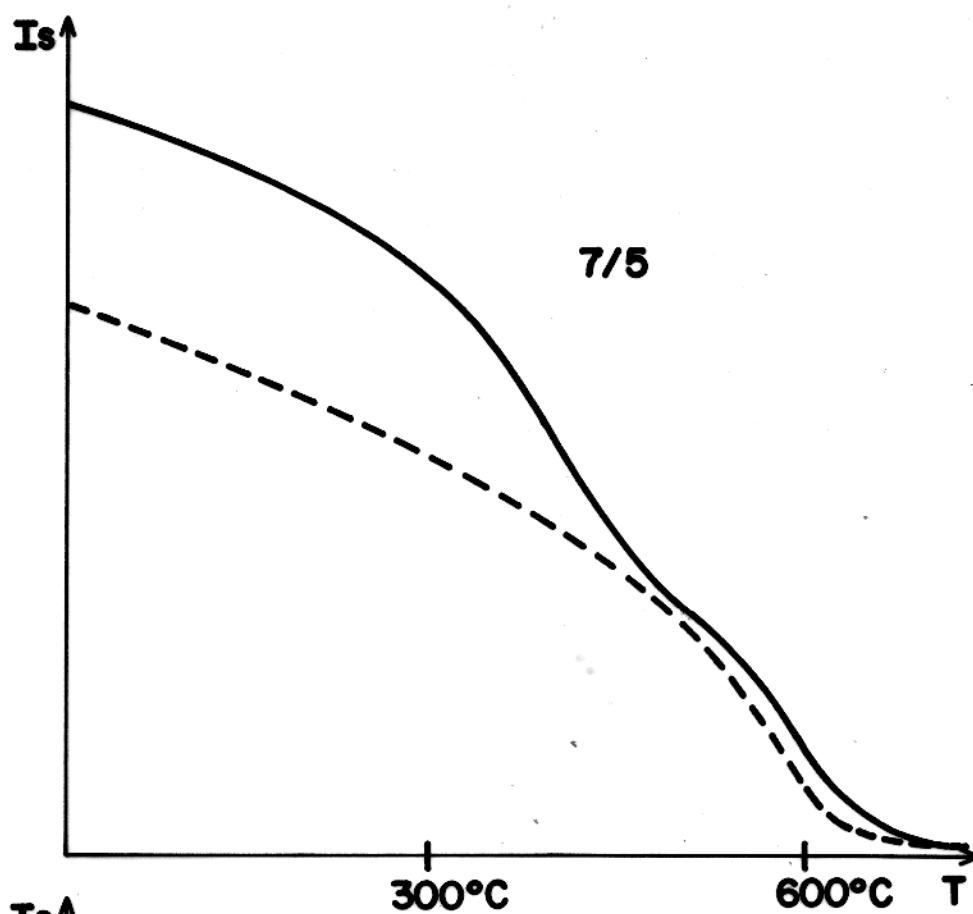


FIG. 11 - CURVAS TERMAGNÉTICAS (PORTO FRANCO - ESTREITO)
d) amostra 7/5, e) amostra 9/5.

ditado pela variação da magnetização de saturação da magnetita com a temperatura.

As curvas termomagnéticas das amostras 3/5/1, 6/1/1 e 10/1/1 apresentaram duas temperaturas de Curie (Figura 11 (c)). Ade-Hall et al (1965) e Petersen et al (1979) correlacionaram o aparecimento de duas temperaturas de Curie às amostras que contivessem alguns grãos de titanomagnetita exsolvida e outros não exsolvida. Assim a temperatura de Curie mais baixa se originou da titanomagnetita inicial que não se exsolveu, enquanto que a mais alta foi produzida pela fase próxima à magnetita, resultado da exsolução (Petersen et al, 1979).

As curvas termomagnéticas das amostras dos sítios 7, 12 e 16, figura 11 (d), apresentaram, na curva de aquecimento, uma diminuição brusca na intensidade de magnetização entre 300-400°C. Isto é interpretado por Petersen et al (1979) como uma pseudo-temperatura Curie, condicionada pela transformação, nesse intervalo de temperatura, da maguemita metaestável em hematita. Curvas deste tipo são típicas de amostras que sofreram oxidação de baixa temperatura (Petersen et al, 1979). Observa-se nas curvas de resfriamento um decréscimo da intensidade da magnetização de saturação à temperatura ambiente, causado pela transformação irreversível da maguemita em hematita (Petersen et al, 1979).

Finalmente a análise das curvas termomagnéticas das amostras 5/5/1 e 9/5/1 (11 (e)) indicaram a presença de uma titanomagnetita pobre em titânio com alguma maguemita metaestável que se transformou em hematita entre 300-450°C. A seta na figura corresponde ao ponto em que o decréscimo na magnetização de saturação está sob a influência da transformação comentada acima.

A análise apresentada acima indica que as amostras de um modo geral consistem de titanomagnetita oxidada, com baixo teor de titânio, o que pode ser também observado nos dados da figura 10. Para muitas dessas amostras a oxidação é de alta temperatura (figura 11 (a)) e este processo é comumente associado a alta estabilidade da magnetização remanescente. Como a oxidação de alta temperatura ocorre durante o estágio inicial de resfriamento da rocha o resultado final da alteração é a apresentação de uma TRM estável, associada à época da formação da rocha. As amostras dos afloramentos 2 e 4 são do topo do derramê, como comprova a

presença de diversas amídalas, resultantes de um resfriamento rápido. As curvas termomagnéticas são compatíveis com o fato, indicando a presença de uma titanomagnetita altamente oxidada.

Quanto às amostras 7/5/1, 12/1/1 e 16/1/1, que apresentaram uma curva termomagnética típica da maguemita, sofreram oxidação de baixa temperatura. Este processo ocorrendo a temperaturas mais baixas ($T < 300^{\circ}\text{C}$) pode dar origem a uma CRM secundária. O trabalho de Ozima e Larson (1970) ressaltou que se o tamanho do grão for pequeno a CRM adquirida será estável e intensa e pode ser confundida com a TRM inicial. Entretanto se o grão tiver dimensões grandes e for magneticamente instável, pouca TRM será adquirida inicialmente e a oxidação de baixa temperatura não produzirá uma CRM apreciável. Por sua vez Johnson e Merrill (1974) trabalhando com oxidação de baixa temperatura em grãos de monodomínios, em amostras que foram oxidadas sob a presença de um campo magnético de direção perpendicular à direção da magnetização original, verificaram que as mesmas não adquiriram nenhuma CRM mensurável. Sugeriram duas explicações para este comportamento. A forte anisotropia da forma dos grãos pode ter mantido a remanência na sua direção inicial ou interações de troca positiva entre as partes oxidada e não oxidada, durante o processo de oxidação, podem ter conservado a remanência. Concluíram portanto que um grão magnético de mono-domínio pode ser completamente oxidado mas ainda assim indicar a direção inicial da magnetização remanescente independentemente da direção do campo externo presente durante a alteração. Por sua vez se os grãos forem grandes a oxidação de baixa-temperatura geralmente resultará numa CRM adquirida num intervalo de tempo suficientemente longo. Esta componente será aleatória (isto é registrará a variação secular e até reversões de campo), e a direção do campo original será preservada pelos grãos de monodomínio. Este resultado pode explicar também porque a direção da remanência parece ser preservada em alguns basaltos submarinos antigos que sofreram extensa alteração de baixa-temperatura (Marshall e Cox 1972).

Observando os dados de Porto Franco-Estreito é possível se verificar que os sítios em questão (7,12,16) apresentam D e I compatíveis com os demais sítios. A análise dos diagramas de Zijderveld não mostra evidência para um comportamento multivectorial após a eliminação da magnetização viscosa. Com base no ex

posto obtém-se que a CARM determinada para esses sítios se deve à época de formação das rochas e o polo paleomagnético associado a elas (85.3°N , 82.5°E , com $A_{95} = 6.9^{\circ}$ e $K = 31.8$) representa o polo magnético daquela época.

6 TERESINA-PICOS-FLORIANO

6.1 Situação Geológica e idade

Os corpos intrusivos que ocorrem na borda oriental da Bacia do Maranhão foram denominadas formação Orozimbo pelos trabalhos realizados por Nunes et al. (1973), e a elas atribuída idade cretácica inferior. Localizam-se, segundo os resultados deste projeto, entre os arenitos triássicos da Formação Sambaíba e os arenitos da Formação Itapecuru, que com base em fósseis foi datada como Cretáceo Inferior. Sial (1976a) embora aceite a sugestão de Aguiar (1971) de dois estágios eruptivos distintos na Bacia do Maranhão (um de idade triássica, outro cretácica), lamenta a ausência de indicações que possam caracterizar a qual evento esses diques do flanco oriental estão associados. Os diques, segundo Sial (1976a), cortam sedimentos do Devoniano e como apresentam o mesmo trend dos enxames de diques de diabásio observados em Serra Leoa, Libéria e Costa do Marfim, de idade triássica-jurássica, podem pertencer ao evento magmático do Triássico. Caldasso e Hama (1978) analisando dados radiométricos obtidos para as rochas básicas da Bacia do Parnaíba verificaram que os diabásios do flanco leste da bacia se destacam por um número relativamente grande de determinações radiométricas com idades correspondentes ao Cretáceo Inferior. Estes autores analisaram ainda o relacionamento estratigráfico dessas rochas vulcânicas com a formação Corda, de idade Jurássico Superior - Cretáceo Inferior, que aparece no trabalho de Aguiar (1971) como pertencente ao Grupo Mearim, localizado entre as formações Sambaíba e Itapecuru. Rochas básicas intrusivas cortam os sedimentos da Formação Corda o que é condizente com as datações radiométricas dos diabásios da borda leste da bacia, podendo-se concluir portanto que o magmatismo hipoabissal do Cretáceo Inferior é mais recente que a formação Corda. A idade K-Ar obtida para essas ocorrências vulcânicas foi 120 ± 10 m.a. (Caldasso e Hama, 1978).

Os resultados obtidos pelo trabalho de Oliveira et al (1978) corroboraram a idade cretácica-inferior para essas intrusões da parte oriental da bacia, que os autores consideraram equivalentes em tempo, aos basaltos da Formação Sardinha, definidos por Aguiar (1971).

As rochas intrusivas básicas ocorrentes na bacia sedimentar do Maranhão são, na sua mais expressiva maioria, petrograficamente identificadas como diabásio (menos freqüentemente registram-se gabros e micromongêritos). Essas intrusivas cortam formações paleozóicas. Essas rochas constituem sobretudo vastos corpos lenticulares ou soleiras, habitualmente interpostas entre as unidades estratigráficas Pimenteiras e Cabeças, Cabeças e Longá ou Longá e Poti. Tal fato é explicável com base na diferença de competência entre os estratos de forma que a massa ígnea atravessou com mais facilidade as camadas de maior plasticidade (Pimenteiras e Longá) e ao atingir os estratos arenosos mais resistentes (Cabeças e Poti) sofreu expansão lateral nas camadas inferiores, deformando e fraturando os estratos arenosos superiores (Oliveira et al, 1978). A espessura das soleiras varia dentro de amplos limites alcançando 148m em sub-superfície na região de Pedro II localizada, aproximadamente, a 400 km a nordeste de Teresina. Na seção vertical medida em Picos, apresenta um valor médio de 60m (Oliveira et al, 1978).

Além dos corpos intrusivos lenticulares ocorrem também os basitos, freqüentemente em forma de diques, que geralmente apresentam orientação NW-SE e NE-SW. Os basitos são tipicamente toleíticos mostrando um fraco teor olivínico e uma uniformidade químico-petrográfica atestada pelo exame de amostras coletadas em pontos distintos (Oliveira et al, 1978).

A fase magmática da borda oriental da Bacia do Maranhão é correlacionável às manifestações efusivas de grande escala, ocorridas na Bacia do Paraná no Jurássico Superior - Cretáceo Inferior.

Na área compreendida entre Teresina-Picos-Floriano foram amostrados 22 sítios e a figura 12 apresenta um mapa esquemático onde estão apontados os diversos locais em que foram coletadas as amostras. Nos locais onde as soleiras de diabásio estavam expostas, como por exemplo o afloramento 32, teve-se o cuidado de se coletar amostras nos pontos onde o tamanho dos grãos era menor, procurando-se desta forma obter amostras cuja razão de resfriamento fosse maior e assim uma magnetização remanescente mais estável.

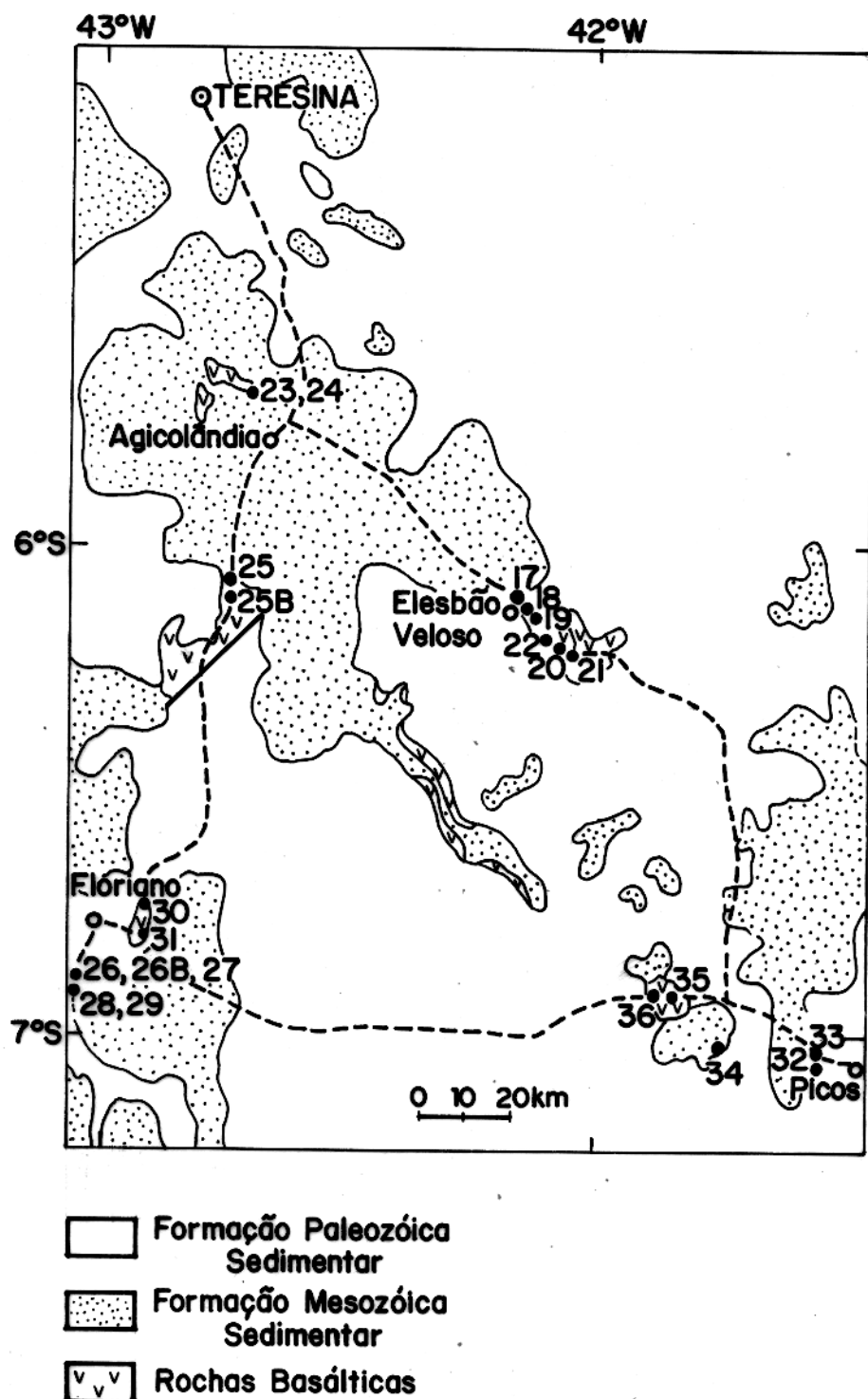


FIG.12 - MAPA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO OS LOCAIS DE AMOSTRAGEM NA ÁREA DE TERESINA-PICOS-FLORIANO.

6.2 Medidas Paleomagnéticas

As medidas paleomagnéticas das amostras coletadas na região de Teresina-Picos-Floriano foram realizadas no laboratório do Instituto de Geofísica Geral e Aplicada da Universidade de Munique.

As medidas da magnetização remanescente natural dos espécimes coletados foram efetuadas com um magnetômetro rotativo da Digico. Depois das medidas da NRM de todas as amostras, espécimes pilotos foram submetidos a desmagnetizações parciais por tratamento de campo alternado até a intensidade de 1000 Oe. A figura 13 apresenta o resultado da lavagem para um caso típico. De acordo com os resultados encontrados todas as amostras foram tratadas com o campo alternado apropriado e então medida a magnetização remanescente característica (CARM).

Os resultados das medidas paleomagnéticas de cada sítio estão sumarizados na tabela 3. As direções médias de cada sítio e a direção média geral do conjunto estão mostradas na figura 14 para NRM e CARM. Não foi necessário se efetuar a correção de acamamento porque a área em estudo não apresenta perturbação tectônica posterior à formação da rocha. O espalhamento da NRM dentro-do-sítio, que em alguns casos foi grande, pode ser bastante reduzido pela desmagnetização por campo alternado, como pode ser observado nos valores de α_{95} para NRM e CARM (tabela 3). A intensidade da NRM 1-10 miligauss foi reduzida para 50-10% do valor inicial pela aplicação do campo alternado. A figura 15 apresenta alguns diagramas de Zijderveld obtidos para as amostras de Teresina-Picos-Floriano. As amostras do sítio 21 apresentaram magnetização remanescente instável não indicando resultado consistente após o tratamento de desmagnetização e não foram incluídas na determinação da direção média. Dando-se peso unitário a cada direção média de sítio, a direção média geral da magnetização remanescente característica encontrada foi $D = 174.7^\circ$, $I = +6.0^\circ$, $\alpha_{95} = 2.8^\circ$ e $k = 122$ em que $N = 21$. Todos os sítios apresentaram polaridade reversa. O desvio padrão angular ($\theta_{63} = 7.3^\circ$) é relativamente pequeno de acordo com o trabalho de Brock (1971), mas pode-se concluir com certa confiança que a amostragem abrangeu um período adequado para a determinação de um polo paleomagnético. Os sítios estudados se localizam numa área de 200 km de

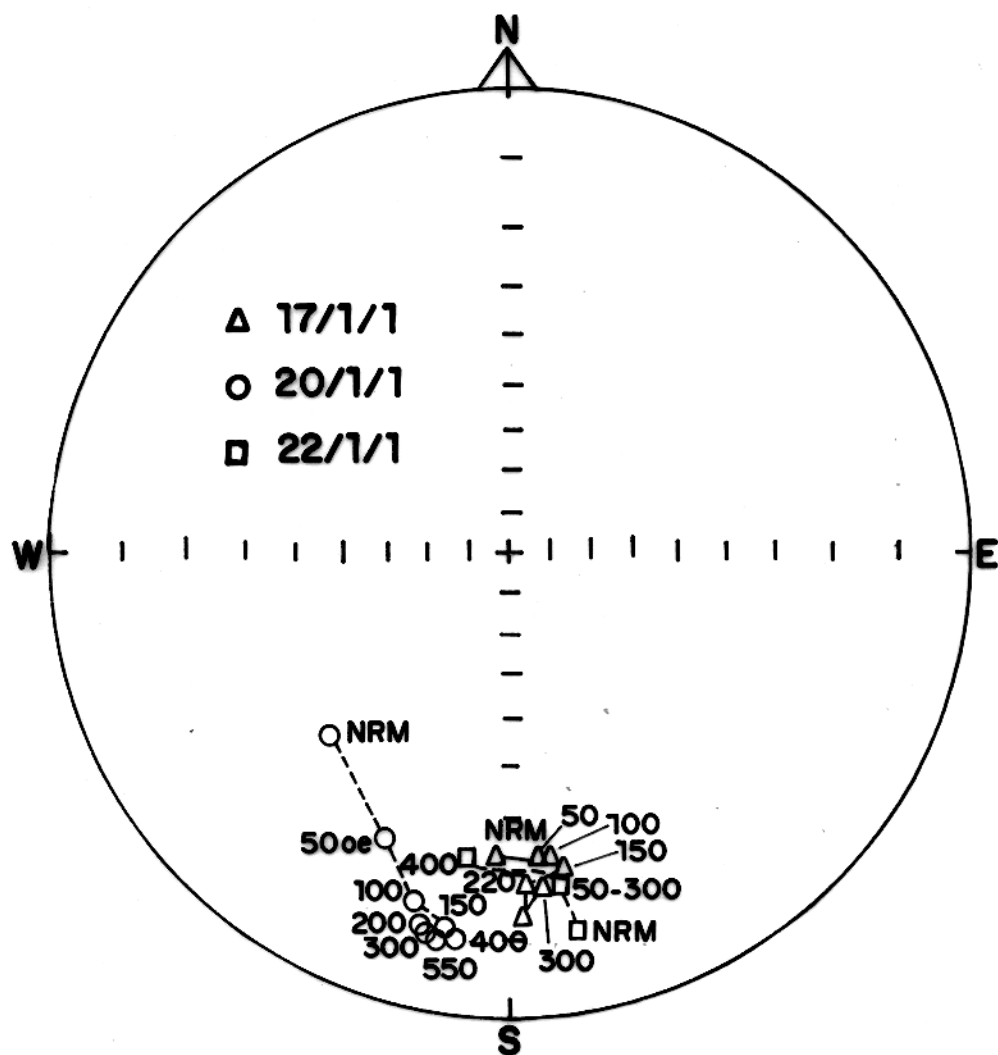


FIG. 13 - EXEMPLOS DE ETAPAS DE DESMAGNETIZAÇÃO DE AMOSTRAS PILOTOS DE TERESINA-PICOS-FLORIANO (Rede esteriográfica de Wulff).

TABELA 3 - Teresina-Picos-Floriano - Resultados paleomagnéticos de rochas vulcânicas do Cretáceo Inferior. Localização média dos sítios 6.6°S e 42°W.

SÍTIOS	NRM					CARM					VGP		
	N	D(O)	I(O)	$\alpha_{95}(O)$	k	N	D(O)	I(O)	$\alpha_{95}(O)$	k	O _N	O _E	
17	10	180	+17.7	5.5	76	10	178.0	+14.9	2.5	365	87.5	193	
18	9	181	+16.0	3.0	290	9	180.2	+13.2	1.4	1220	89.4	116	
19	8	171	+19.4	4.0	192	8	180.2	+15.3	3.1	310	84.9	209	
20	10	252	+42.8	31.5	3.3	11	179.7	+17.0	6.2	54	87.4	145	
21	7	100	-26.1	8.8	47		nenhum resultado consistente						
22	6	167	+13.7	4.7	202	6	173.9	+16.7	4.0	268	83.5	206	
23	9	176	-16.9	5.9	77	8	177.1	- 2.3	1.1	2310	82.5	294	
24	7	173	- 6.0	2.9	421	7	174.1	- 6.2	1.7	1180	79.4	283	
25	6	175	- 5.4	18.4	14	5	175.8	+ 4.0	1.7	1860	84.1	271	
25B	8	185	-12.4	16.1	13	8	174.3	+ 7.3	3.0	337	83.8	250	
26	4	177	+ 6.1	4.3	447	16	166.0	+ 6.4	3.5	109	75.6	241	
26B	4	182	+ 6.3	5.4	267	8	181.6	+ 8.8	2.9	358	87.1	351	
27	8	166	-18.5	8.8	40	8	172.4	- 1.3	2.6	434	79.3	271	
28	7	195	+ 1.7	4.4	186	7	176.4	+ 4.4	3.0	393	84.1	279	
29	6	173	- 2.9	3.6	341	6	174.4	- 0.2	2.1	939	81.1	278	
30	8	172	+ 7.1	2.1	682	8	172.3	+ 8.2	2.6	451	81.8	246	
31	9	172	- 1.3	5.1	102	8	172.9	+ 3.5	1.6	1065	81.3	262	
32	10	169	- 2.1	5.2	87	10	175.1	+ 3.2	1.7	787	82.7	276	
33	5	172	+ 6.0	3.4	500	13	170.5	+ 6.1	1.8	526	79.7	250	
34	8	178	+ 1.8	2.4	524	10	174.7	+ 3.8	2.2	463	82.6	272	
35	4	180	- 3.4	24.0	15	16	173.5	+ 5.2	4.1	82	82.1	262	
36	4	166	-13.9	37.0	7	8	172.4	- 0.1	5.5	99	79.6	271	
Média dos Sítios	157(22)					190(21)	174.7	6.0	2.8	122	83.6	261	
A ₉₅ =1.9º k=276													

N= número de amostras, D= declinação, I= inclinação, α_{95} ou A_{95} = raio do círculo de confiança ao nível de 95%, k ou K= parâmetro de precisão. Polo médio: como na tabela 5.1.

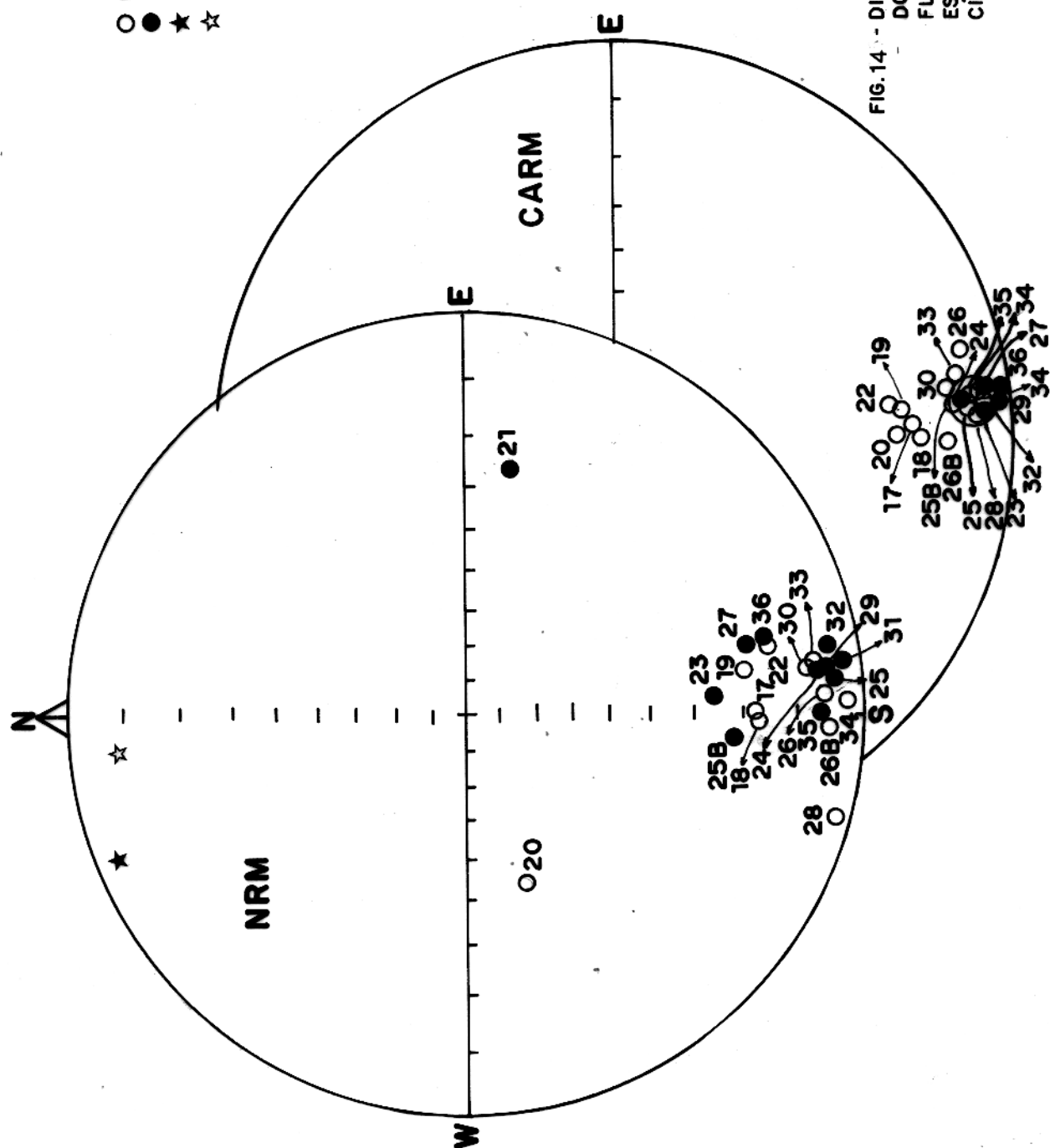


FIG. 14 - DIREÇÕES MÉDIAS DA NRM E CARM
 DOS SÍTIOS DE TERESINA - PICOS-
 FLORIANO. A MÉDIA GERAL DA CARM
 ESTÁ INDICADA PELO RESPECTIVO
 CÍRCULO DE CONFIANÇA.

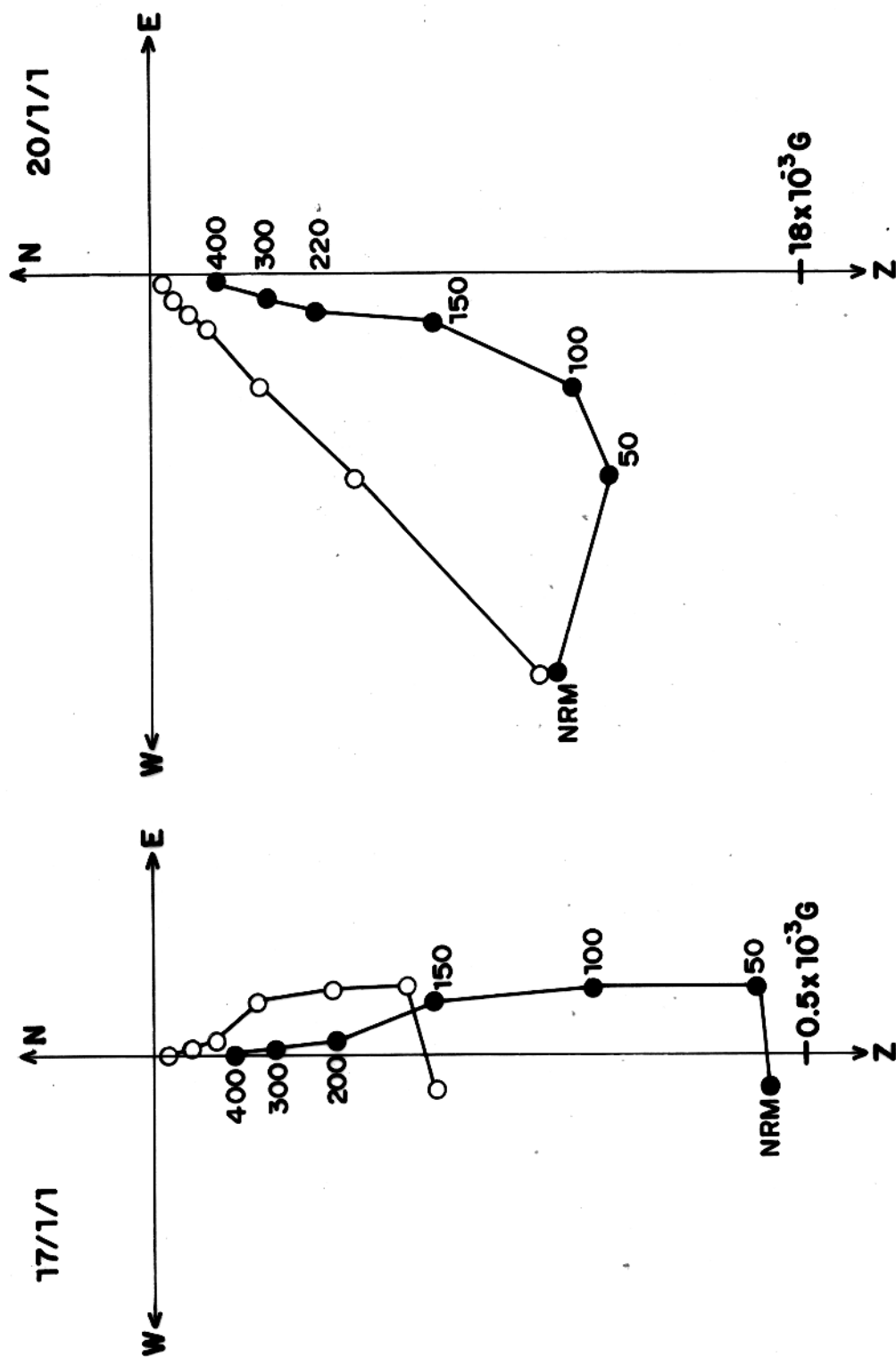


FIG. 15 a - DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD PARA AMOSTRAS DE TERESINA-PICOS-FLORIANO. SÍMBOLOS ESCUROS E CLAROS INDICAM RESPECTIVAMENTE, COMPONENTES NO PLANO HORIZONTAL E VERTICAL (EW).

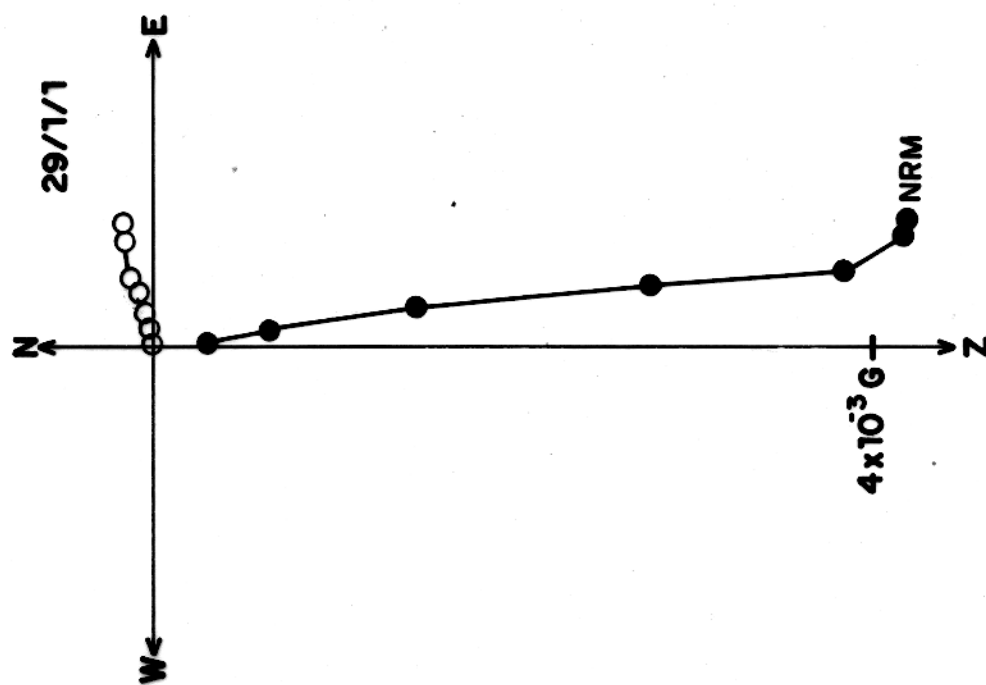
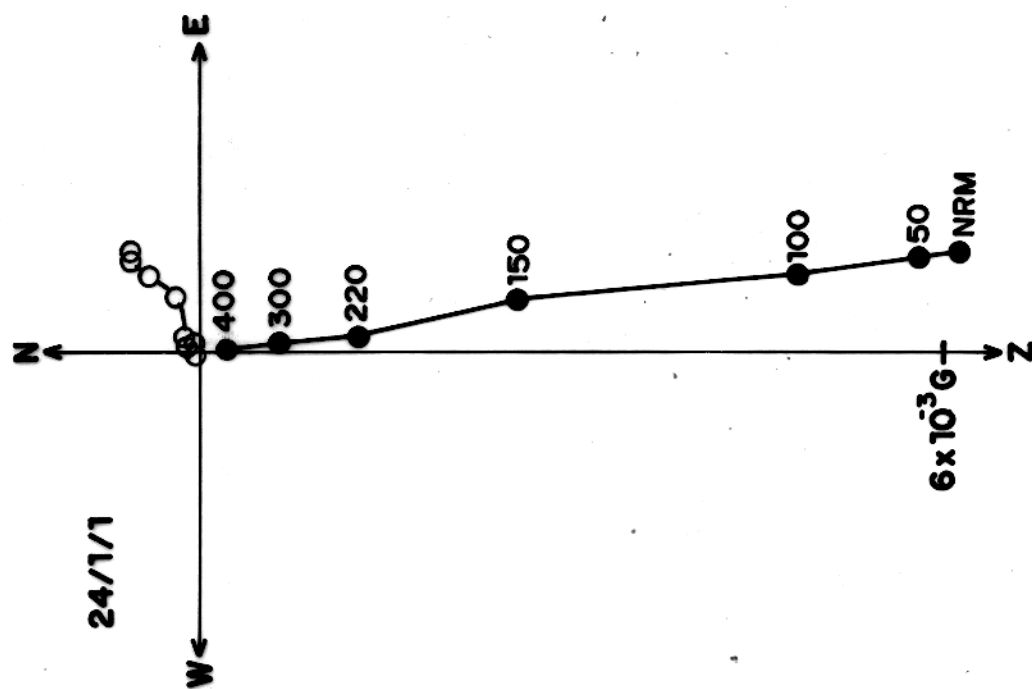


FIG. 15b- DIAGRAMA DE ZIJDERVELD (TERESINA-PICOS-FLORIANO). SIMBOLOS ESCUROS E CLAROS INDICAM RESPECTIVAMENTE, COMPONENTES NO PLANO HORIZONTAL E VERTICAL (EW).

diâmetro e os sítios muito próximos entre si têm, na maioria dos casos, direções de magnetização significativamente diferentes.

Foram determinados polos paleomagnéticos virtuais para cada sítio e a cada um deles foi atribuído peso estatístico unitário, tendo sido calculado então o polo paleomagnético do conjunto, cujo polo norte apresentou as coordenadas: 83.6°N e 261.0°E com $A_{95} = 1.9^{\circ}$ e $K = 276$. De acordo com a nomenclatura que tem sido utilizada por vários autores, este polo foi denominado SAK_g (Schult e Guerreiro, 1979).

6.3 Medidas de temperatura de Curie e Raio-X

Da mesma forma como foi feito no trabalho de Porto Franco-Estreito, após terem sido concluídas as medidas paleomagnéticas, as amostras de Teresina-Picos-Floriano foram pulverizadas para que fossem efetuadas as medidas de Raio-X e temperatura de Curie. O diâmetro do grão pulverizado foi da ordem de 20μ . O trabalho foi realizado no Instituto de Geofísica Geral e Aplicada da Universidade de Munique. A metodologia de medida e o equipamento usado foram os mesmos empregados na área estudada no capítulo anterior. Os resultados obtidos estão resumidos na tabela 4.

A figura 16 apresenta um diagrama ternário de O'Reilly (1976) que indica as composições das amostras da área de Teresina-Picos-Floriano. Comparando-se com os resultados de Porto Franco-Estreito, figura 10, verifica-se que são menos oxidadas apresentando uma composição aproximadamente constante, com temperatura de Curie variando no intervalo $510-545^{\circ}\text{C}$ e dimensões da rede cristalina da ordem de $8.40 \text{ \AA}$. O teor em titânio, da mesma forma que no caso anterior é baixo. Todas as amostras submetidas ao Raio-X indicaram a presença de ilmenita.

6.4 Discussão dos Resultados

As curvas termomagnéticas apresentadas na figura 17 são exemplos das curvas obtidas para as amostras da região estudada. Elas são monotonamente semelhantes apresentando, pela curva de aquecimento, uma temperatura de Curie, em torno de 530°C e um ponto de Curie ligeiramente menor pela curva de resfriamento. A mag

TABELA 4 - Resultados de algumas propriedades magnéticas e de medidas de raio-X das amostras de Teresina-Picos-Florianópolis

AMOSTRA Nº	NRM 10^{-4} Gauss	T _c (1) °C	I _s (1) 10^{-1} Tm ³ /g	Composição (3) Raio-X	a (4) Å
17/10	3.5	535 (535)	2.5	Mt + Il	8.403 ± 0.002
18/3	75.0	530 (520)	15.0	Mt + Il	8.400 ± 0.005
19/3	14.0	520 (520)	4.0	Mt + Il	8.396 ± 0.007
20/3	65.0	550 (540)	8.3	Mt + Il	8.403 ± 0.006
21/1	11.0	530 (510)	17.5	Mt + Il	8.403 ± 0.002
22/5	35.0	520 (505)	20.0	Mt + Il	8.400 ± 0.005
23/2	11.0	518 (510)	17.0	Mt + Il	8.405 ± 0.005
24/2	39.0	526 (520)	20.0	Mt + Il	8.408 ± 0.007
25/6	8.0	512 (502)	21.2	Mt + Il	8.406 ± 0.004
25-B/9	7.5	509 (503)	25.2	Mt + Il	8.398 ± 0.005
26/3	210.0	532 (516)	10.5	Mt + Il	8.403 ± 0.004
26-B/4	27.0	538 (516)	21.0	TiMt + Il	8.387 ± 0.007
27/7	50.0	542 (527)	28.0	Mt + Il	8.398 ± 0.005
28/5	76.0	542 (525)	29.3	Mt + Il	8.402 ± 0.005
29/6	45.0	535 (509)	30.0	Mt + Il	8.397 ± 0.007
30/5	62.0	525 (551)	21.0	Mt + Il	8.395 ± 0.007
31/5	25.0	519 (512)	27.3	Mt + Il	8.409 ± 0.002
32/6	68.0	530 (513)	34.5	Mt + Il	8.398 ± 0.003
33/1	5.5	513 (513)	50.0	Mt + Il	8.407 ± 0.003
34/1	105.0	531 (526)	21.0	Mt + Il	8.402 ± 0.002
35/3	17.0	541 (532)	28.0	Mt + Il	8.393 ± 0.005
36/3	94.0	544 (534)	33.0	Mt + Il	8.400 ± 0.002

- (1) T_c: temperatura de Curie obtida pela curva de aquecimento. Os resultados entre parêntesis dizem respeito à curva de resfriamento
(2) I_s: intensidade de magnetização de saturação à temperatura ambiente (curva de aquecimento)
(3) TiMt: titanomagnetita, Mt: magnetita, Il: ilmenita
(4) a: dimensões da rede cristalina para a fase cúbica: (titano)magnetita ou maguemita

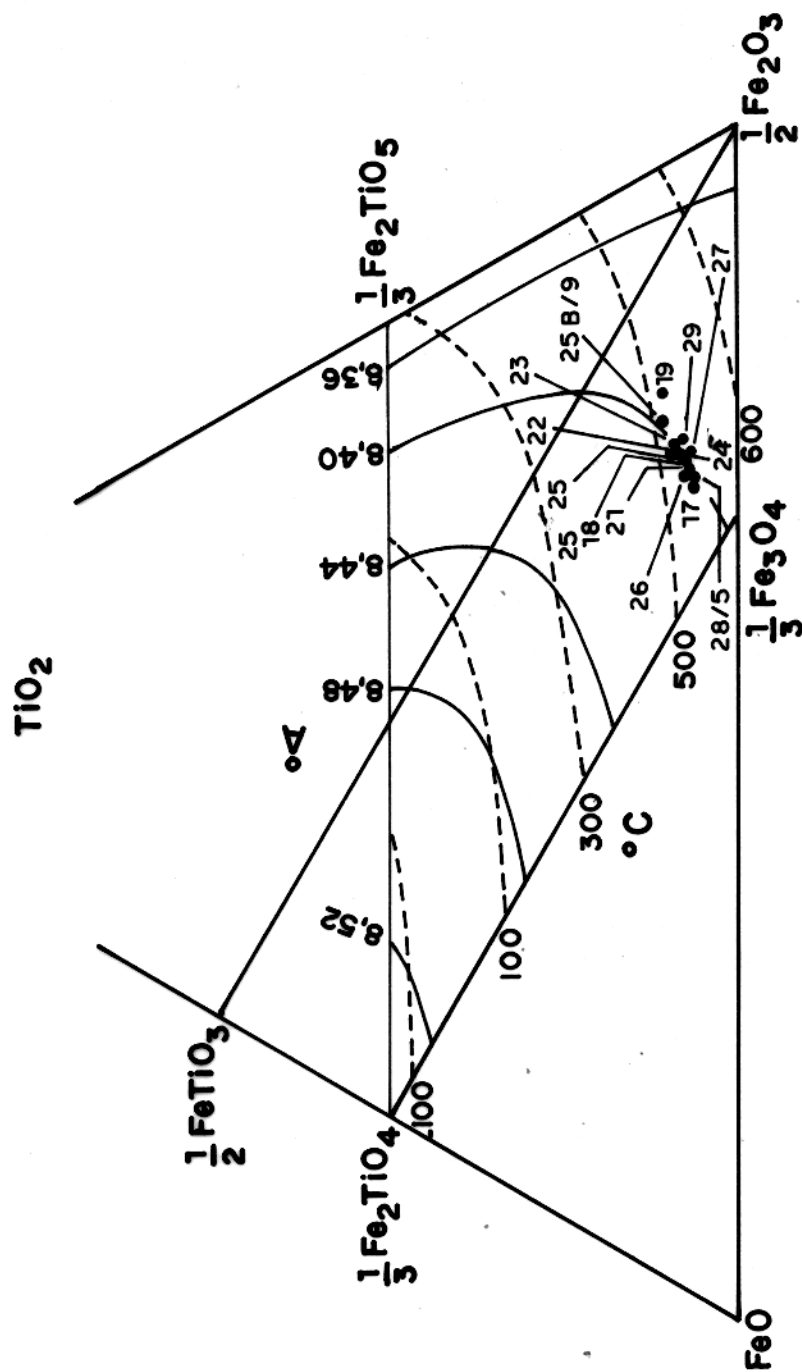


FIG. 16 - TEMPERATURA DE CURIE E DIMENSÕES DA REDE CRISTALINA DAS AMOSTRAS DE TERESINA-PICOS-FLORIANO, REPRESENTADAS NUM DIAGRAMA TERNÁRIO SEGUNDO O'REILLY (1976).

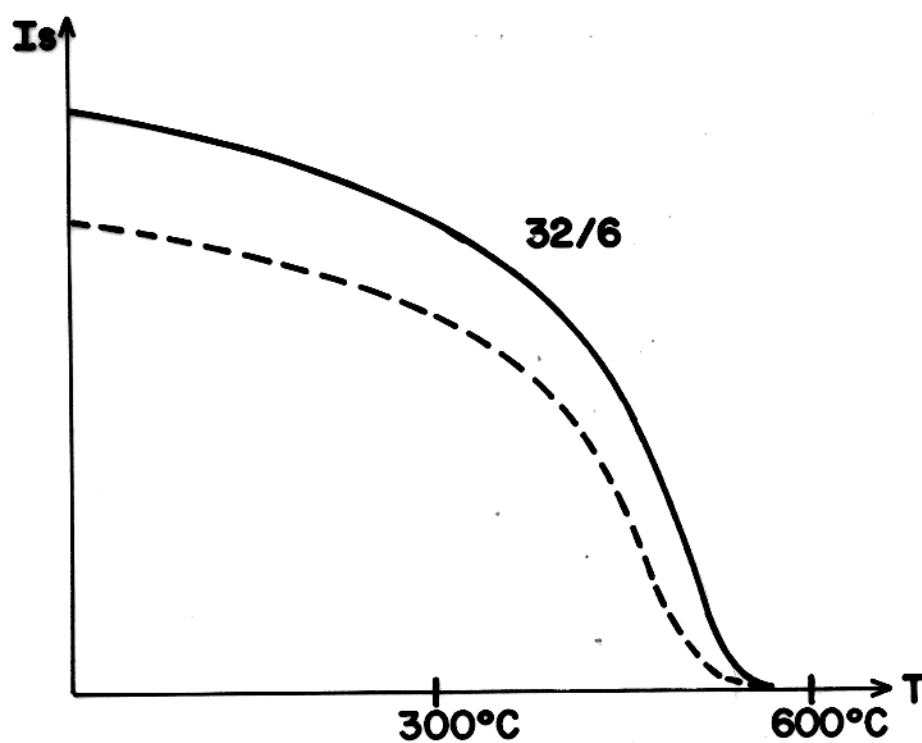
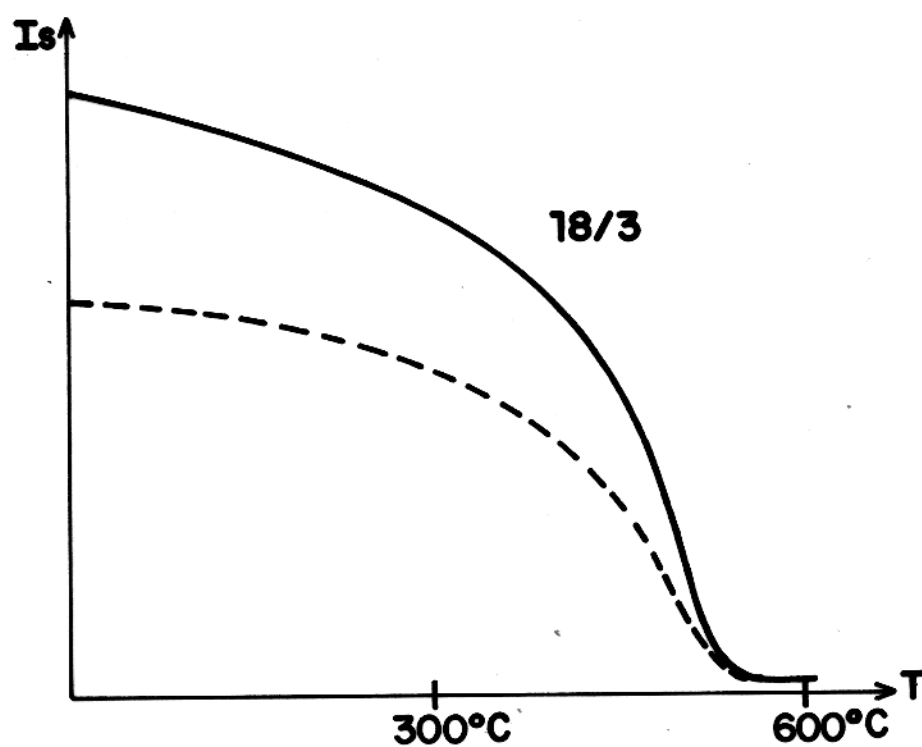


FIG. 17 - EXEMPLOS DE CURVAS TERMOMAGNÉTICAS DAS AMOSTRAS DE TERESINA-PICOS-FLORIANO. TRAÇO CHEIO: CURVA DE AQUECIMENTO, TRAÇO PON TILHADO: CURVA DE RESFRIAMENTO.

netização de saturação apresenta também um valor menor na curva de resfriamento.

A diferença observada entre as duas curvas, aquecimento e resfriamento, é explicada pelo fato que os minerais magnéticos comumente sofrem mudanças químicas quando o experimento se processa no ar, como ocorreu no caso do equipamento usado. A alta temperatura de Curie observada para estas amostras na curva de aquecimento provém de uma fase cúbica pobre em titânio, próxima à magnetita (Petersen et al, 1979). O deslocamento da curva de resfriamento para uma posição mais abaixo da curva de aquecimento pode ser atribuído a uma das várias razões: decomposição de uma fase metaestável, redução de uma fase parcialmente oxidada e homogeneização interna ou ordenação por processos de difusão. É geralmente difícil dizer qual entre estas causas é a única responsável pelas diferenças observadas (Larson et al, 1969).

As características apresentadas pelas curvas termomagnéticas e a presença de ilmenita nas amostras submetidas ao Raio-X, parecem indicar a ocorrência de oxidação de alta temperatura, o que é compatível com os critérios de estabilidade magnética sugeridos por Larson et al (1969).

O polo paleomagnético determinado para essas amostras e denominado SAK₉ (83.6°N, 261°E) é significativamente diferente do polo SAJ₂ (85.3°N, 82.5°E), determinado para a área de Porto Franco-Estreito, mas se localiza muito próximo ao polo SAK₈ (84.6°N, 295.4°E), também de idade Cretáceo-Inferior, determinado para as rochas básicas da formação Serra Geral por Pacca e Hiodo (1976). É interessante notar que Alencar e Pacca (1981), estudando a influência das rochas vulcânicas sobre os sedimentos da Formação Piauí próximo à região de Floriano, determinaram uma magnetização remanescente de origem química associada à época das intrusões, cujo polo paleomagnético correspondente (82.3°N, 262.4°E) tem coordenadas muito próximas ao polo determinado por este trabalho.

7 CABO DE SANTO AGOSTINHO

7.1 Situação Geológica e idade

Ocorre na faixa costeira do estado de Pernambuco uma seqüência de rochas vulcânicas, não orogênicas, iniciando-se a cerca de 20 km ao sul de Recife e representada por basaltos, andesitos, traquitos e riolitos. Esta seqüência vulcânica, juntamente com o granito que forma o promontório do Cabo de Santo Agostinho, constitui a província magmática do Cabo de Santo Agostinho.

A associação magmática da província do Cabo é muito semelhante aos "younger granites" da Nigéria, incluindo os granitos terciários de Cameroon (Almeida, 1969).

A área estudada está indicada esquematicamente na figura 18.

A seqüência de rochas vulcânicas ocorre principalmente na forma de pequenos derrames e alguns diques, "plugs" e "sills", que se distribuem de maneira irregular na faixa costeira que se estende da cidade do Cabo às proximidades de Serinhaem. Os basaltos ocorrem em pequena extensão, quase sempre alterados na superfície, os andesitos são menos freqüentes e ocorrem em geral em forma de diques (Costa et al, 1979). As rochas mais básicas da área são encontradas nos engenhos Caeté e Algodóais (Borba, 1977).

Os traquitos são os representantes vulcânicos mais abundantes e espalhados na região, ocorrendo mais comumente sob a forma de derrames (Costa et al, 1979). São encontrados, segundo Borba (1977), nos engenhos Sibiró, Ilhas (sítio 38) na região de Camela (sítio 40) e na praia de Itapoama (sítios 42 e 73-76), figura 18. Os riolitos são relativamente mais restritos, apresentando sua forma de ocorrência limitada a diques e "plugs" e são mais resistentes ao intemperismo de acordo com o trabalho de Costa et al (1979). Borba (1977) verificou sua ocorrência nos Engenhos Mirador, Algodóais (sítio 37) Sítio do Anjo (sítio 41) e Usina Ipojuca (sítios 39/1 e 39/7). Estes afloramentos estão as sinalados na figura 18.

Andesitos e rochas calco-alcálinas associadas são muito incomuns na porção oriental do continente sul-americano. Em geral estão relacionadas a zonas de subsidência de placas, tanto

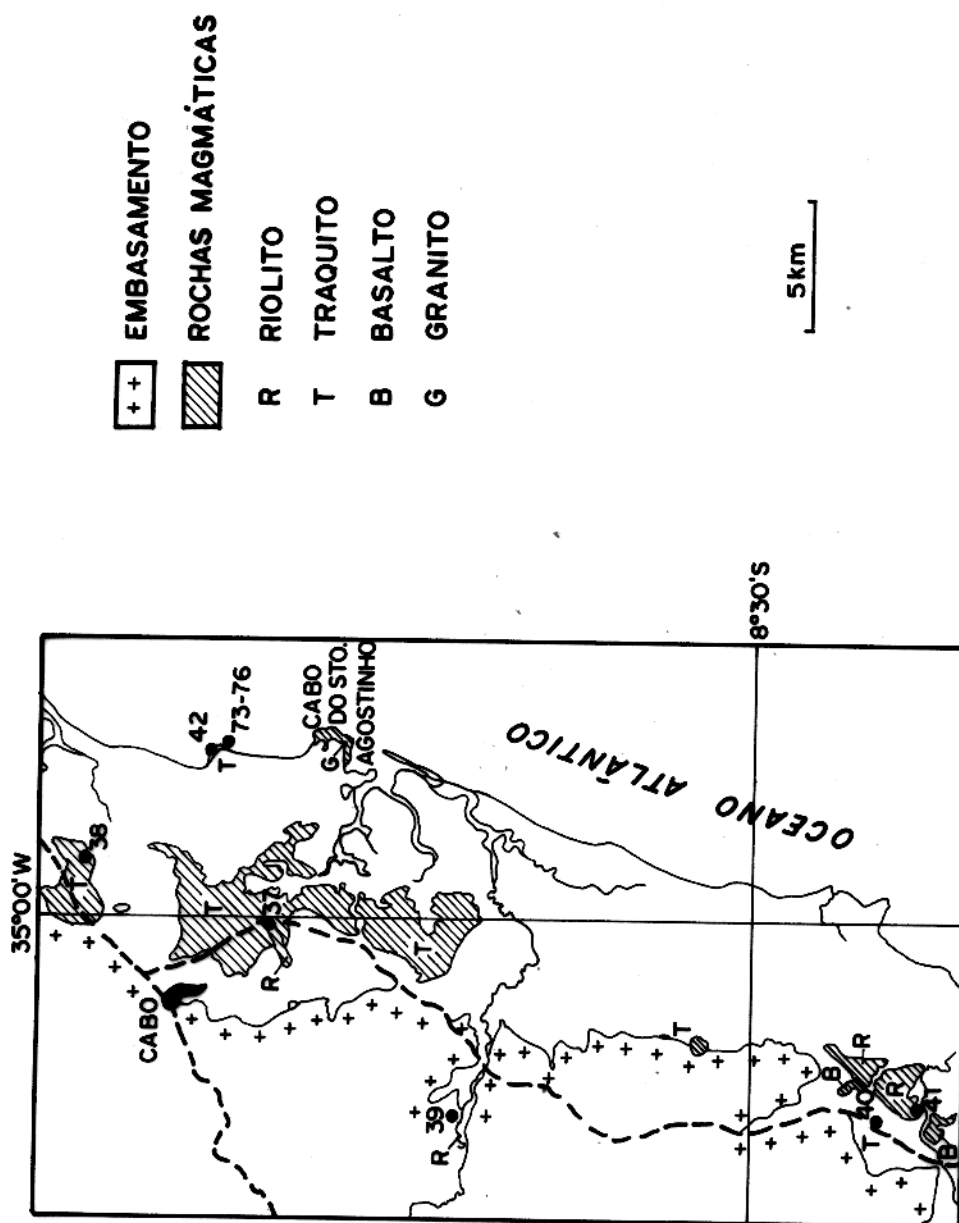


FIG.18 - MAPA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO OS LOCAIS DE AMOSTRAGEM NA ÁREA DO CABO DE SANTO AGOSTINHO.

em margens continentais como em arcos de ilhas (Sial, 1976a). Como não há evidências que suportem este argumento para a costa este da América do Sul, deve-se procurar um outro mecanismo para se explicar a ocorrência dessas rochas vulcânicas (Sial, 1976a). Segundo este autor os riolitos e granitos teriam a mesma origem que os basaltos e os andesitos. O mecanismo teria se processado em duas etapas. Na primeira um magma toleítico teria sido aprisionado na crosta durante algum tempo, fundindo localmente parte da mesma. A fusão enriquecida em elementos da crosta resultaria num magma granítico que teria chegado à superfície aproveitando-se das fraturas em desenvolvimento. Numa segunda etapa o magma basáltico ao cortar sedimentos, com teor em água muito variado, teria um aumento na fugacidade do oxigênio, resultando numa alta oxidação dos óxidos de ferro e variando a composição do basalto na direção da composição do andesito. Em outros locais este magma ter-se-ia diferenciado até atingir uma composição traquítica.

Da mesma forma Borba (1978), procurando encontrar uma explicação genética para a origem das rochas vulcânicas da faixa costeira sul de Pernambuco, baseando-se em estudos químicos e petrográficos já realizados, concluiu por uma cristalização fracionada. Seus estudos verificaram um enriquecimento de ferro total em relação ao MgO e um crescimento dos álcalis na sequência basalto-andesito-traquito-riolito. O pequeno enriquecimento relativamente ao ferro nos termos mais básicos pode indicar que houve uma cristalização fracionada iniciada pelos minerais ferro-magnesianos, abundantes nos basaltos e andesitos, decrescendo nos traquitos até se tornar praticamente ausente nos riolitos.

Legrand e Figueiredo F^O (1979) obtiveram uma razão Sr^{87}/Sr^{86} , para o granito do Cabo de Santo Agostinho, de 0.702-0.707 que interpretaram como indicativa de uma origem a partir de material do manto.

A província magmática do Cabo de Santo Agostinho está estratigraficamente localizada entre os conglomerados da Formação Cabo de idade cretácica inferior (Neocomiano) e as rochas carbonáticas da Formação Estivas de idade turoniana (Mello e Siqueira, 1972; Amaral e A. Menor, 1979; Costa et al, 1979). Algumas das rochas dessa província foram datadas por Vandoros et al (1966) indicando uma variação de 85-100 m.a. em idade K-Ar. Vandoros e Valarelli (1976) por sua vez determinaram para estas rochas idade

K-Ar e Rb-Sr de 90-114 m.a. que foram confirmadas, segundo os autores, por relações de campo.

7.2 Medidas Paleomagnéticas

Os dados paleomagnéticos foram obtidos por medidas efetuadas nos laboratórios da Universidade de Munique e no Instituto Astronômico e Geofísico da USP.

As medidas da magnetização remanescente natural foram feitas por meio de um magnetômetro rotativo da DIGICO. Em seguida amostras pilotos de todos os sítios foram então desmagnetizadas por campo magnético alternado paulatinamente até o valor pico 1000 Oe. As figuras 19 e 20 apresentam os resultados de amostras pilotos respectivamente plotados na projeção estereográfica de Wulff e no diagrama de Zijderveld. De acordo com os resultados obtidos as demais amostras foram então tratadas com o campo alternado apropriado. Os dados estão sumarizados na tabela 5.

A direção média da magnetização remanescente natural dos diversos sítios e a direção da magnetização característica são mostradas na figura 24, onde se pode observar ainda a direção do campo magnético e do dipolo central atual.

Os espalhamentos entre-sítios e dentro-do-sítio foram reduzidos pelo tratamento de campo alternado como se pode verificar pelas figuras 21 e 22.

A intensidade da NRM, que variou entre 10^{-2} e 1 miligauss, foi reduzida a cerca de 80-5% de seu valor inicial pela aplicação do campo alternado. As direções dos sítios localizados muito próximos um do outro foram verificadas usando-se para isto o teste F discutido no item Análise Estatística do capítulo 3. Apenas aqueles cujas direções diferiam num nível de 95% de probabilidade foram considerados sítios individuais. Assim os afloramentos 39/1 e 39/6 foram aceitos como dois grupos distintos, enquanto que os sítios 73, 74 e 76 foram analisados como um sítio único. Com este procedimento foram utilizados para este trabalho paleomagnético nove sítios individuais, todos com direção normal de magnetização.

Atribuindo-se peso unitário a cada sítio a direção média obtida para a CARM foi $D = 0.4^{\circ}$, $I = -20.6^{\circ}$, $\alpha_{95} = 4.8^{\circ}$, $K = 114$,

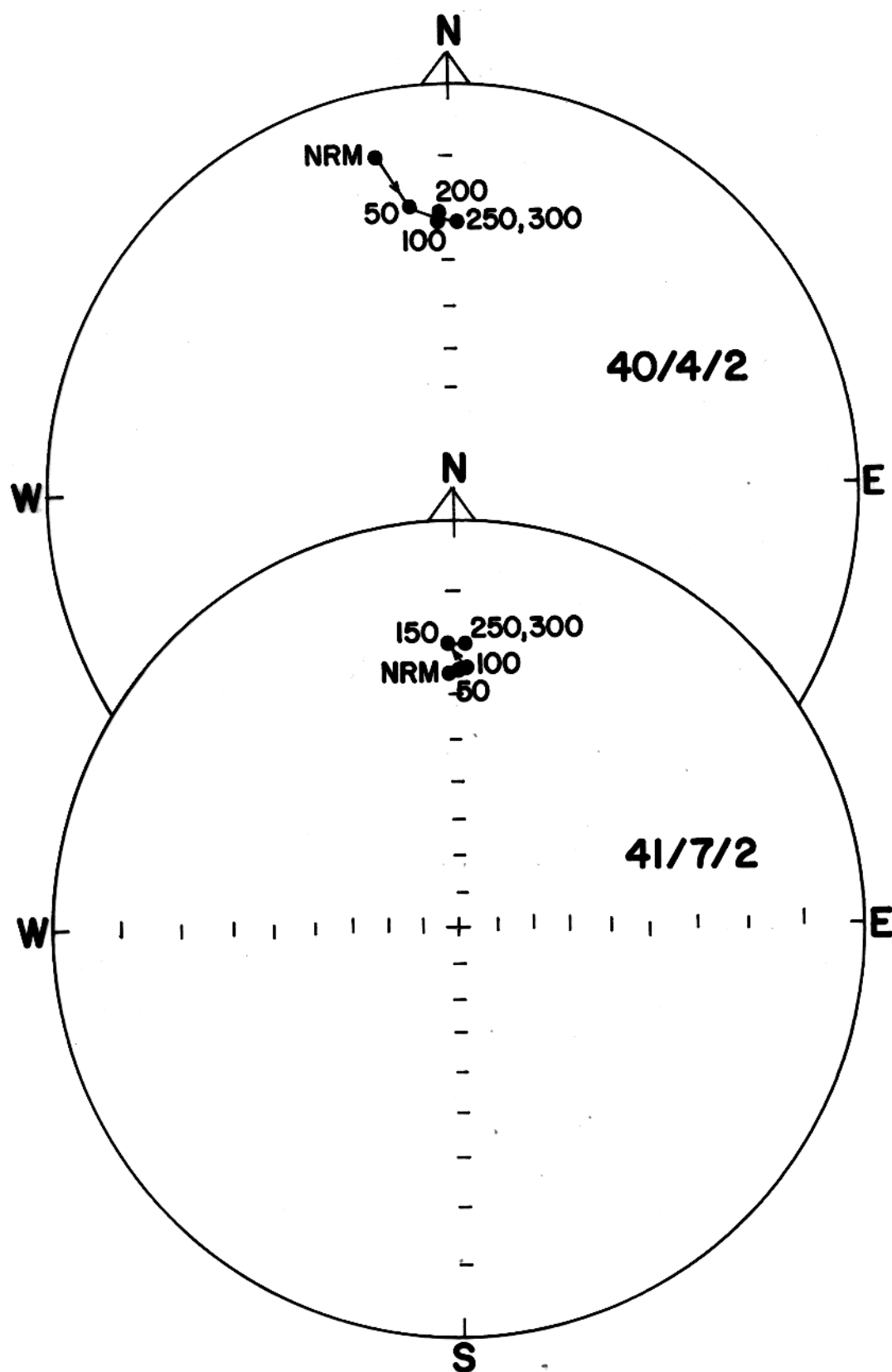


FIG. 19 - EXEMPLOS DE DESMAGNETIZAÇÃO DE AMOSTRAS PILOTOS PARA A ÁREA DO CABO DE SANTO AGOSTINHO.

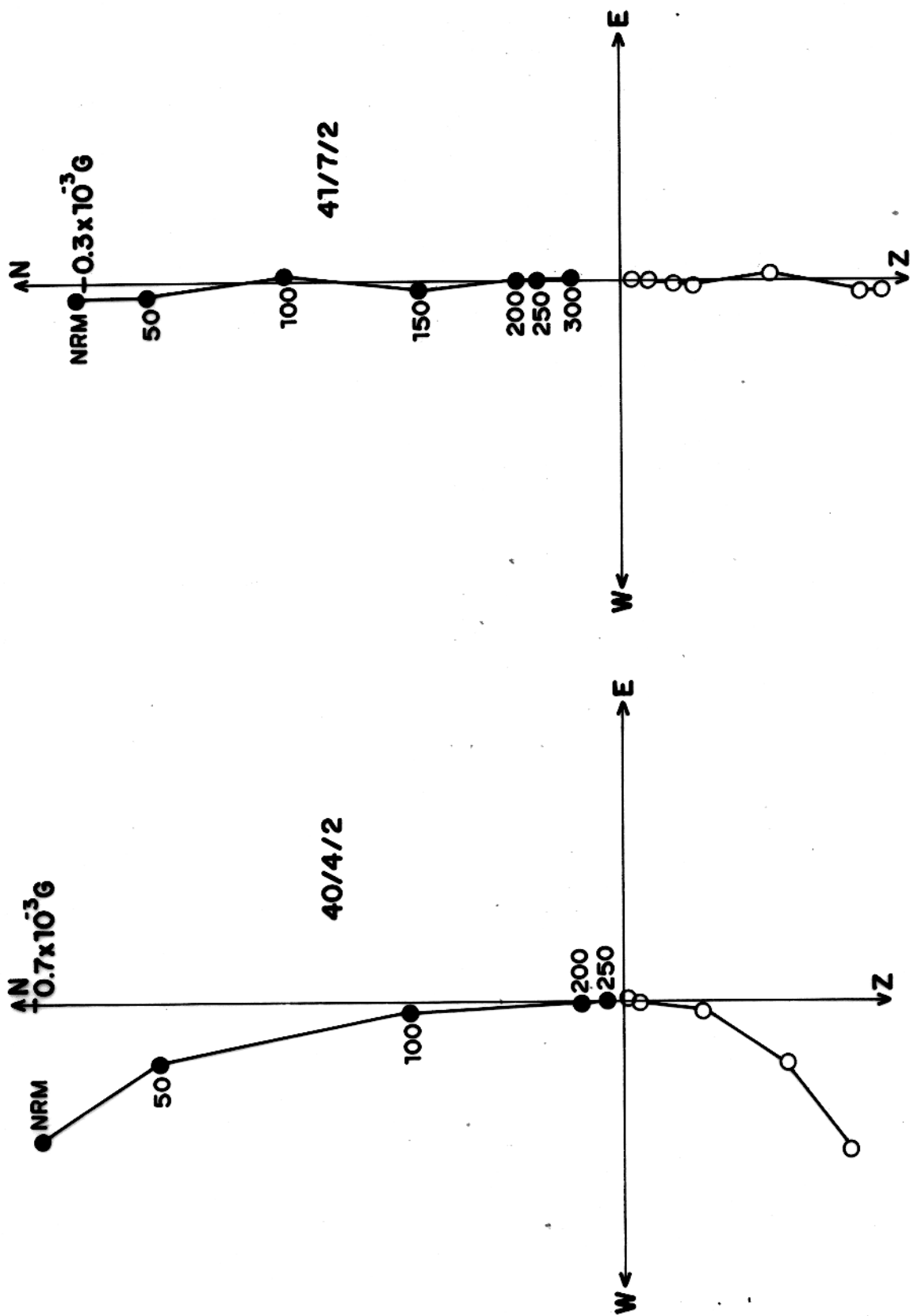


FIG. 20- DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD PARA AS AMOSTRAS 40/4/2 (Traquito) E 41/7/2 (Riolito) DO CABO DE SANTO AGOSTINHO. SÍMBOLOS ESCUROS E CLAROS INDICAM RESPECTIVAMENTE, COMPONENTES NO PLANO HORIZONTAL E VERTICAL (EW).

TABELA 5 - Cabo de Santo Agostinho. Resultado paleomagnético de rochas vulcânicas Superior. Localização média dos sítios 8.4°S e 35.0°W.

SÍTIOS	NRM					CARM					VGP	
	N	D(º)	I(º)	$\alpha_{95}(º)$	K	N	D(º)	I(º)	$\alpha_{95}(º)$	K	ON	OE
37	7	357.7	-23.5	4.4	183	9	354.9	-22.1	4.0	163	84.1	203
38	10	358.5	-25.8	3.2	229	10	354.8	-19.8	2.9	320	87.8	177
39/1	5	211.5	+35.9	12.2	40	6	354.1	-24.8	4.5	220	82.6	195
39/6	5	32.7	-11.2	11.2	48	5	16.9	-18.0	12.0	41	73.3	59
40	11	353.7	-26.9	4.9	86	10	355.4	-19.1	2.1	493	85.3	217
41	10	359.4	-27.9	1.4	1110	13	259.4	-27.1	1.1	1300	83.9	150
42	10	9.0	-13.6	2.7	313	10	4.8	-14.7	2.6	340	85.2	42
73	11	0.0	-17.5	6.3	57							
74	11	349.1	-19.8	2.7	270	30	359.3	-21.3	1.3	378	87.2	158
76	9	356.7	-21.6	3.9	169							
75	7	13.2	-12.4	14.6	18	7	359.9	-17.4	3.7	258	89.4	149
Média dos Sítios	96(11)					100 (9)	0.4	-20.6	4.8	114	87.6	135.1

A₉₅=4.5 k=127

N= número de amostras, D= declinação, I= inclinação, α_{95} ou A_{95} = raio do círculo de confiança ao nível de 95%, K ou k= parâmetro de precisão. As coordenadas do polo paleomagnético médio foram obtidas pela média dos polos geomagnéticos virtuais.

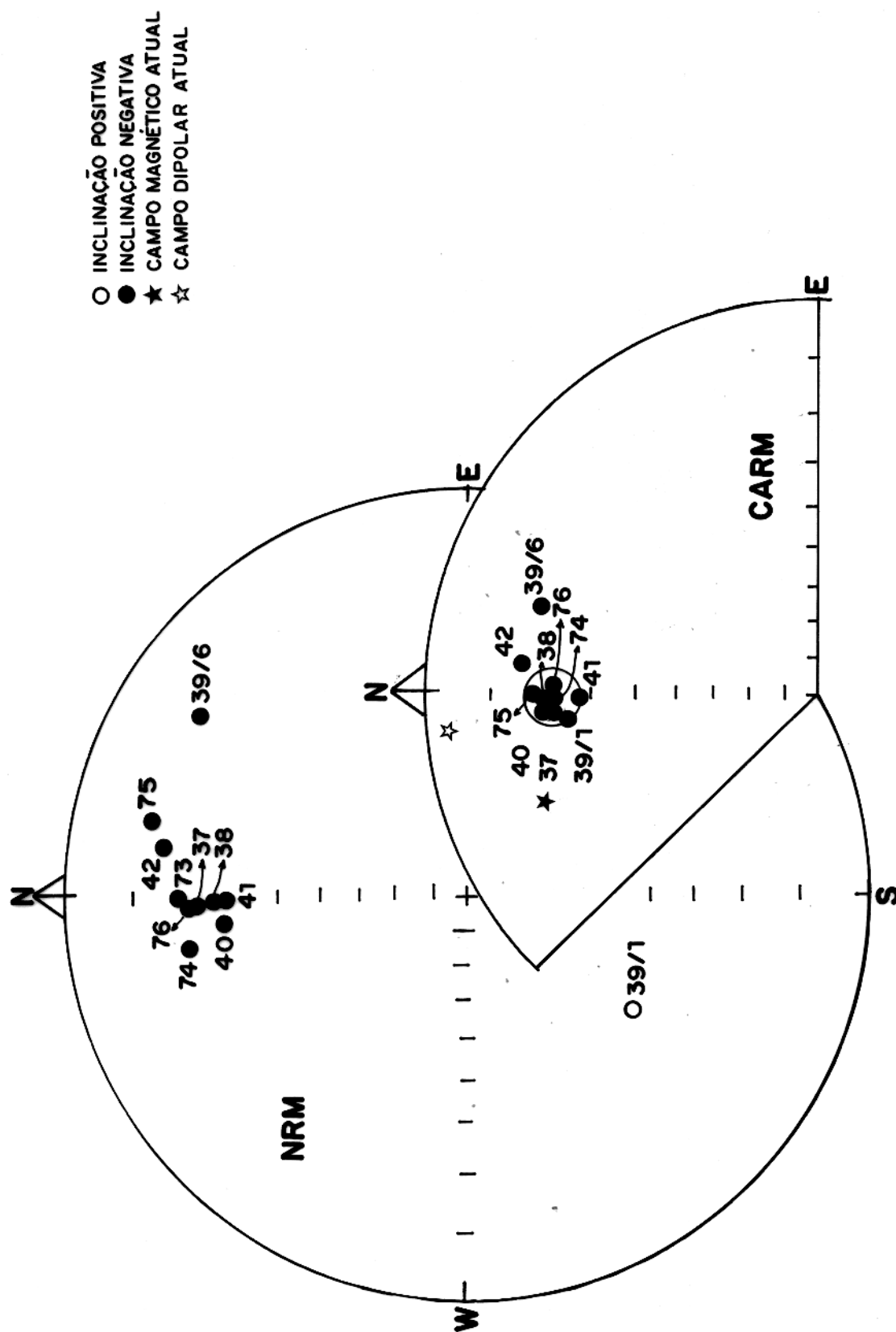


FIG. 21 - DIREÇÕES MÉDIAS DA NRM E CARM DOS SÍTIOS DO CABO DE SANTO AGOSTINHO. A DIREÇÃO MÉDIA DA CARM ESTÁ INDICADA PELO RESPECTIVO CÍRCULO DE CONFIANÇA.

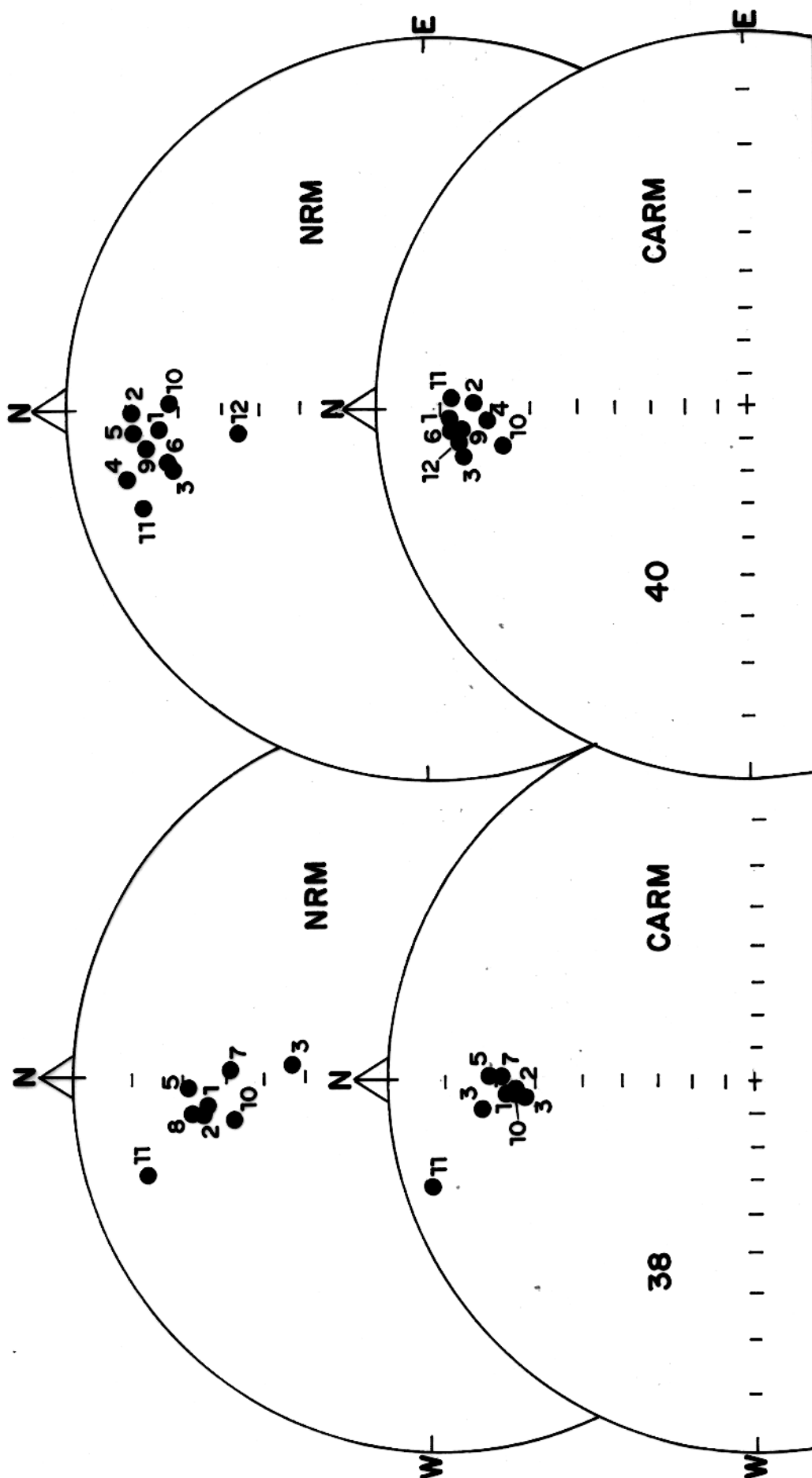


FIG. 2-2- EXEMPLOS DE REDUÇÃO DO ESPALHAMENTO DENTRO DO SÍTIO APÓS O TRATAMENTO DE DESMAGNETIZAÇÃO.
SÍMBOLOS ESCUROS INDICAM INCLINAÇÃO NEGATIVA.

$N = 9$, que é significativamente diferente do campo atual da Terra (figura 21). O desvio padrão angular é igual a 7.6 e é relativamente pequeno segundo o trabalho de Brock (1971).

O polo paleomagnético obtido tem as seguintes coordenadas: $87.6^{\circ}N$, $135.1^{\circ}E$ (com $A_{95} = 4.5^{\circ}$ e $K = 127$).

7.3 Medidas de temperatura de Curie e Raio-X

As amostras, uma vez tratadas paleomagneticamente, foram pulverizadas para serem analisadas pelo Raio-X. As medidas foram efetuadas no laboratório do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas/UFPa, o equipamento usado foi um difratômetro de Raio-X, modelo PW 1050/80 da Phillips.

Apenas duas amostras apresentaram minerais magnéticos em quantidade e intensidade suficientes para serem separados por um ímã de mão. Os resultados obtidos estão indicados na tabela 6.2.

A medida da temperatura de Curie foi efetuada usando-se uma balança de translação da Humphrey Instruments Inc. O campo magnético indutor utilizado foi de 1800 Oe.

A obtenção das curvas termomagnéticas foi algumas vezes dificultada pela fraca intensidade de magnetização apresentada pela amostra. A tabela 6 sintetiza os resultados obtidos. Na figura 23 podem ser observados exemplos de curvas que retratam a variação da intensidade da magnetização de saturação com a temperatura características das amostras estudadas.

7.4 Discussão dos resultados

A análise das curvas termomagnéticas mostrou que de modo geral as amostras têm uma única fase magnética com uma pequena variação na sua composição (Larson et al, 1969). As temperaturas de Curie obtidas são altas, na sua maioria acima de $550^{\circ}C$, o que está de acordo com a composição ácida apresentada pelas mesmas. Nas rochas ácidas pouco Ti é incorporado na estrutura da magnetita resultando portanto em altos pontos de Curie (Larson et al, 1969).

A figura 23 apresenta algumas curvas termomagnéticas características. A maioria das amostras apresentou uma configura

TABELA 6 - Resultados de algumas propriedades magnéticas e de medidas de raio-X das amostras do Cabo de Santo Agostinho

AMOSTRA	NRM 10^{-5} Gauss	T _c (1) °C	I _s (2) 10^{-1} T cm ³ g ⁻¹	Composição Raio-X (3)	Classificação petrológica
37/3/2	10.6	543 (555)	2.5	...	riolito
38/4/2	16.8	569 (569)	3.5	...	traquito
39-1/4/2	5.9	555 (555)	1.1	...	riolito
39-7/7/2	31.6	551 (534)	0.8	...	riolito
40/4/2	71.2	300/548 (551)	9.6	Mt	traquito
41/7/2	33.5	616 (616)	2.7	...	riolito
42/1/2	10.3	588 (588)	3.7	...	traquito
73/6/2	10.2	597 (583)	1.2	...	traquito
74/2/2	18.2	569 (569)	0.2	...	traquito
75/3/2	48.1	583 (583)	11.9	Mt	traquito

(1) T_c: temperatura de Curie obtida pela curva de aquecimento. Os resultados entre parêntesis dizem respeito à curva de resfriamento

(2) I_s: intensidade de magnetização de saturação à temperatura ambiente (curva de aquecimento)

(3) Mt: magnetita.

ção semelhante àquela das amostras 38/4/2 (traquito) e 39.1/4/2 (riolito). O comportamento da curva indica uma fase magnética cuja composição é de uma magnetita que sofreu alguma oxidação durante o experimento.

A figura 23 (b) apresenta exemplos de curvas em que as amostras continham alguma maguemita que sendo metaestável se transformou irreversivelmente em hematita no intervalo 300-400°C.

Na figura 23 (c) encontra-se a curva termomagnética da amostra 40/4/2, a única entre as onze amostras estudadas que apresentou ponto de Curie duplo. O traçado da curva indica que a amostra consistia de uma titanomagnetita rica em titânio, que sofreu oxidação de alta temperatura e parcialmente se exsolveu em uma fase próxima à magnetita e outra próxima à ilmenita. A contínua destruição da fase primária, que praticamente desapareceu, é responsável pelo contorno da curva de resfriamento em que a variação da magnetização de saturação em função da temperatura é muito semelhante à da magnetita.

O fato de rochas de composições diferentes e de mesma idade terem exibido a mesma direção de magnetização é um indicador da consistência da direção determinada (McElhinny, 1973; Tarling, 1971; Irving, 1964). Somando-se a isto o fato de os diagramas vetoriais de Zijderveld não terem apresentado comportamento multivetorial além do campo empregado na lavagem, atinge-se que o polo paleomagnético determinado por este trabalho é representativo da idade das rochas estudadas.

O polo paleomagnético obtido para as rochas vulcânicas do Cabo de Santo Agostinho, 87.6°N, 135.1°E, $A_{95} = 4.5^\circ$ e $K = 127$, foi denominado SAK₁₀ por Schult e Guerreiro (1980). As coordenadas obtidas para este polo situam-se muito próximas às coordenadas de outros polos paleomagnéticos do Cretáceo Superior da América do Sul, conforme a relação apresentada por Irving e Irving (1982).

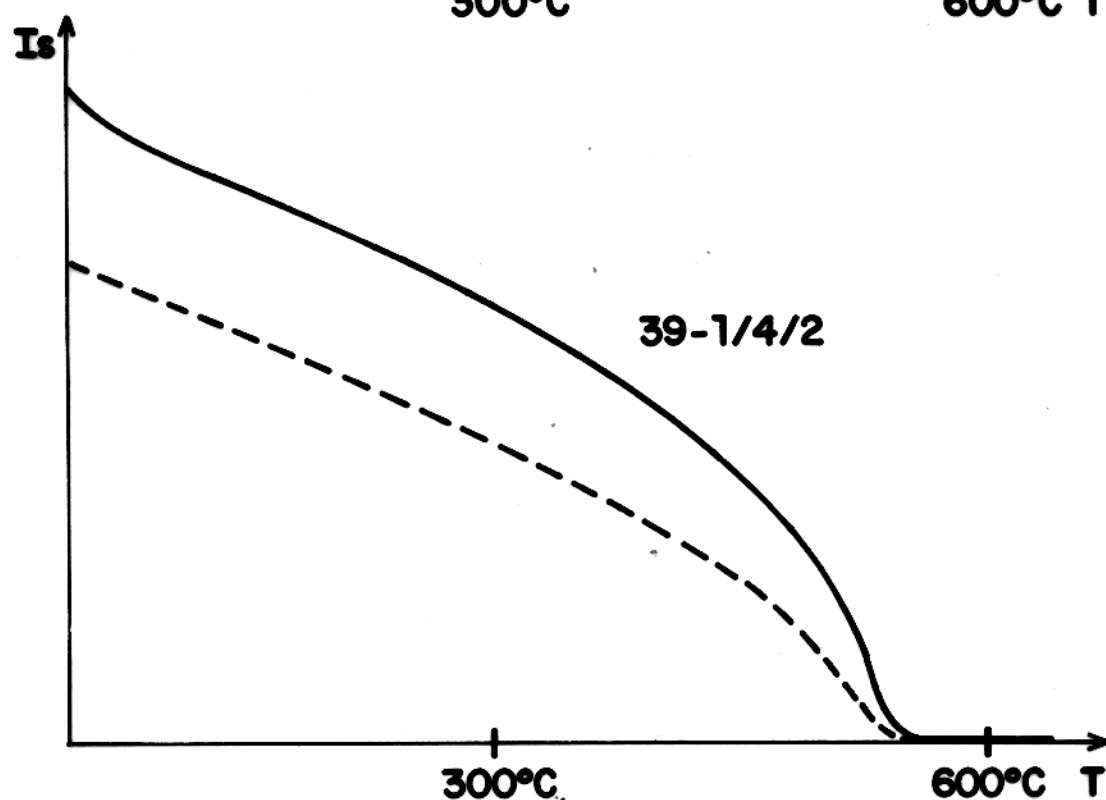
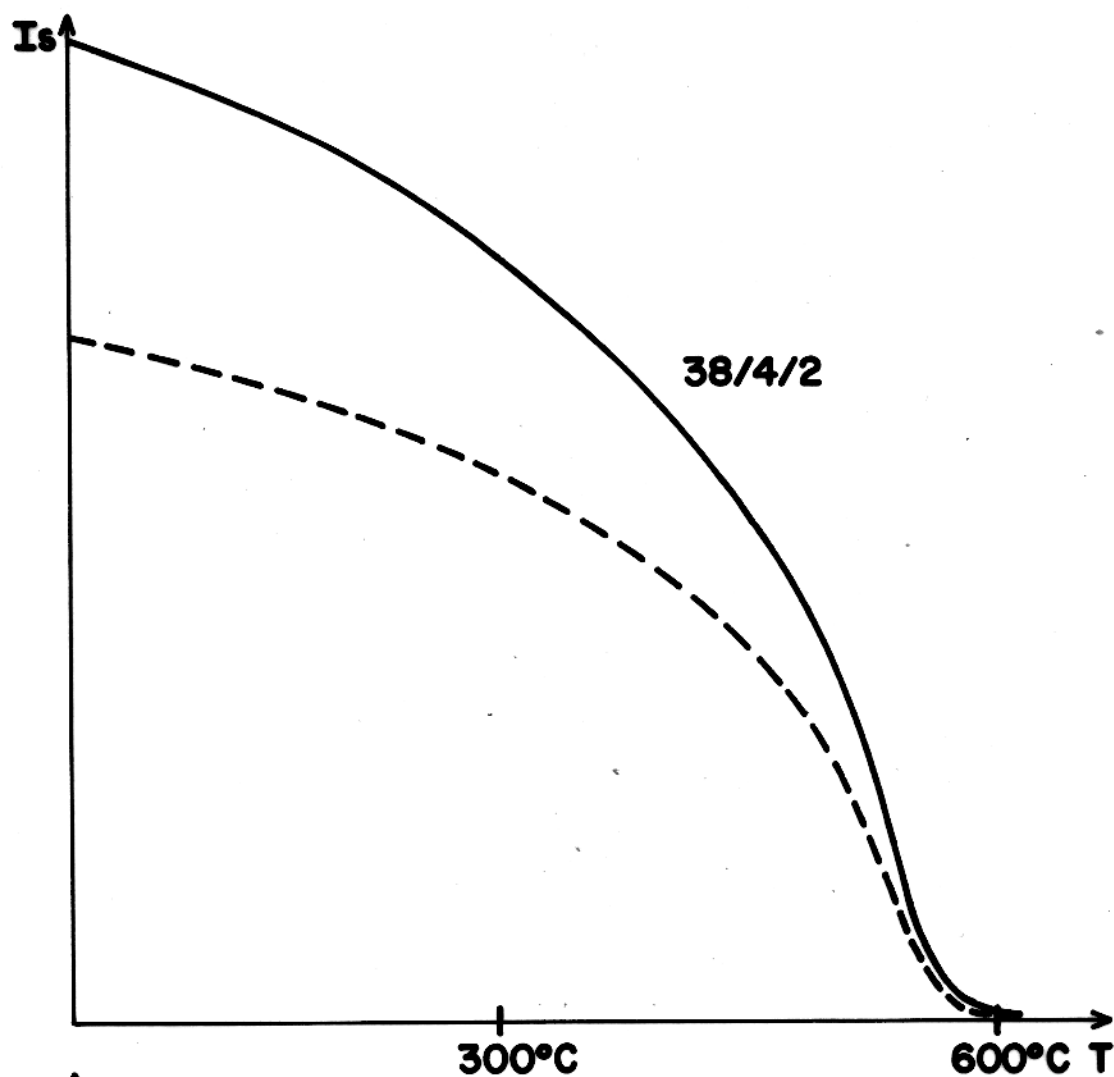


FIG. 23 a - EXEMPLOS DE CURVAS TERMOMAGNÉTICAS DAS AMOSTRAS DO CABO DE SANTO AGOSTINHO. TRAÇO CHEIO: CURVA DE AQUECIMENTO, TRAÇO PONTILHADO: CURVA DE RESFRIAMENTO.

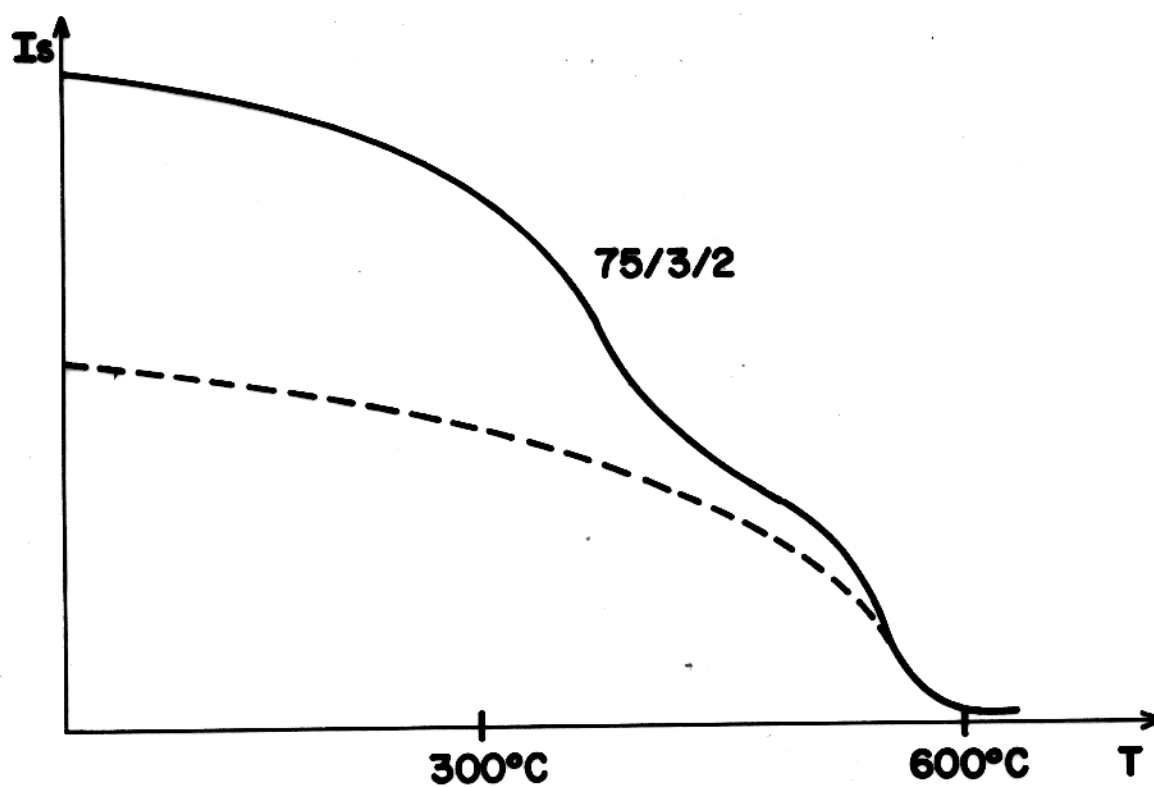
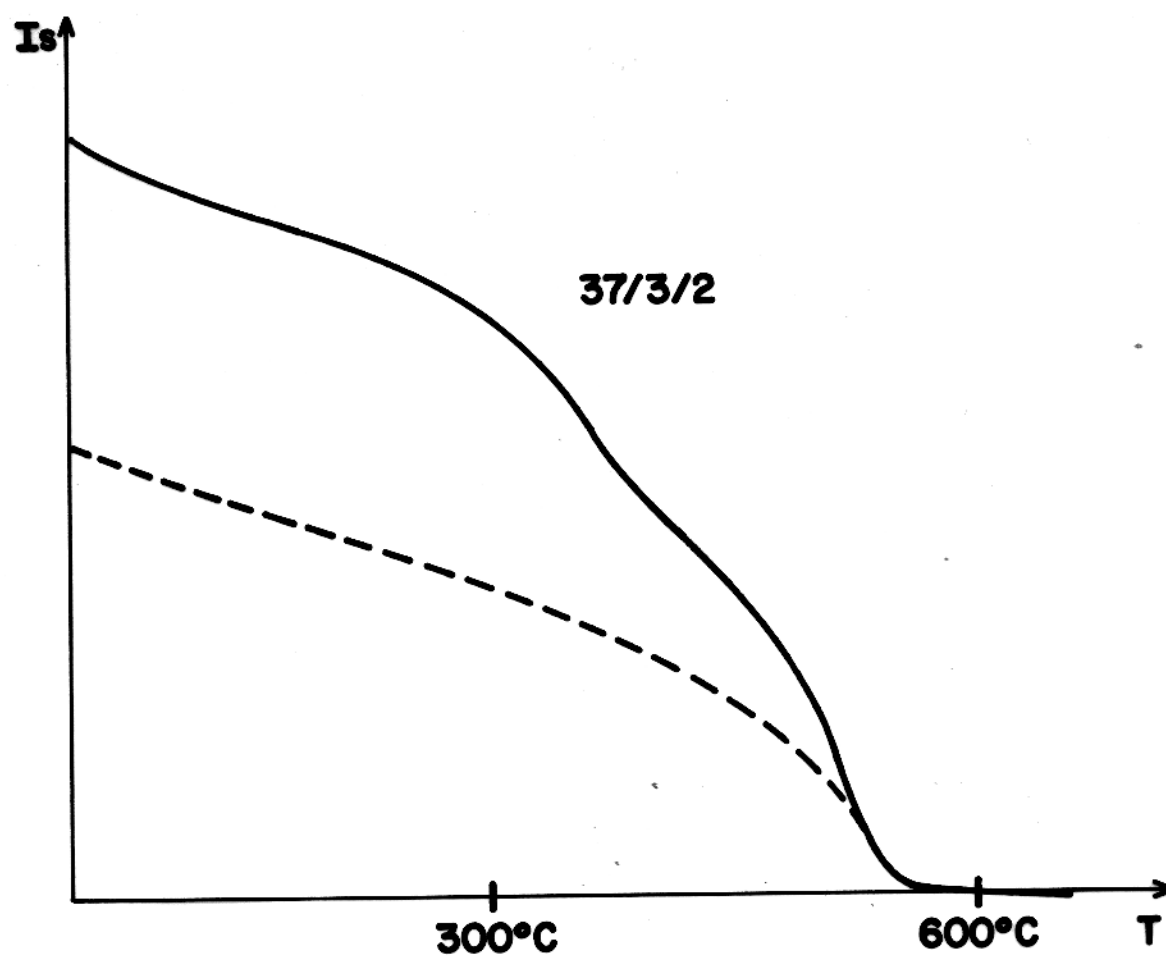


FIG. 23 b - CURVAS TERMOMAGNÉTICAS (CABO DE SANTO AGOSTINHO).

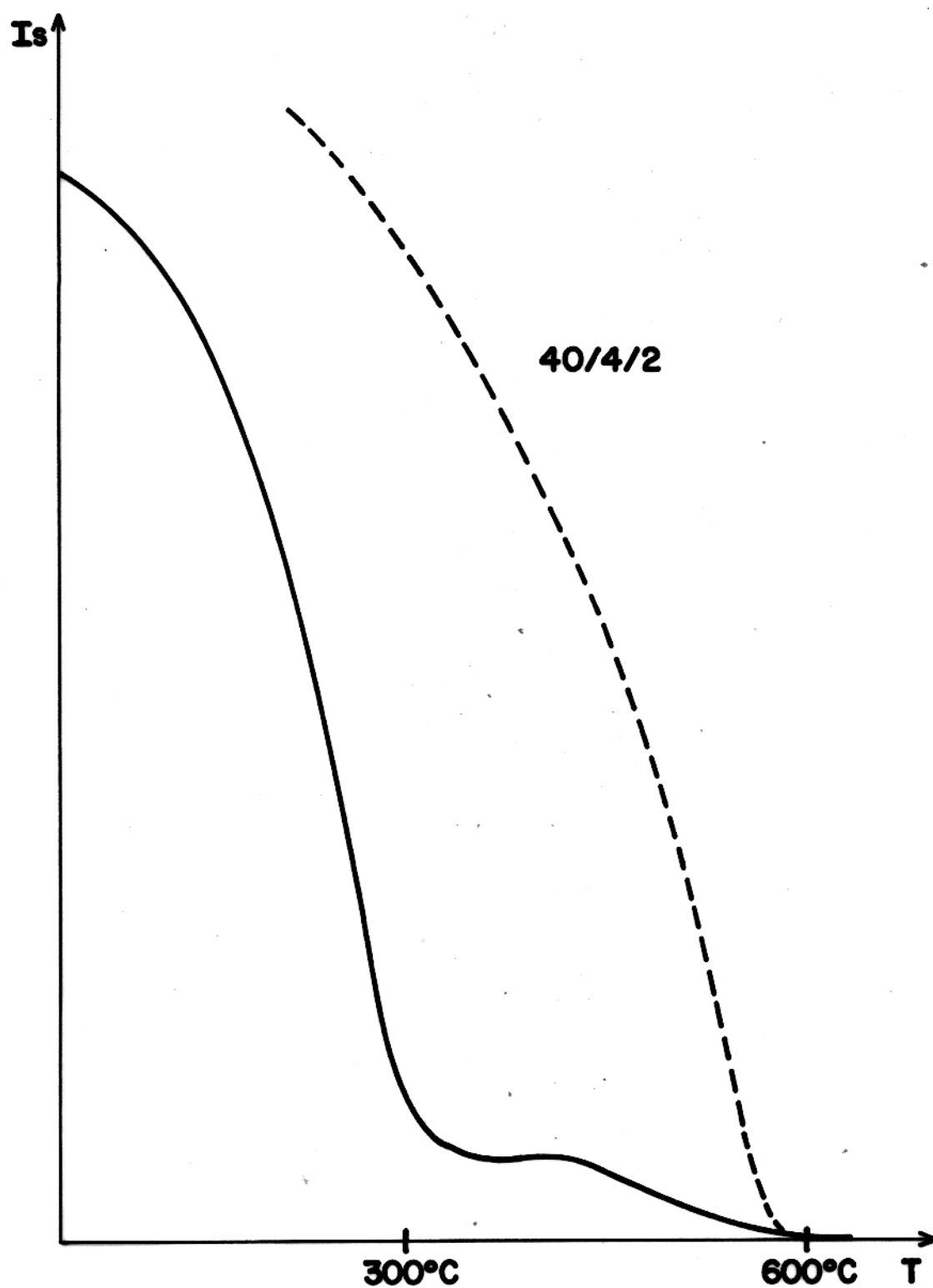


FIG. 23 c - CURVA TERMOMAGNÉTICA (CABO DE SANTO AGOSTINHO).

8 RIO GRANDE DO NORTE

8.1 Situação Geológica e idade

Na região de Lages, Anjicos, Açu onde foram coletadas as amostras deste trabalho, predominam rochas do Pré-Cambriano. O Grupo Caicó é constituído por metarcósios, metagrauvacas, xistos e lentes de para-anfibolitos e de quartzitos, o Grupo Seridó é composto predominantemente de quartzitos, rochas calcossilicáticas e micaxistos. Ocorrem ainda alguns corpos granitóides do Pré-Cambriano que cortam indistintamente os dois grupos acima citados. Ao norte recobrando aqueles complexos estão localizados os sedimentos cretácicos do Grupo Apodi (Carta Geológica do Brasil ao milionésimo - Folha Jaguaribe SB-24). Na altura do paralelo 5°30'S ocorre uma série de diques sub-paralelos com direção E-W, constituído por rochas toleíticas (Sial, 1976 b, Rodrigues, 1976). A idéia original de Rolff (1965) de seis diques numerados de I a VI, de norte para sul, pelo autor, foi modificada por Sial (1975-b) que considerou o conjunto formado por seis sub-enxames.

A figura 24, apresenta um mapa esquemático onde estão indicados os diques (ou sub-enxames) I, II e III. Os diques IV, V e VI localizam-se ao sul da área apresentada na figura.

O enxame de diques é composto de toleitos porfiríticos típicos mais freqüentes nos diques ao norte e olivina-diabásios grosseiros, que predominam nos sub-enxames ao sul. A presença de hiperstênio-diabásio grosseiro foi também registrada embora te nha relação incerta com os sub-enxames (Sial, 1975 b). As características petrográficas, o estudo químico e mineralógico destes diabásios fizeram Sial (1975 b) concluir que os diabásios são co genéticos. A diferença entre eles foi explicada pela velocidade de ascensão do magma, a presença de vapor d'água e a separação de olivina por densidade (Sial, 1975 b). Por outro lado os dados de Sr^{87}/Sr^{86} indicaram inomogeneidade na fonte, sendo possível uma contaminação variada do magma (Sial et al, 1981).

Os minerais de óxido de ferro foram detalhadamente estu dados por Sial (1975 a), que observou invariavelmente a ocorrên cia de magnetita como fenocristal nos diabásios porfiríticos sem olivina, sendo a primeira ou segunda fase a se cristalizar. Fre

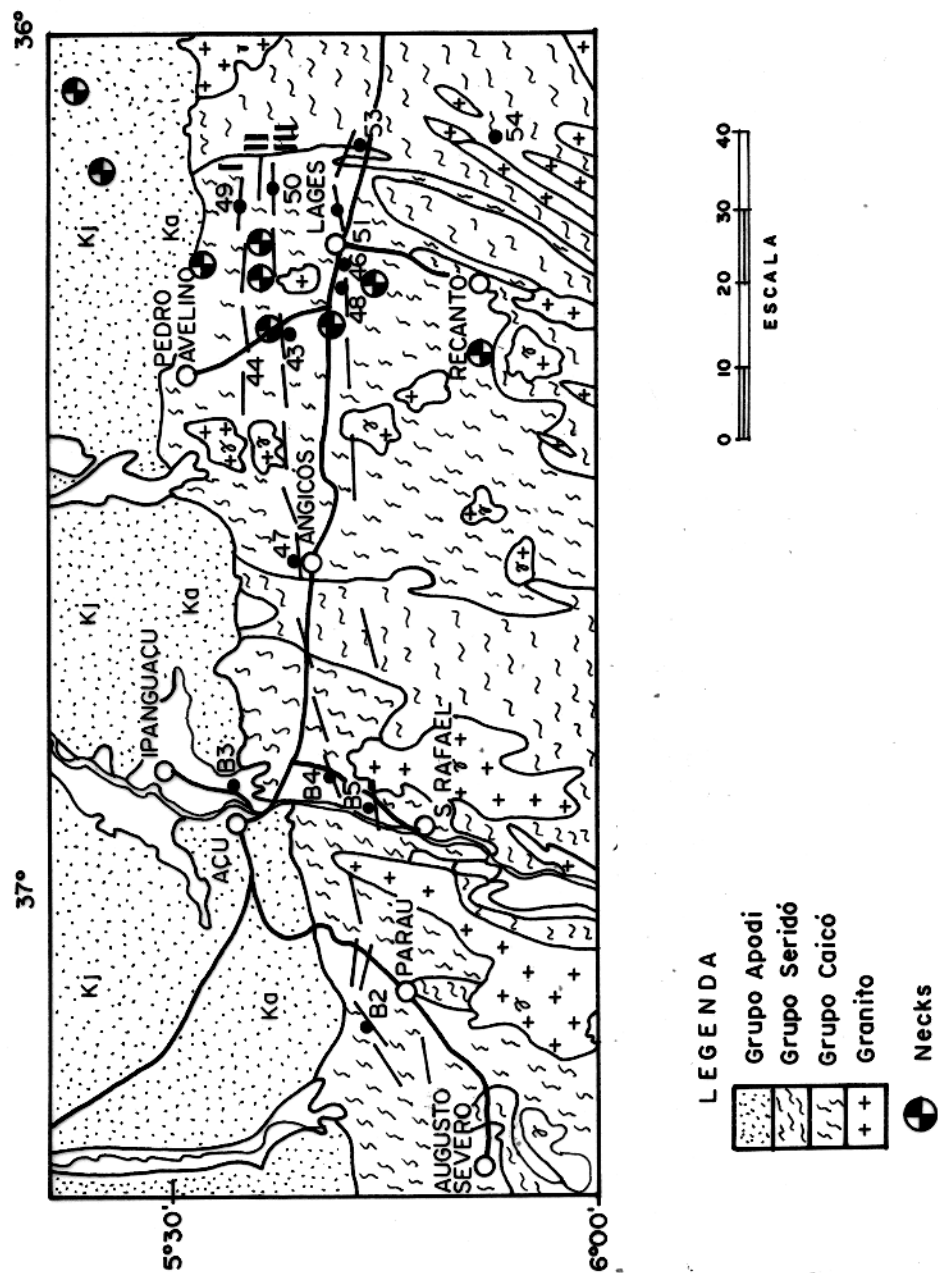


FIG. 24 - MAPA ESQUEMÁTICO DE LOCALIZAÇÃO DOS SÍTOS ESTUDADOS NO RIO GRANDE DO NORTE.

qüentemente ela forma acumulados de grãos euhedrais e sub-hedrais. Em alguns casos estão também presentes grãos de ilmenita, embora em baixa quantidade e na maior parte das vezes exsolvida da magnetita. Ilmenita é também encontrada na matriz.

O estudo da química mineral (Sial, 1975 a) mostrou uma grande variação na composição da magnetita. Este mineral caracterizou-se, também, por uma variação acentuada de TiO_2 , FeO e Al_2O_3 , provavelmente relacionada com os diferentes graus de exsolução que a magnetita sofreu (Sial, 1975 a). A ilmenita, por sua vez, mostrou variações menos pronunciadas em sua composição (de 76-98 moles por cento de ilmenita), com alguma variação de FeO , TiO_2 e Al_2O_3 (Sial, 1975 a).

Os diques são mais largos e mais desenvolvidos no norte o que reflete, segundo Sial (1975b), um fraturamento mais intenso naquela região do que no sul.

Os diques do sub-enxame I mostram fácies porfirítica, localmente equivalentes a um gabro. Minerais óxido de ferro são representados por magnetita sub-hedral com até 2 mm de comprimento, é freqüente a ocorrência de fenocristais que algumas vezes formam acumulados (Sial, 1975 b). Neste sub-enxame não foi observado nenhum cristal de olivina e os diques são muito alterados.

Os diques do sub-enxame II comumente mostram uma fácies porfirítica com um grande contraste na dimensão dos grãos da matriz e fenocristais (Sial, 1975 b). São muito comuns fenocristais de minerais opacos (principalmente magnetita). Não foi detectada a presença de olivina.

No sub-enxame III foram observadas fácies porfiríticas e não porfiríticas, sendo a primeira mais abundante, Sial (1975 b). Também não apresentou ocorrência de olivina.

Os diques do sub-enxame IV são, predominantemente, porfiríticos e olivina-diabásios e diabásios sem olivina estão presentes no mesmo. Na fácies porfirítica, opacos, principalmente magnetita, são muito comuns como fenocristais (Sial, 1975 b).

O sub-enxame V é predominantemente não porfirítico (Sial, 1975 b) mas fácies porfiríticas ocorrem localmente. As rochas são muito ricas em uma fase óxido de ferro, que mostra grãos

euhedrais a subhedrais, e consiste principalmente de plagioclásio, augita sub-cálcica e minerais óxidos de ferro.

O diabásio do sub-enxame VI é também não porfirítico. Este diabásio mostra uma granulação bastante fina (Sial, 1975 b) e cristais alongados de minerais de óxido de ferro e também pequenas agulhas de apatita estão presentes na matriz.

Ocorrem ainda diversos diques menores de relação incerta com os sub-enxames principais (Sial, 1975 b).

Esses diques foram estudados por diversos autores que apresentaram idades discordantes para os mesmos. Beurlen (1967) atribuiu a esses diques idade terciária pois segundo o autor cortam rochas cretácicas. Associou-os aos eventos magmáticos do Pico do Cabugi e outros neques da área os quais Sial (1976a) datou em 20 m.a. (K-Ar). Rolf (1965) referiu-se à intrusão pós-Tu roniana dos basaltos do Cabugi, datando-os portanto do Cretáceo Superior. Por sua vez Rodrigues (1976) diferenciou dois grupos de rochas básicas petrologicamente distintos. Segundo a autora ocorrem na região diabásios toleíticos, de idade cretácica inferior e olivina-basaltos, estes do Terciário. Sial (1975 b) estudando esses diques considerou-os também do Cretáceo Inferior, com base em datações pelo método de traços de fissão na apatita, determinando uma idade mínima de 125-130 m.a. Outros autores citados em Sial (1976) também atribuíram a esses diques idade Cretáceo Inferior por datação pelo método potássio-argônio.

Sial et al (1981) estudando as rochas vulcânicas do Rio Grande do Norte confirmaram a ocorrência de dois eventos distintos, um tendo ocorrido no Cretáceo entre 125-145 m.a. e outro no Terciário, com idades K-Ar variando de 13-32 m.a. Os autores explicaram a ocorrência de várias idades anormalmente altas encontradas para esses conjuntos por um excesso de Ar^{40} , adquirido de rochas cristalinas do embasamento. Eles sugeriram que as intrusões que se processaram nas rochas do embasamento Pré-Cambriano foram contaminadas por Ar^{40} , enquanto que os diabásios que intrudiram nos arenitos não, num modo semelhante ao que ocorreu na Libéria e descrito por Dalrymple et al (1975). Entretanto é necessário notar que na área onde foram coletadas as amostras para este trabalho, os diques cortam rochas do Pré-Cambriano como foi citado no início do capítulo.

Amostras desses diques foram coletadas por meio da perfuradora portátil ao longo de estradas e leitos de rio. Ao todo foram obtidas 128 amostras de 14 sítios visitados, figura 24. A orientação foi feita por uma bússola magnética e um clinômetro.

8.2 Medidas Paleomagnéticas

Os trabalhos de laboratório foram desenvolvidos no Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas (NCGG/UFPa), no Instituto Astronômico e Geofísico (IAG/USP) e no Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik (Munique). Inicialmente foi medida, por meio de um magnetômetro rotativo da DIGICO, a magnetização remanescente natural (NRM) das amostras coletadas, previamente preparadas em cilindros de 2,5 cm de diâmetro e cerca de 2,4 cm de altura. Tendo em vista que a área não sofreu perturbações tectônicas posteriores ao alojamento dos diques (Rolff, 1965; Sial, 1975 b) não foi necessário fazer correções de mergulho nas direções da magnetização encontradas.

A intensidade média de NRM dessas amostras apresentou grande variação sendo obtidos valores entre 0.3 e 300 miligauss. O passo seguinte foi submeter espécimes pilotos a desmagnetizações parciais por campos magnéticos alternados de modo a eliminar-se as magnetizações secundárias e assim isolar-se a magnetização remanescente característica (CARM). Os picos desses campos foram aumentados gradativamente de 50 Oe ou 100 Oe, conforme o caso, até o valor máximo de 1000 Oe, limite do equipamento usado. A figura 25 apresenta um exemplo de comportamento do vetor durante a lavagem magnética. Foram escolhidos ainda alguns pilotos para serem submetidos ao tratamento de desmagnetização térmica. A lavagem térmica foi efetuada a partir de 100°C e realizada a intervalos de 100°C, 50°C e 10°C conforme o comportamento da amostra.

A figura 26 apresenta alguns diagramas de Zijderveld. A figura 26 (a) se refere à desmagnetização da amostra B2/1/1 após a lavagem térmica. Como nas demais amostras submetidas ao mesmo tratamento, a intensidade foi suavemente reduzida até cerca de 580°C. As figuras 26 (b), (c), (d) e (e), são exemplos de desmagnetização por campo magnético alternado. As intensidades das magnetizações das amostras submetidas a este tratamento foram intensamente reduzidas nas lavagens com pico de campo magné

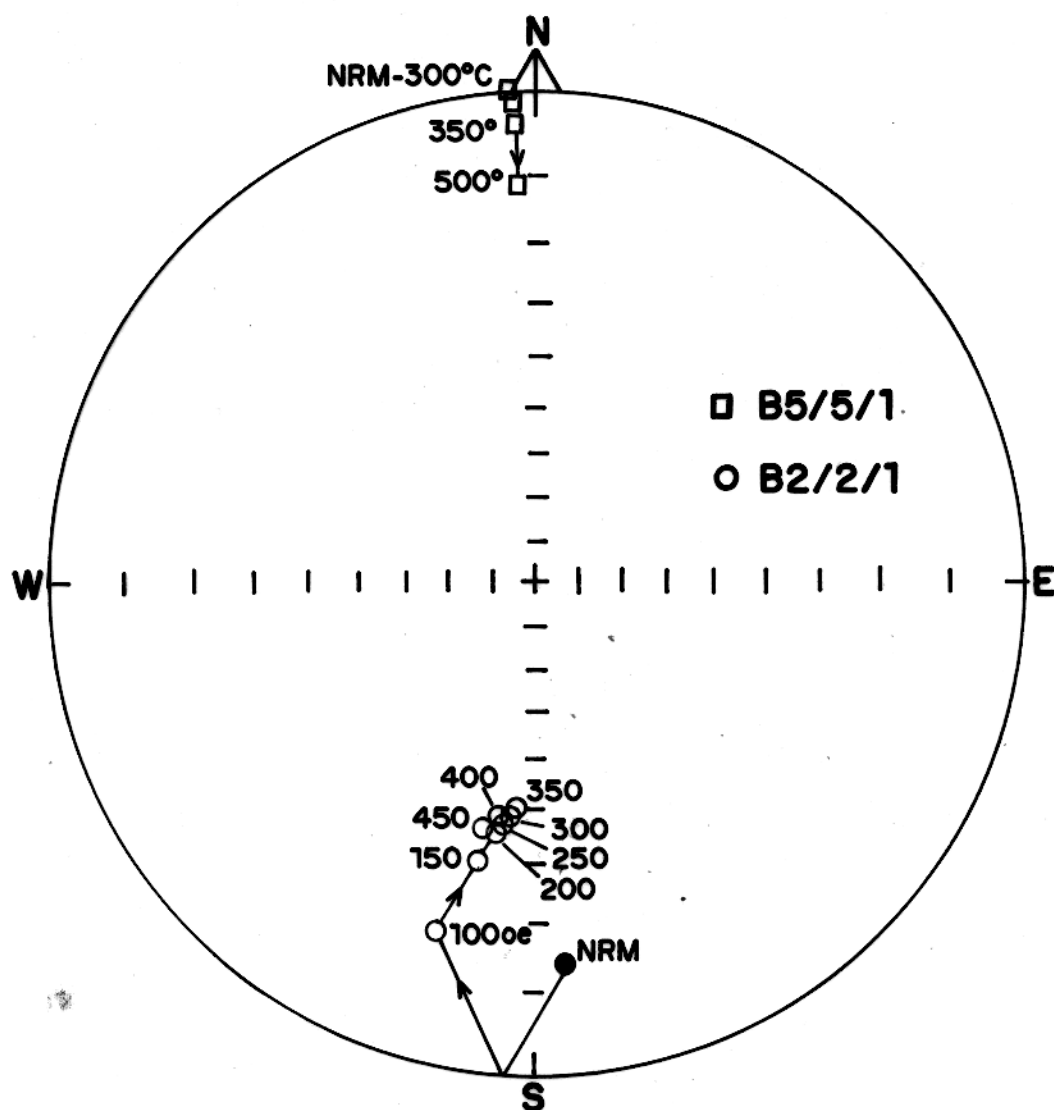


FIG. 25 - EXEMPLOS DE DESMAGNETIZAÇÃO DE AMOSTRAS PILOTOS DOS DIQUES DO RIO GRANDE DO NORTE (Projeção estereográfica de Wulff).
(○) INCLINAÇÃO POSITIVA, (●) INCLINAÇÃO NEGATIVA.

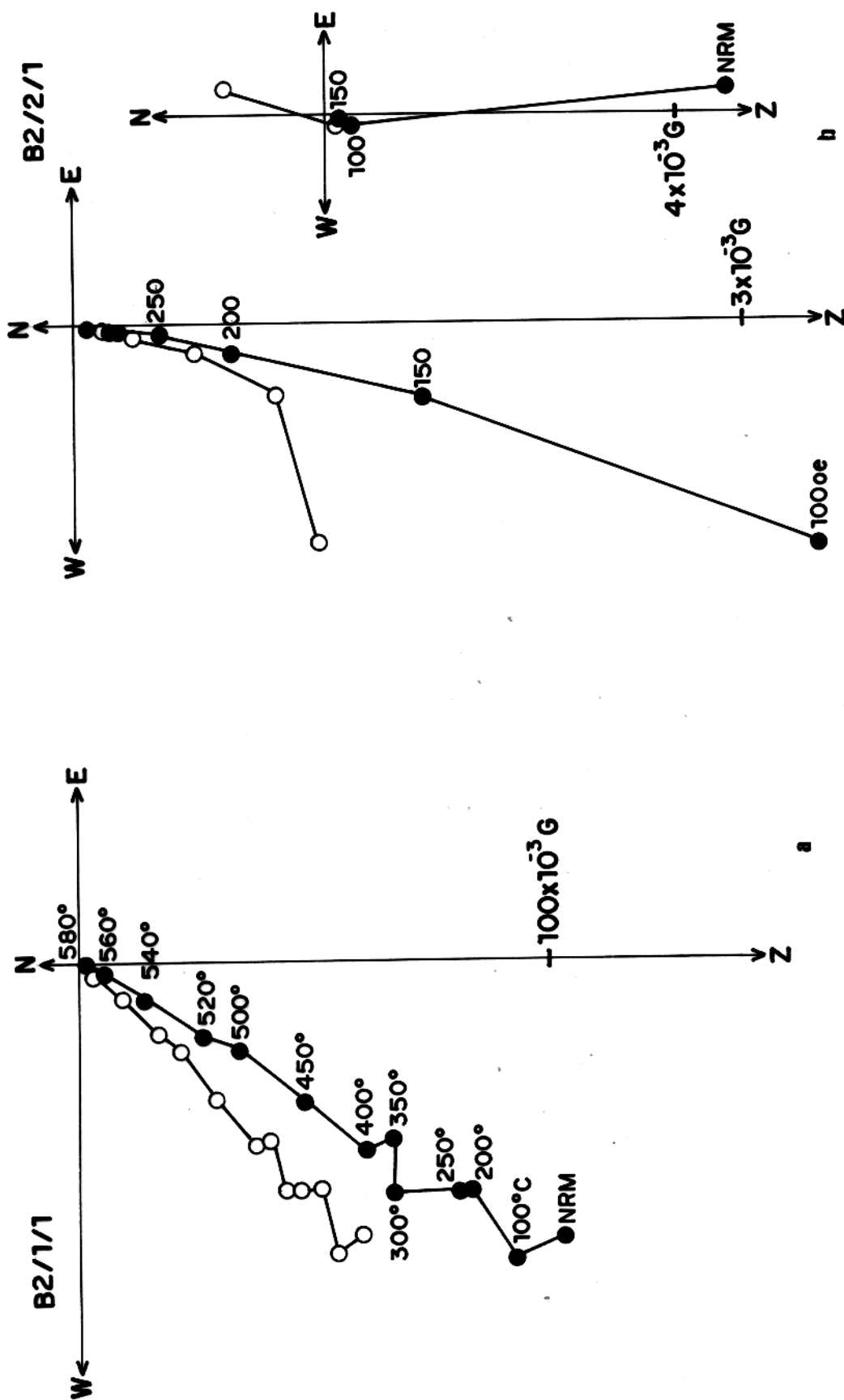


FIG. 26 - DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD (RIO GRANDE DO NORTE).

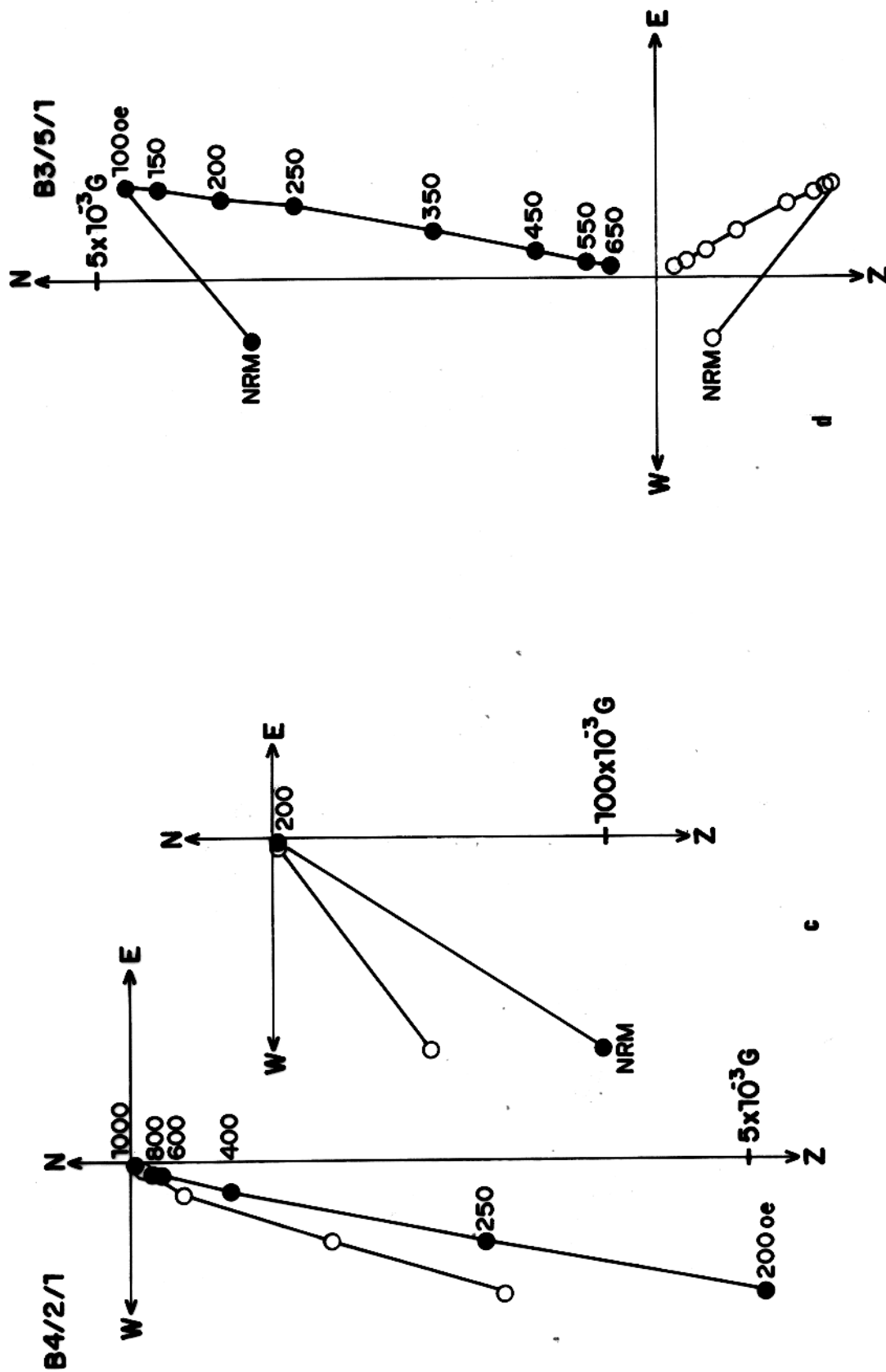


FIG. 26 - DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD (RIO GRANDE DO NORTE).

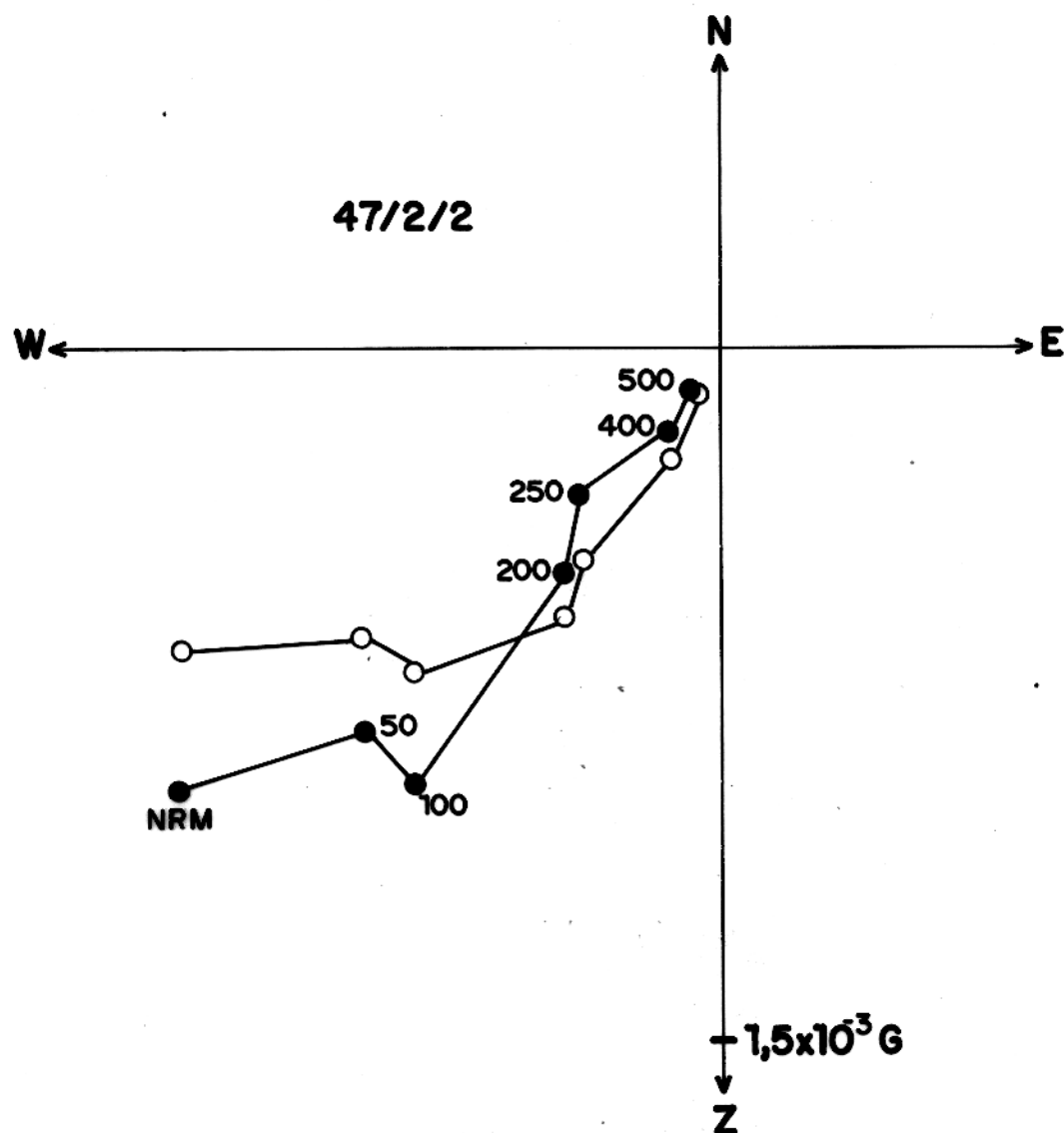


FIG. 26 - DIAGRAMA DE ZIJDERVELD PARA AMOSTRAS DO RIO GRANDE DO NORTE. SÍMBOLOS ESCUROS E CLAROS INDICAM RESPECTIVAMENTE, COMPONENTES NO PLANO HORIZONTAL E VERTICAL (EW).

TABELA 7 - Rio Grande do Norte. Resultados paleomagnéticos para o enxame de diques do Cretáceo
Localização média: 5.5°S, 36.8°W.

SÍTIOS	NRM					CARM					VGP		
	DEC		INC	α_{95}	K	N	DEC	INC	α_{95}	K	(°N)	(°E)	
	N												
43	9	238.5	58.6	17.9	9.2	9	190.1	51.6	3.9	174	61.7	125.2	
44	11	191.7	-17.2	17.2	8.1	9	177.2	-5.3	2.6	387	81.1	305.3	
46	14	22.1	-12.9	33.1	2.4	14	4.2	-3.3	4.1	91	84.1	10.5	
47	11	216.6	30.6	26.7	3.9	8	210.1	33.5	4.2	169	57.9	79.5	
49	4	resultados não consistentes				7	178.2	-2.3	6.1	97	82.8	309.2	
50	5	334.9	19.7	46.9	3.6	5	183.5	38.6	15.8	25	73.5	132.0	
51	7	252.6	-15.8	29.3	5.2	8	1.9	-11.1	5.8	91	88.1	51.0	
B2	7	198.6	15.7	46.6	2.6	6	197.1	37.2	8.0	71.5	67.4	97.6	
B3	9	357.6	17.4	30.8	3.7	9	(9.4	18.0	5.2	96.5)	(72.5	355.8)	
B4	10	273.2	44.2	73.4	1.4	4	190.8	34.7	13.0	50.5	72.8	106.6	
B5	7	359.4	-0.8	4.6	172.0	7	0.9	-0.9	5.1	138.5	84.8	333.4	
MÉDIA DOS SÍTIOS	94(11)						88(10)	186.6	20.6	14.0	12.9	80.6	94.8
											$A_{95}=9.5$	$K=26.8$	

N= número de amostras, D= declinação, I= Inclinação, α_{95} ou A_{95} = raio do círculo de confiança ao nível de 95%, k ou K= parâmetro de precisão. Para o cálculo da direção média as direções normais foram projetadas em direções reversas. As coordenadas do polo paleomagnético foram obtidas pela média dos polos geomagnéticos virtuais.

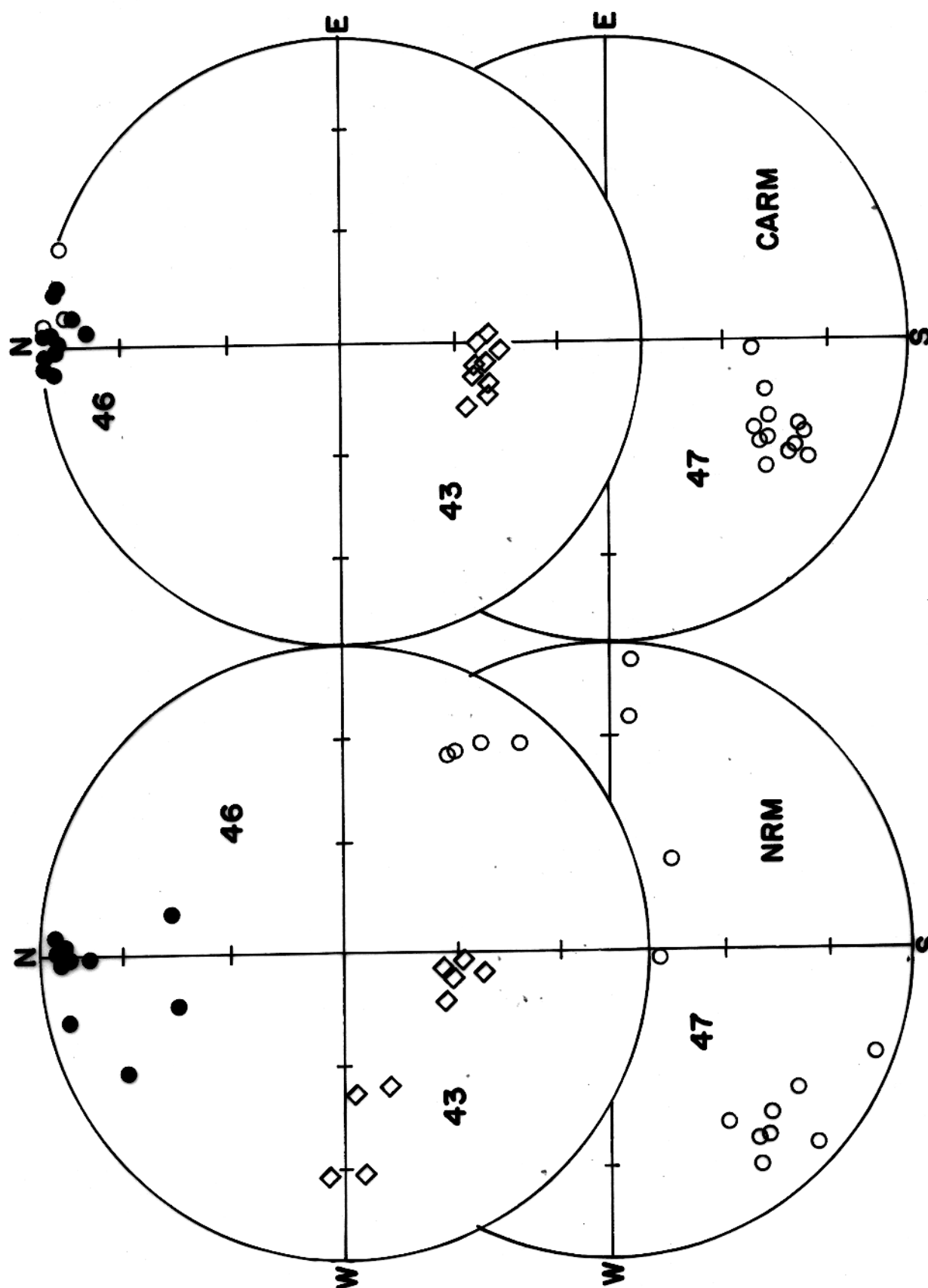


FIG. 27 - EXEMPLO DE REDUÇÃO DO ESPALHAMENTO DE DIREÇÕES REMANESCENTES DENTRO-DO-SÍTIO APÓS O TRATAMENTO DE DESMAGNETIZAÇÃO. SÍMBOLOS CLAROS INDICAM INCLINAÇÃO POSITIVA, SÍMBOLOS ESCUROS INDICAM INCLINAÇÃO NEGATIVA.

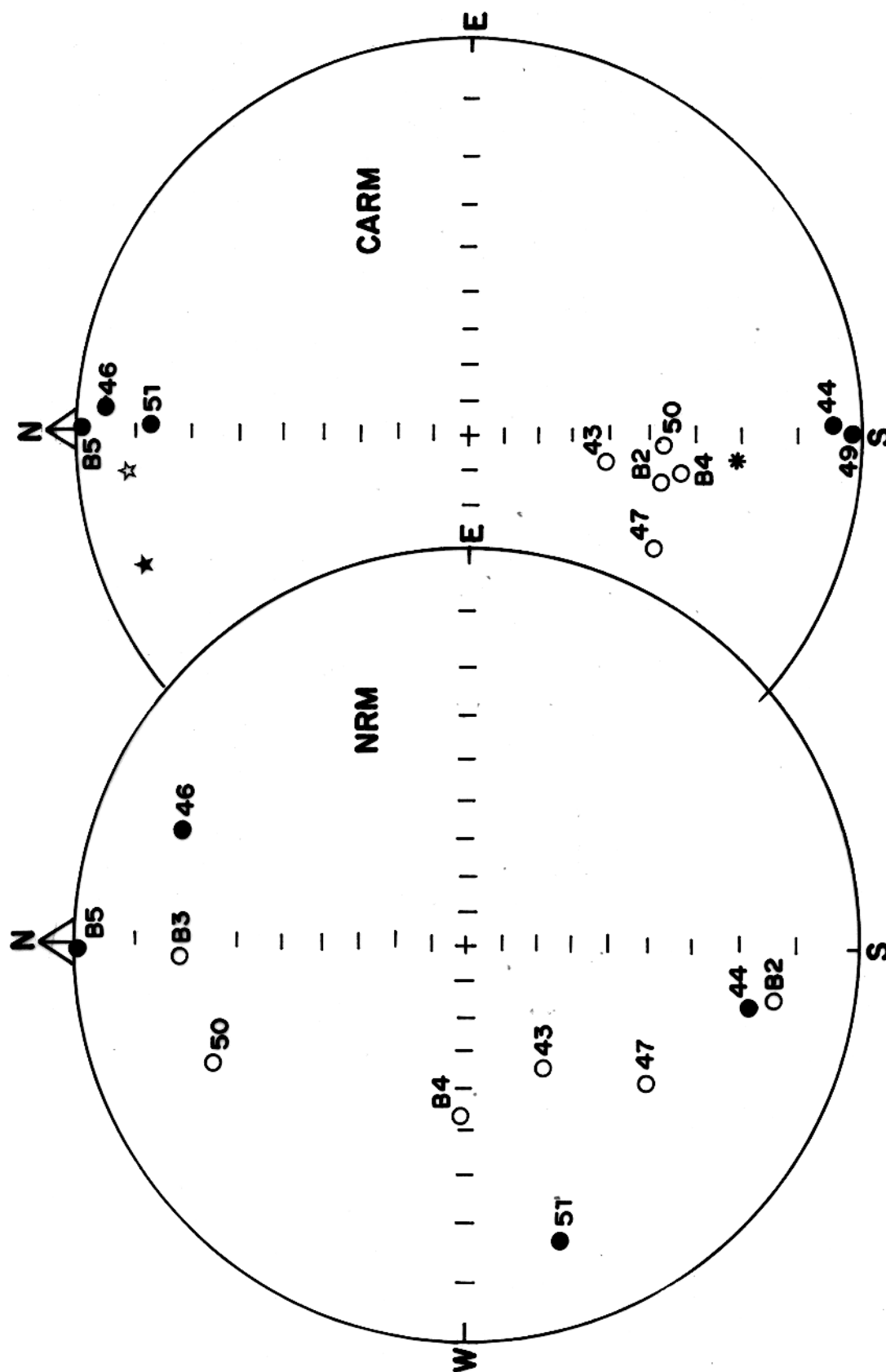


FIG. 28 DIREÇÕES MÉDIAS DA NRM E CARM DOS SÍTIOS DO RIO GRANDE DO NORTE. (●) DIREÇÃO DA CARM DA ÁREA. (○) INCLINAÇÃO POSITIVA, (○) INCLINAÇÃO NEGATIVA. (☆) CAMPO MAGNÉTICO ATUAL, (☆) CAMPO DIPOLAR ATUAL.

tico de 100 Oe a 200 Oe. Frequentemente foram atingidos valores de um terço a um vigésimo da magnetização inicial. O diagrama da figura 26 (d) indica a presença de uma magnetização viscosa de direção aproximadamente oposta à direção da CARM.

Com base nas curvas de desmagnetização obtidas para os espécimes pilotos foram lavadas as demais amostras dos diversos sítios e então medidas as magnetizações remanescentes características (CARM). Foi aplicada apenas a lavagem por campo magnético alternado porque apresentou uma influência sobre a magnetização remanescente muito mais forte do que a lavagem térmica. Os resultados obtidos estão resumidos na tabela 7. A observação desses resultados mostra que os espalhamentos dentro-dos-sítios foram consideravelmente reduzidos como se pode comprovar pelos exemplos apresentados na figura 27. O espalhamento entre-sítios foi também reduzido e as médias se colocaram numa posição aproximadamente norte-sul (figura 28).

Foram observadas magnetizações normais e reversas. Conforme se pode constatar pela figura 28 e tabela 7, as amostras ao longo do dique III (figura 24) apresentaram a mesma polaridade normal, enquanto as amostras ao longo dos diques I e II apresentaram polaridade reversa. Atribuindo-se peso unitário a cada sítio foi determinado a direção média da CARM de 10 sítios, onde $D = 186^\circ$, $I = +20.6^\circ$, $\alpha_{95} = 14.0^\circ$, respectivamente declinação, inclinação e raio do círculo de confiança. Os sítios 48, 53, 54 não foram utilizados por não apresentarem resultados consistentes. Também não foi incluído, na média geral, o sítio B3 porque esse sítio não é um dique, mas sim um derrame basáltico que pode estar associado aos olivina-basaltos terciários (Rodrigues, 1976). Pode-se mesmo verificar que a direção obtida para este sítio é bastante diferente das demais (figuras 26 (d) e 28).

8.3 Medidas de temperatura de Curie e Raio-X

Amostras de cada sítio visitado foram submetidos à análise por difração de raio-X após um enriquecimento dos minerais magnéticos com um ímã manual. Os minerais magnéticos encontrados foram magnetita, ilmenita e hematita (tabela 8). O equipamento usado foi um difratômetro de raio-X, modelo PW 1050/80 da Phillips, pertencente ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geo

TABELA 8 Resultados de algumas propriedades magnéticas e de medidas de raio-X das amostras dos diques do Rio Grande do Norte

AMOSTRA	NRM (10^{-4}) Gauss	T _c (1) (°C)	Is (2) ($\text{r cm}^3 \text{ g}^{-1}$)	COMPOSIÇÃO (3) Raio-X	POLARIDADE (4)
43/1/2	28.0	567 (544)	2.1	Mt+Il+Hm	R
44/1/2	84.0	558 (560)	2.8	Mt+Il+Hm	R
46/7/2	12.0	579 (583)	3.3	Mt+Il	N
47/4/2	33.0	572 (555)	2.5	Mt+Il+Hm	R
49/2/2	52.0	586 (551)	0.8	Mt+Il+Hm	R
50/2/2	4.0	579 (560)	1.1	Mt+Il	R
51/6/2	205.0	576 (574)	2.7	Mt+Il+Hm	N
54/5/2	16.0	583 (583)	0.8	Mt+Il+Hm	N
B2/1/1	479.0	551 (550)	3.1	Mt+Il+Hm	R
B3/5/1	38.0	579 (531)	1.2	Mt+Il+Hm	N
B4/2/1	1248.0	565 (560)	3.3	Mt+Il+Hm	R
B5/1/1	84.0	564 (564)	4.6	Mt+Il+Hm	N

- (1) T_c: temperatura de Curie obtida pela curva de aquecimento. Os resultados entre parêntesis dizem respeito à curva de aquecimento
- (2) Is: intensidade de magnetização de saturação à temperatura ambiente (curva de aquecimento)
- (3) Mt: magnetita; Il: ilmenita; Hm: hematita
- (4) N: direção normal de magnetização, R: direção reversa.

lógicas.

Foram estudadas ainda a variação da intensidade da magnetização de saturação com a temperatura, para cada duas amostras de um mesmo sítio. O equipamento usado foi uma balança de translação de Humphrey Instruments Inc. do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. O campo magnético indutor foi da ordem de 1800 Oe. Os resultados obtidos estão indicados na tabela 8. A figura 29 apresenta algumas curvas termomagnéticas características obtidas.

8.4 Discussão dos Resultados

Os resultados das medidas de raios-X indicaram a magnetita e ilmenita como os principais óxidos de ferro das amostras, que apresentaram ainda hematita (tabela 8).

Em relação às temperaturas de Curie, a tabela 8 mostra que para a maioria das medidas se obteve valores superiores a 550°C.

A figura 29 (a) apresenta as curvas termomagnéticas para as amostras 49/5/2 e B2/2/1. As curvas de aquecimento são semelhantes à curva tipo Q de Néel. As temperaturas de Curie determinadas para essas amostras foram, respectivamente, de 555°C e 541°C. O traçado da curva indica ser o material constituído por uma fase cúbica pobre em titânio, Petersen et al (1979). A curva de resfriamento mostra que houve em parte oxidação para hematita da fase próxima à magnetita, o que explica a diminuição da magnetização de saturação à temperatura ambiente.

A maioria das curvas termomagnéticas apresentou a temperatura de Curie determinada pela curva de aquecimento muito próxima àquela determinada pela curva de resfriamento. A figura 29 (b) apresenta exemplo desta situação. De um modo geral as amostras do lado este têm intensidade de magnetização mais fraca do que as situadas no lado oeste da área.

Na figura 29 (c) estão indicadas as curvas termomagnéticas das amostras 43/1/2 e 54/5/2. Outras amostras da área apresentaram curvas semelhantes. Pelo traçado das curvas se conclui que as amostras consistiam de uma (titano) maguemita e, com a elevação de temperatura durante as medidas, houve transformação

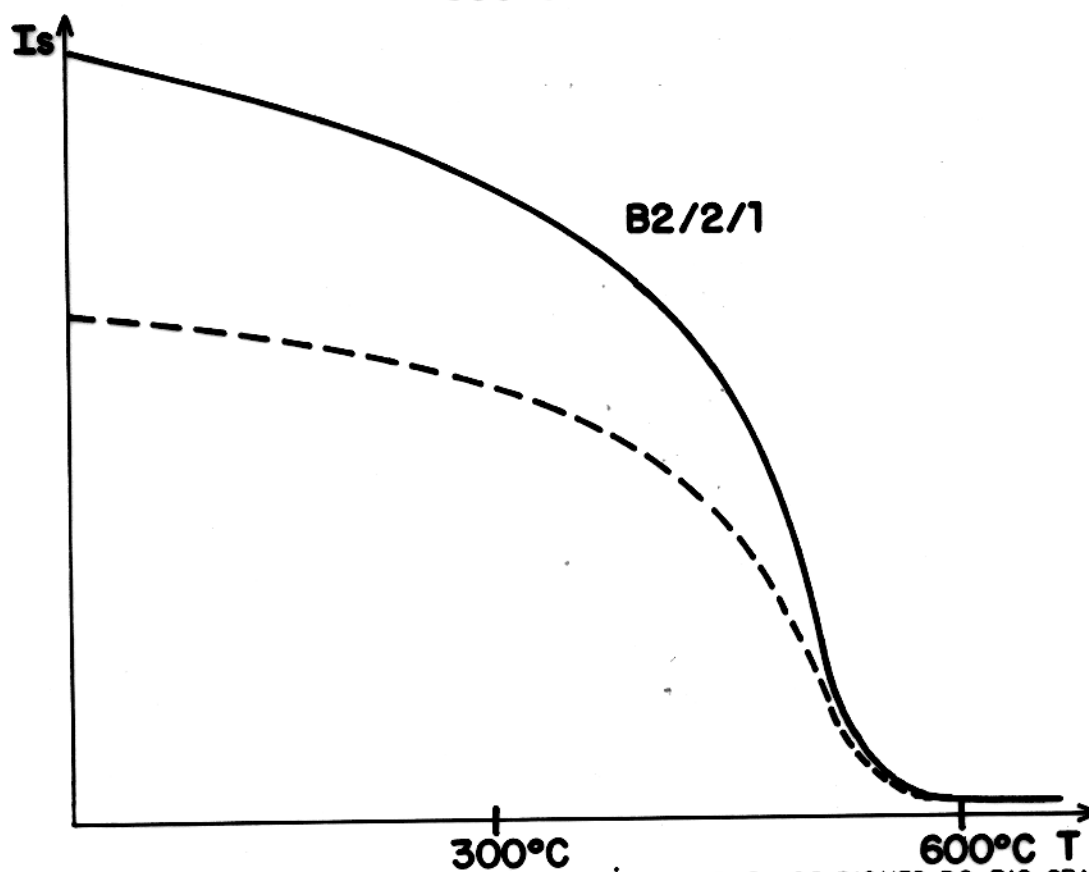
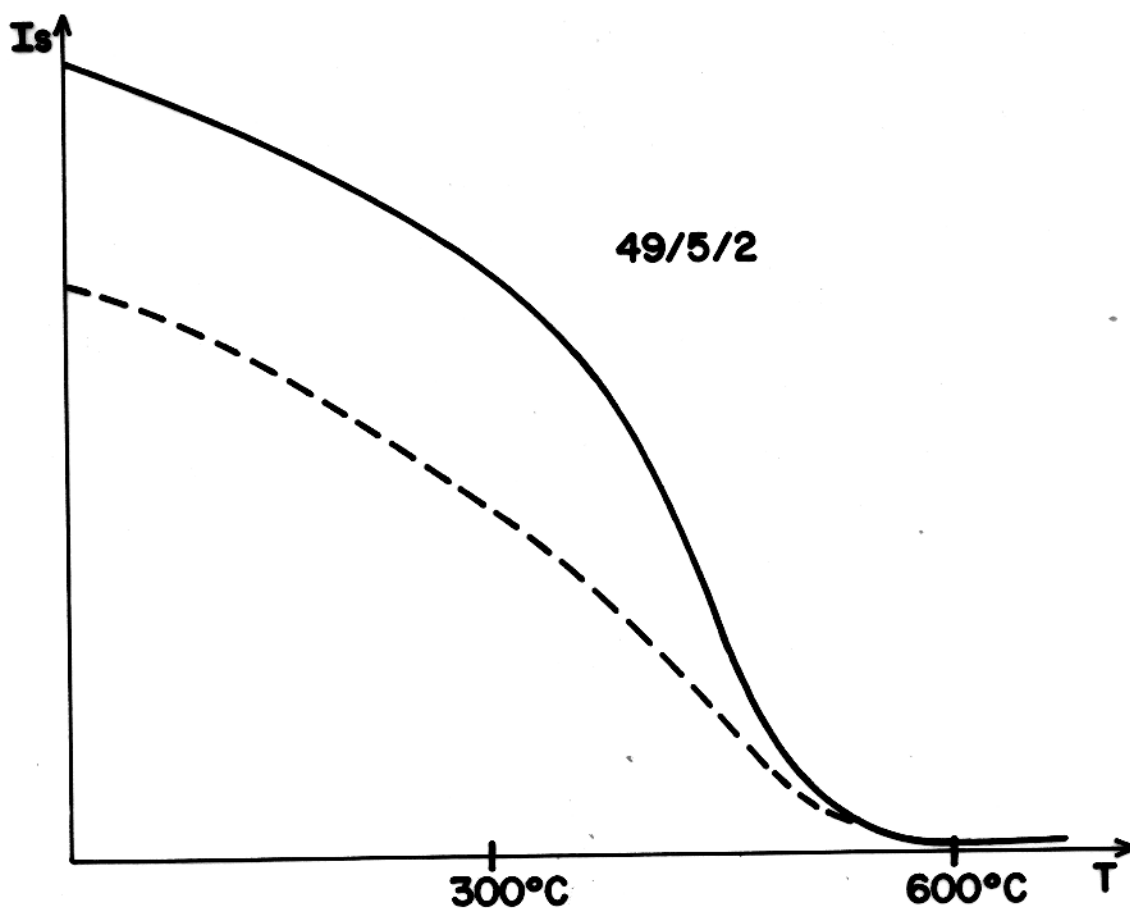


FIG. 29 a - EXEMPLOS DE CURVAS TERMOMAGNÉTICAS PARA OS DIQUES DO RIO GRANDE DO NORTE. TRAÇO CHEIO: CURVA DE AQUECIMENTO, TRAÇO PONTILHADO: CURVA DE RESFRIAMENTO.

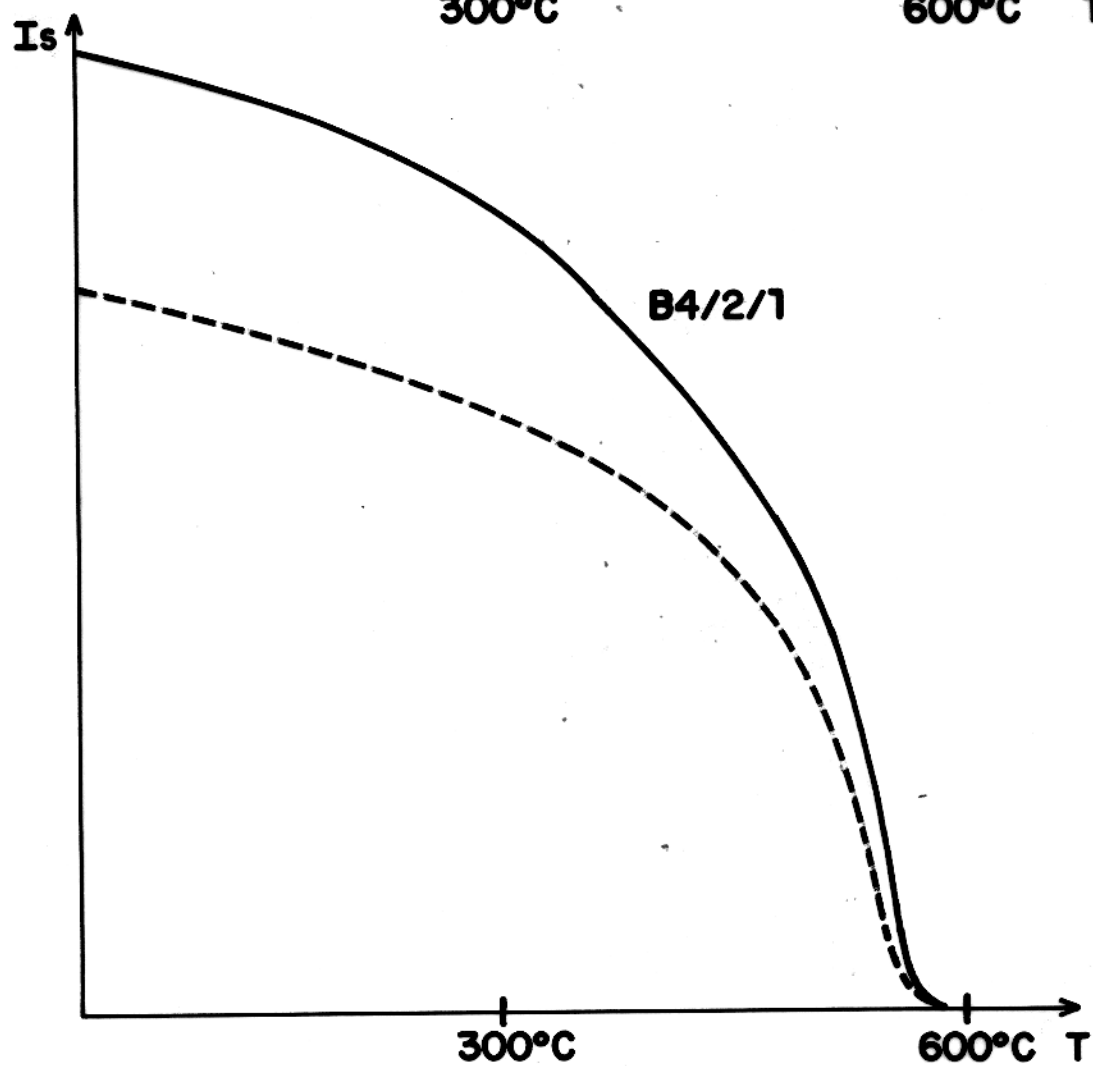
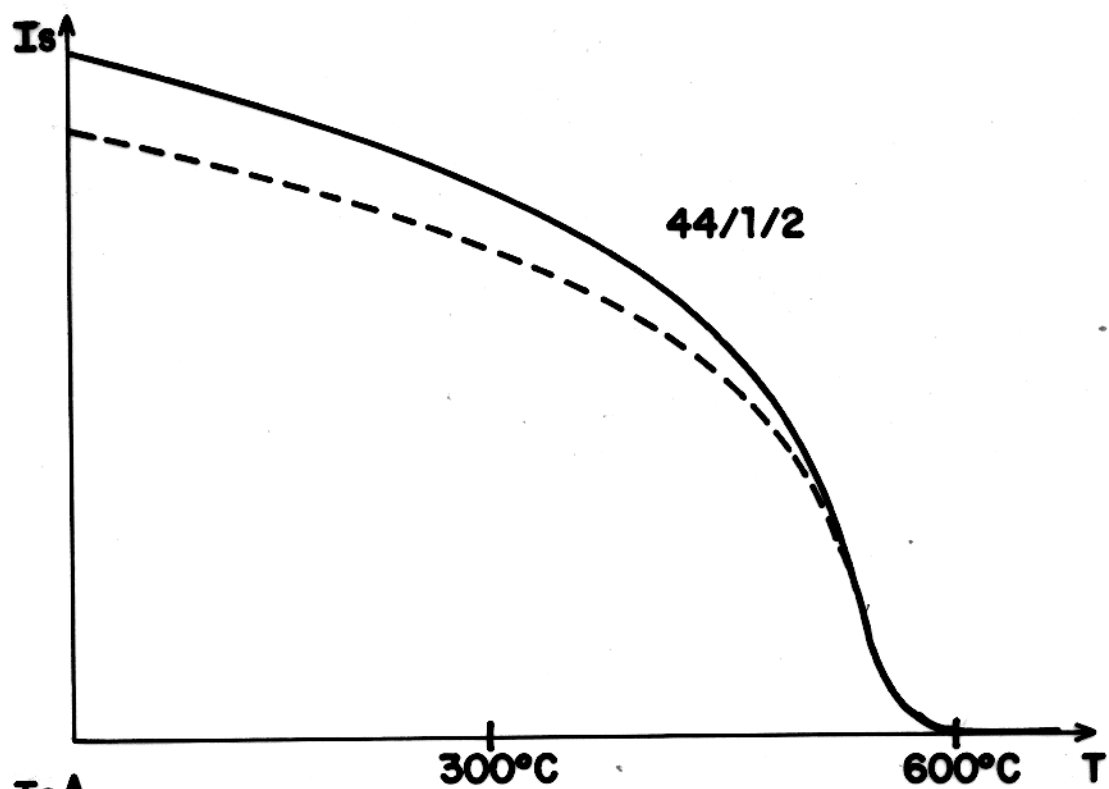


FIG. 29b- EXEMPLOS DE CURVAS TERMAGNÉTICAS (RIO GRANDE DO NORTE).

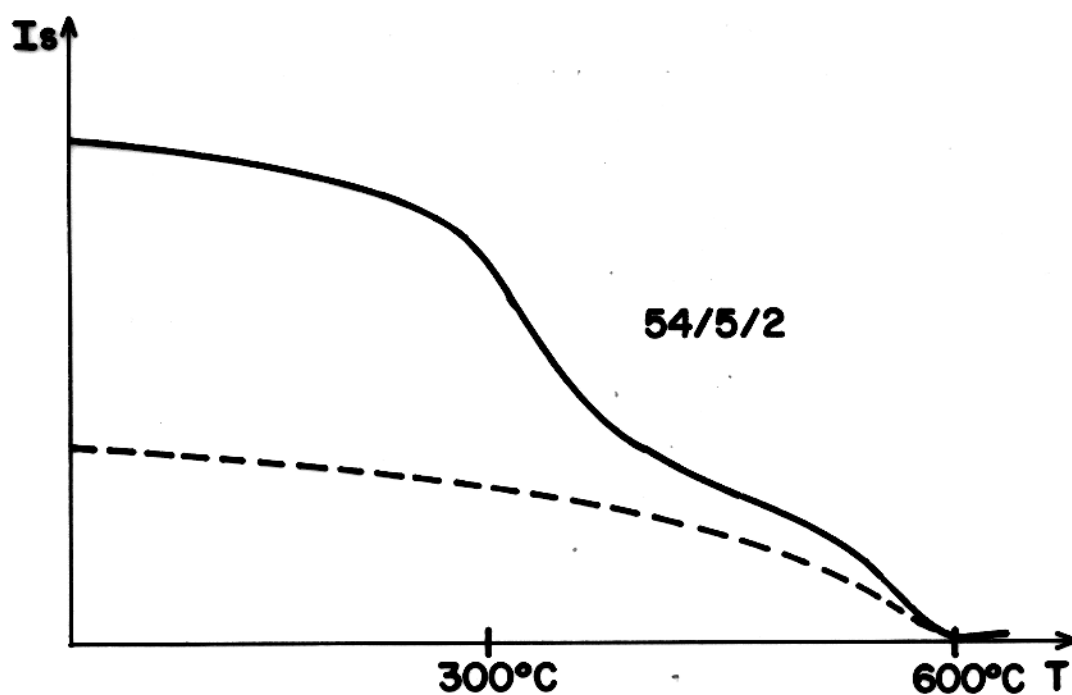
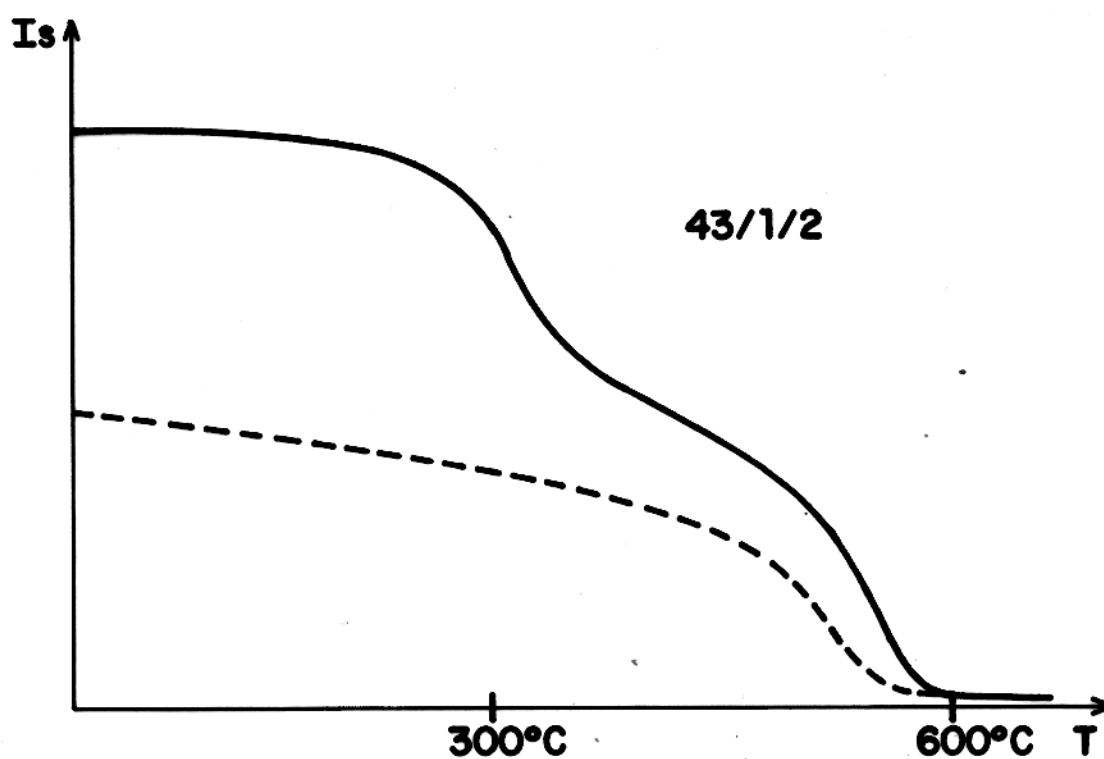


FIG.29c - EXEMPLOS DE CURVAS TERMOMAGNÉTICAS (RIO GRANDE DO NORTE).

de maguemita metaestável em hematita a 300° - 400° C (Petersen et al (1979)). A presença de maguemita indica uma oxidação a baixa temperatura ou intemperismo da rocha. A fase quase estável é responsável pelas temperaturas de Curie indicadas na tabela 8.

Não se conseguiu perceber diferenças significativas entre as curvas termomagnéticas de diques distintos a não ser pelo fato de algumas curvas mostrarem a presença de maguemita. Entretanto é possível se verificar que em um mesmo dique os sítios localizados mais a oeste da área apresentaram intensidade de magnetização de saturação, à temperatura ambiente, mais intensa do que os localizados a este da área. Isto talvez esteja associado às diversas ocorrências de neques de idade terciária na porção oriental da área. Essas intrusões terciárias possivelmente induziram condições oxidantes favorecendo a oxidação dos minerais magnéticos com a conseqüente diminuição da intensidade de magnetização. Algumas amostras apresentaram curvas semelhantes à curva termomagnética da amostra 43/1/2, figura 29 (c) indicando portanto a presença de maguemita (observar também a tabela 8), o que é compatível com a explicação acima. Beurlen (1967), observou a ocorrência de arenitos cujos poros foram total ou parcialmente preenchidos por sílica e ele atribuiu essa silificação a ações hidrotermais ligadas ao vulcanismo terciário.

Petrova e Bagina (1982) estudando basaltos que continham titanomagnetita oxidada chegaram à conclusão que os mesmos podem ser utilizados em trabalhos de paleomagnetismo uma vez que a magnetização termoremanescente apresentada por eles retém sua intensidade e direção, havendo entretanto perda na estabilidade, causada pela presença de uma magnetização de origem viscosa. A instabilidade observada em algumas amostras deste trabalho está de acordo com estas conclusões.

O desvio padrão circular calculado para os dados obtidos está dentro dos limites indicados pelo trabalho de Brock (1971) para essas latitudes ($S = 22.6$).

As direções médias normais e reversas, embora com alguma diferença na inclinação, têm declinações que diferem de 180° , o que significa que não há componentes secundárias substanciais nas médias determinadas, e este fato atesta a consistência dos valores obtidos (Irving, 1964 ; Tarling, 1971 ; McElhinny, 1973):

O polo paleomagnético determinado por este trabalho e denominado SAK₁₁, tem por coordenadas 80.6°N e 94.8°E ($A_{95} = 9.5$ e $K = 26.8$).

9 DISCUSSÕES FINAIS

9.1 Aspectos paleomagnéticos

Os capítulos anteriores apresentaram os resultados paleomagnéticos de amostras de rochas vulcânicas de quatro áreas do Nordeste do Brasil. Os resultados obtidos para cada uma das áreas são condizentes com os critérios mínimos de confiabilidade citados por Irving (1964) e McElhinny (1973), a saber:

1. Número de amostras - nenhum resultado é considerado adequado a menos que seja baseado em observações consistentes de pelo menos 5 amostras de cada sítio.

2. Época da formação da magnetização - os dados paleomagnéticos obtidos devem indicar a direção do campo geomagnético da época de formação da unidade rochosa em estudo.

3. Idade da rocha - a idade geológica da rocha deve ser conhecida, pelo menos em termos de períodos geológicos.

4. Testes de estabilidade - os resultados devem estar de acordo com pelo menos um dos testes citados a seguir:

(i) teste de consistência (tem por base a ocorrência de um bom agrupamento de direções de magnetização, divergente do campo magnético atual. O teste tem maior significado quando aplicado a tipos de rochas de diferentes origens e composições):

(ii) teste de reversão (é dado pelo paralelismo entre as direções médias de dois grupos de amostras que são reversamente magnetizados em relação um ao outro. É um teste mais forte que o teste de consistência sem reversões);

(iii) teste de contacto (é a concordância entre a direção de magnetização do corpo intrusivo e da rocha encaixante, cujas características magnéticas devem ter sido modificadas pela intrusão. Esta concordância evidencia a estabilidade da magnetização);

(iv) teste da dobra (utilizado em rochas que sofreram perturbações estruturais. O fato de as direções de magnetização diferirem nos bordos distintos de uma dobra, quando as camadas

das estão na sua atitude atual e concordarem quando tiver sido feita a correção estrutural, é um argumento a favor de estabilidade da amostra);

(v) teste do conglomerado (se a direção de magnetização dos seixos conglomerados são aleatórias isto sugere que a direção de magnetização da rocha mãe tem sido estável desde a época de deposição do conglomerado).

Para os trabalhos de paleomagnetismo aqui desenvolvidos foi coletado um total de 588 amostras das quais só foram utilizadas nos cálculos 496 que apresentaram resultados consistentes.

As amostras foram coletadas de rochas vulcânicas e assim a magnetização termoremanente foi a principal responsável pela magnetização característica obtida. As técnicas de desmagnetização por campo magnético alternado e por calor, esta última menos empregada neste trabalho, eliminaram magnetizações secundárias menores estáveis, em sua maioria do tipo viscosa. Não foi detectada nenhuma magnetização secundária consistente para várias amostras de um mesmo sítio ou área. Isto provavelmente se deve à idade relativamente jovem das mesmas e à intensidade forte da magnetização remanescente inicial.

As idades indicadas para as rochas analisadas se basearam em trabalhos em estratigrafia e em datações radiométricas existentes na literatura.

Para se testar a consistência das mesmas os resultados foram comparados com escalas geocronológicas combinadas com escalas geomagnéticas de reversão. Assim as amostras de Porto Franco e Estreito, de idade 159 ± 12 m.a., apresentaram direção normal de magnetização, compatível com o período normal de Balkhan (Van Hinte, 1976 a; Larson e Hilde, 1975).

Para as amostras de Teresina-Picos-Floriano, cuja idade foi estimada em 120 ± 10 m.a., foi determinada uma direção reversa para a magnetização. A escala de reversões magnéticas de Van Hinte (1976 b) para o Cretáceo apresenta um período de magnetização normal entre 110 e 120 m.a. e um período de polaridade mista, denominado Serra Geral, iniciando-se há 120 m.a. atrás e se estendendo até o Jurássico. A escala de Larsen e Hilde (1975) apresenta um período de polaridade mista entre 117 e 153 m.a.

As amostras dos diques do Rio Grande do Norte tiveram suas idades determinadas por Sial et al (1981) no intervalo 125-145 m.a. Para estas rochas foram obtidas direções normais e reversas para a magnetização, o que se coaduna com o período Serra Geral de polaridade mista de Van Hinte (1976 b) e com a escala de Larson e Hilde (1975).

As amostras da região do Cabo de Santo Agostinho, data das segundo Vandoros e Valarelli (1976) em 90-114 m.a., apresentaram magnetização normal o que é compatível com o longo período Mercanton de polaridade normal (Van Hinte, 1976 b).

Em relação aos testes de estabilidade, observa-se pelas figuras 5.5, 6.3, 7.4 e 8.5 que as quatro áreas apresentaram bom resultado em relação ao teste de consistência. As direções normais e reversas em posições aproximadamente antiparalelas são um argumento a reforçar a estabilidade da magnetização obtida para as amostras dos diques do Rio Grande do Norte. A obtenção de direções semelhantes para diferentes tipos de rocha, como no caso das amostras do Cabo de Santo Agostinho, dão maior significado ao teste de consistência da direção de magnetização dessas rochas.

A análise dos minerais magnéticos portadores da remanência, efetuada por curvas termomagnéticas ou por difração de raio-X, indicou na maior parte das ocorrências, a presença de titanomagnetita pobre em titânio. A presença de maguemita e algumas vezes hematita, na maior parte das vezes resultado de intemperismo, não anulou a magnetização termoremanente associada à época de formação da rocha, que foi determinada após as técnicas de desmagnetização aplicadas às amostras. Pelas curvas termomagnéticas obtém-se, para a maioria das amostras, uma temperatura de Curie, entre 500-600°C. Os casos mais frequentes indicaram a ocorrência de titanomagnetita exsólvida, em que foram observadas a presença de uma fase próxima à magnetita e outra fase rica em titânio, próxima à ilmenita, resultado de oxidação de alta temperatura, (Petersen, 1976; Petersen et al, 1979).

Em resumo, os trabalhos executados no laboratório não indicaram a presença de componentes de magnetizações secundárias indesejáveis, além daquelas que foram eliminadas nas lavagens com campo magnético alternado de baixa intensidade ou com baixas temperaturas de bloqueio. Embora os minerais magnéticos originais,

formados a altas temperaturas, tenham sido modificados em algumas amostras, por processos principalmente de intemperismo, as direções iniciais das magnetizações remanescentes puderam ser encontradas, após os tratamentos de laboratório.

A partir das direções vetoriais do campo magnético antigo foram determinados os polos paleomagnéticos correspondentes, ou seja, aqueles representativos do modelo do dipolo axial. Isto significa que a variação secular foi eliminada ao se determinar as direções médias de magnetização dos diversos sítios.

Vários autores expressam a variação paleossecular em termos de uma dispersão angular de direções. Uma medida de dispersão amplamente empregada é o desvio padrão angular (Brock, 1971). Se a população apresentar uma distribuição de Fisher, este ângulo é dado aproximadamente por $81/k^{1/2}$ quando expresso em graus. A magnitude da variação secular pode ser estimada ainda por tratamento estatístico pelo método "Two-Tier", desenvolvido por Watson e Irving (1957).

Brock (1971) analisando as causas da variação secular em 83 resultados paleomagnéticos selecionados, concluiu que a variação secular com a latitude é bem descrita pelo modelo D de Cox (1970), no qual os efeitos não dipolares e as oscilações do dipolo são combinadas com a precessão dipolar (capítulo 3). Mc Fadden (1980), por sua vez, analisou os mesmos dados de Brock (1971) com o intuito de verificar o emprego dos modelos em relação à habilidade dos mesmos em prescrever um valor mais preciso para k . A escolha recaiu no modelo A de Irving e Ward (1964), pois, segundo o autor, os modelos A e D não prevêem valores significativamente diferentes um do outro e o modelo A se mostrou estatisticamente mais eficiente do que o modelo D. Ele observou que um ajuste do modelo D aos dados experimentais, pelo processo dos mínimos quadrados, produziu coeficientes sem significado físico. Além disto ao serem usadas condições de contorno de modo que as soluções se tornassem fisicamente reais, a constante do segundo termo da equação do modelo D (capítulo 3), apresentou valor zero, resultando na expressão do modelo A.

Na verdade os modelos A, C e D diferem pouco entre si no que diz respeito aos valores numéricos obtidos para a variação secular conveniente em cada latitude. O modelo B, por sua

vez, toma o desvio padrão angular da precessão do dipolo como um termo constante. Brock (1971), todavia, mostrou que este parâmetro é função da latitude e com base neste argumento McFadden (1980) não considerou este modelo no seu trabalho. O modelo E define uma região para a variação secular, que, posteriormente, quando houver um número maior de dados paleomagnéticos disponível na literatura, deverá ser reduzida a uma curva (Baag e Helsley, 1974). A apresentação de uma faixa de variação ao invés de uma curva parece bastante razoável no estágio atual. Este modelo, no entanto, foi elaborado de modo a explicar mais adequadamente a variação paleossecular para a época de Brunhes, e segundo Brock (1971) a variação secular para o período pré-Terciário é diferente daquela pós-terciária.

Na figura 30 estão indicadas as curvas dos modelos A, B e D e a dispersão angular das direções do campo paleomagnético das quatro regiões estudadas neste trabalho. Uma análise da figura mostra que os derrames de Porto Franco-Estreito e os diques do Rio Grande do Norte apresentaram valores de dispersão angular que concordaram com as curvas dos modelos. Os limites de confiança de S, ao nível de 0.05 de significância, foram calculados segundo Cox (1969) (as equações estão indicadas no tópico 3.4).

Por sua vez os dados de Teresina-Picos-Floriano e Cabo de Santo Agostinho apresentaram valores menores do que os dos modelos. É possível que tenham sido amostrados sítios que praticamente correspondam a um instante na escala de tempo geológico. Entretanto, como foi discutido nos capítulos 6 e 7, os polos paleomagnéticos determinados para estas regiões são representativos. As intrusões estudadas na região de Teresina-Picos-Floriano cobrem uma área de aproximadamente 200 km de diâmetro e os sítios mais próximos entre si, na maioria dos casos, têm direções de magnetização significativamente diferentes. É difícil imaginar que os eventos de todas as localidades tenham sido contemporâneos, especialmente em se tratando de processos dinâmicos como intrusões múltiplas.

Quanto à província magmática do Cabo de Santo Agostinho os cuidados tomados ao se selecionar os sítios utilizados nos cálculos da direção média da magnetização e dos polos geomagnéticos virtuais visaram exatamente evitar que fossem tomados sítios

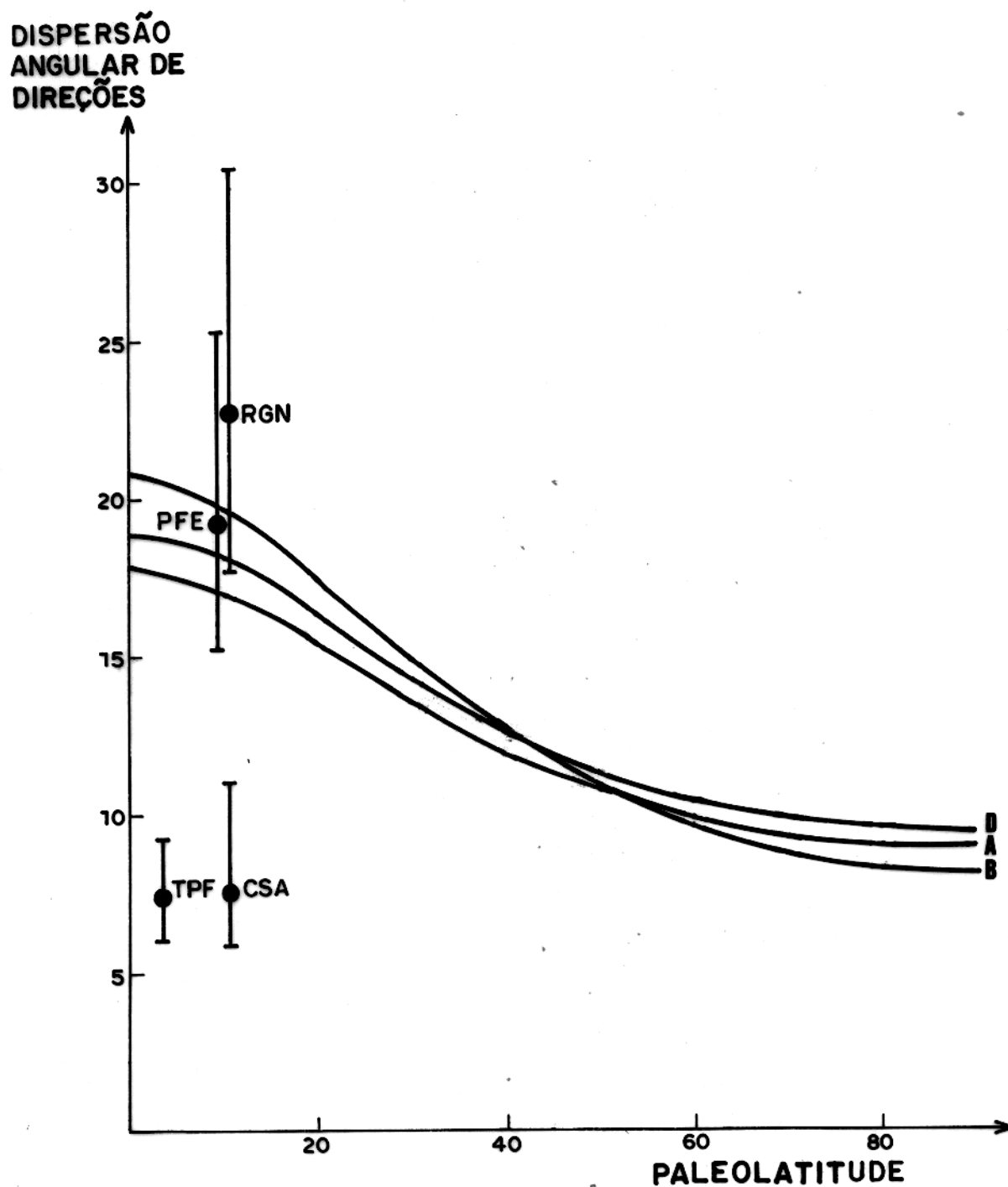


FIG. 30 - DISPERSÃO ANGULAR DAS DIREÇÕES PALEOMAGNÉTICAS DE PORTO FRANCO-ESTREITO (PFE), TERESINA-PICOS-FLORIANO (TPF), CABO DE SANTO AGOSTINHO (CSA) E DOS DIQUES DO RIO GRANDE DO NORTE (RGN).

que registrassem o mesmo instante na escala de tempo. Conforme já destacado no capítulo 7 foi aplicado um teste F aos sítios localizados próximos entre si, de modo a se confiar que estavam sendo utilizados sítios independentes. Foram considerados sítios individuais apenas aqueles cujos resultados foram significativamente distintos no nível de 95% de probabilidade, caso contrário foram considerados um único sítio.

Uma vez bem determinados os polos paleomagnéticos deste trabalho tratou-se então de se estabelecer a época de formação do Oceano Atlântico Sul.

9.2 A Separação da América do Sul da África

A idéia básica desta etapa consistiu em se tomar um conjunto de dados paleomagnéticos da América do Sul, cujas idades correspondessem a determinado período geológico do Mesozóico, levá-los por rotação sobre a superfície da esfera a uma posição tal que fosse obtida uma reconstrução da situação pré-deriva, em que a América do Sul e África estavam ligadas (foram experimentadas quatro diferentes reconstruções), e compará-los com polos paleomagnéticos africanos de mesma idade através de um teste F. O mesmo procedimento foi aplicado a reconstruções que admitissem alguma separação entre os continentes.

Como o teste estatístico indica a probabilidade de a direção média dos polos sul-americanos ser paralela à direção média dos polos africanos, para a dada configuração, verificou-se, então, a consistência ou não da posição estudada em relação aos dados paleomagnéticos, dentro de uma probabilidade de erro menor do que um valor previamente escolhido (no caso de 5%). Estes resultados serviram de base para se verificar a época em que a América do Sul e África começaram a se separar.

Dentro deste enfoque foram estudados os polos paleomagnéticos de idade jurássica e cretácica, período em que se admite ter se formado o Oceano Atlântico Sul.

As tabelas 9 e 10 relacionam os polos paleomagnéticos respectivamente da América do Sul e da África. A tabela 11 apresenta os resultados obtidos após terem sido girados os polos da tabela 9 segundo as reconstruções indicadas.

Em termos de situação pré-deriva foi utilizada a recons

TABELA 9 - Polos paleomagnéticos da América do Sul

Nº	FORMAÇÃO	IDADE m.a.	LAT ON	LONG OE	A ₉₅ (1)	REFERÊNCIAS
1	Guacamayas	195	71	121	15.3	MacDonald e Opdyke (1974)
2	Monte Alegre	114	80	168	5.9	Guerreiro e Guerreiro (1983)
3	Chon Aike	157 - 173	85	17	6.0	Vilas (1974)
4	Maranhão Oeste (2) média (SAJ)	159 ± 12 J	85 83	83 120	6.9 K= 64.6	Schult e Guerreiro (1979)
5	Rio de los Molinos	129 - 150	79	188	8.0	Linares e Valencio (1975)
6	Rio Grande do Norte (diques)	125 - 145	81	95	9.5	Guerreiro e Schult (1983)
7	Almafuerte	123 ± 4	72	205	6.0	Valencio e Vilas (1976)
8	Cerro Colorado	121 ± 3	83	196	10.0	Valencio e Vilas (1976)
9	Serra Geral	115 - 130	78	234	5.7	Creer (1962)
10	Maranhão (este) ³	120 ± 10	84	261	1.9	Schult e Guerreiro (1979)
11	Serra Geral	119 ± 5	85	295	3.7	Pacca e Hiodo (1976)
12	Cerro Rumipalla média (SAK ₄)	≤ 121 K _i	88 84	326 211	9.0 K= 87.7	Valencio e Vilas (1976)
13	La Yesera	114 ± 5	76	60	(12, 17)	Valencio et al (1977)
14	La Serena	~ 110	81	29	4.5	Palmer et al (1980)
15	Cerro de los Condores	~ 108	84	271	4.7	Vilas (1976)
16	Cabo St. Agostinho	90 - 114	88	135	4.5	Schult e Guerreiro (1980)
17	Las Curtiembres	77 ± 1	88	334	(8, 12)	Valencio et al (1977)
18	Poços de Caldas média (SAK _{m.s})	63 - 80 K _m - K _s	81 85	53 41	10.0 K= 119.7	Opdyke e MacDonald (1973)

(1) os resultados entre parênteses indicam os semi-eixos do erro elítico polar

(2) Polo de Porto Franco-Estreito

(3) Polo de Teresina-Picos-Floriano.

TABELA 10 - Polos paleomagnéticos da África

Nº	FORMAÇÃO	IDADE m.a.	LAT O N	LONG O E	A	REFERÊNCIAS
1	Freetown	194	81	225	4.8	Briden et al (1971)
2	Libéria (diques + sills)	192	68	242	13.0	Dalrymple et al (1975)
3	Marangudzi	184	70	285	8.5	Brock (1968)
4	Stormberg	180	71	269	15.0	Van Zijl et al (1962)
5	Mateke Hills	177	59	260	13.8	Gough et al (1964)
6	Karoo (doleritos)	172	65	255	12.3	McElhinny e Jones (1965)
7	Marrocos (Jerada)	169	77	247	7.0	Daly e Pozzi (1976)
8	Hoachanas	161 - 173	62	252	20.0	Grdskehaugh et al (1975)
9	Ben Mellal média (AJ)	154 J	45 67	248 255	11.0 K= 46.2	Westphal et al (1979)
10	Mlanje	116 - 128	60	262	12.0	Briden (1967)
11	Marrocos (sedim.)	120	75	227	5.5	Hailwood (1975)
12	Kaoko média (AK _f)	110 - 128 K _f	48 62	267 258	3.2 K= 25.7	Gidskehaugh et al (1975)
13	Lupata	106 - 111	62	260	4.0	Gough e Opdyke (1963)
14	Wadi Natash (vulc)	77 - 100	69	258	5.8	Schult et al (1981)
15	Lesotho (kimberlito)	82 - 88	61	224	7.4	Hargraves e Onstott (1980)
16	Nubian (sedimentos)	K _u	83	230	3.4	Schult et al (1981)
17	Siltitos vermelhos	K _u	79	208	6.0	Schult et al (1981)
18	Tororo média (A K _{m-s})	K _u K _{m-s}	76 73	195 235	9.0 K= 45.0	Raja a Vise (1973)

TABELA 11 - Polos paleomagnéticos da América do Sul rotacionados de acordo com as reconstruções indicadas.

n.º	Reconstrução	pré-deriva Martin et al (1981)		110 m.a. Sclatter et al (1977)		80 m.a. Francheteau (1973)	
		Lat (°N) Long (°W) ângulo de rotação					
1	Guacamayas	46.8		49.2		67.3	
2	Monte Alegre	32.7		31.8		39.5	
3	Chon Aike	56.4		48.3		32.8	
4	Maranhão (oeste) média (1-4)	53	K= 62.0	60	K= 65.0	78	K= 60.1
5	Rio de los Molinos	42	252	49	248	67	233
6	Rio Grande do Norte	56	245	63	240	79	201
7	Almafuerte	34	255	41	251	60	239
8	Cerro Colorado	46	255	52	252	71	239
9	Serra Geral	41	264	47	261	66	255
10	Maranhão (este)	48	265	54	264	73	260
11	Serra Geral	51	266	57	266	76	266
12	Cerro Rumpipalla média (5-12)	53	262	60	261	78	255
		47	258	53	255	72	244
			K= 87.0		K= 84.1		K= 89.4
13	La Yesera	64	245	71	241	84	153
14	La Serena	61	261	68	261	86	261
15	Cerro de los Condores	49	266	55	265	73	263
16	Cabo St. Agostinho	52	255	59	253	77	237
17	Las Curtiembres	53	262	60	261	78	254
18	Poços de Caldas média (13-18)	61	253	68	251	85	211
		57	258	64	256	82	242
			K= 124.0		K= 121.6		K= 116.4

trução proposta por Martin et al (1981), baseada em ajustes de estruturas geológicas de idade comprovadamente pré-deriva. Para simular uma configuração que apresentasse uma pequena separação entre África e América do Sul foi utilizada, como modelo, a re construção proposta por Sclater et al (1977) para 110 m.a. atrás. Para uma separação maior entre os continentes foi utilizada a configuração de Francheteau (1973) para 80 m.a. De modo a simplificar a discussão a seguir, estas três reconstruções foram denominadas, respectivamente, de modelo α , modelo β e modelo γ (figuras 31 e 32).

Antes da aplicação do teste F se verificou a identidade dos parâmetros de precisão entre os dois grupos de polos a serem comparados, conforme a exposição apresentada no capítulo 3. Para tal se determinou a razão entre os parâmetros das duas populações e o resultado foi analisado segundo a expressão indicada no capítulo "Aspectos Teóricos".

Os resultados obtidos, todos menores que os respectivos valores críticos ao nível de 95% de confiança, indicaram identidade entre os parâmetros de precisão.

Os polos sul-americanos de idade jurássica, apresentados na tabela 9, quando girados de 56.4° em torno do polo de rotação de Martin et al (1981) para a reconstrução pré-deriva, apresentaram um polo médio SAJ de coordenadas 53° N e 247° E (tabela 11). Este polo foi comparado ao polo africano médio para o Jurássico 67° N, 255° E (tabela 10) por meio do teste F. O valor encontrado ($= 4.59$) é maior do que o valor crítico ao nível de 5% de significância ($F_{0.05} = 3.81$, para $N = 13$). Isto significa que a probabilidade é grande de a posição pré-deriva segundo o modelo α não ser adequada aos polos do Jurássico de ambos os continentes.

De modo a confirmar os resultados obtidos foi aplicado um teste F aos polos paleomagnéticos de idade jurássica, posicionados segundo outras reconstruções pré-deriva discutidas na introdução (capítulo 1). Desse modo se procurou verificar se a diferença entre os resultados poderia ser atribuída à configuração escolhida. Foram encontrados valores de F de 6.05, 5.70 e 5.53 respectivamente para as reconstruções de Bullard et al (1965), Rabinowitz e LaBrecque (1979) e Rickard e Belbin (1980), todos

maiores que o valor crítico de 3.81, confirmando a pequena probabilidade de uma configuração pré-deriva ser adequada aos paleopolos jurássicos.

Ao se estudar, entretanto, a validade de uma pequena separação entre os continentes no período Jurássico, como a reconstrução indicada no modelo β , se observou que o teste F apresentou o resultado $F = 1.75$ que foi menor que o valor crítico 3.81. Ou seja os dados paleomagnéticos do Jurássico, embora mais antigos que a época sugerida pela reconstrução, não são inconsistentes com aquelas posições dos continentes, dentro de uma probabilidade de erro de menos de 5%. Outras separações que mostram um pequeno afastamento, também não são inconsistentes com estes dados paleomagnéticos, como, por exemplo, as reconstruções propostas por Rabinowitz e LaBrecque para 107 m.a. e por Solater et al para 95 m.a. cujos resultados do teste estatístico apresentaram respectivamente os valores de $F = 1.51$ e $F = 1.41$.

A aplicação do teste F aos polos paleomagnéticos de idade cretácica inferior produziu resultados semelhantes. Foi obtido o valor de $F = 4.27$ para a reconstrução pré-deriva do modelo α e 1.40 para a reconstrução mostrada no modelo β , quando 3.98 é o valor crítico máximo para o teste ao nível de 5% de significância ($N = 11$). Os resultados indicaram portanto que uma pequena abertura entre os continentes é perfeitamente compatível com os dados paleomagnéticos de idade cretácica inferior, enquanto que a posição pré-deriva estudada não satisfaz aos dados.

A utilização das outras reconstruções pré-deriva confirmaram a probabilidade pequena de os continentes terem formado um só bloco no Cretáceo Inferior. Os cálculos indicaram os valores de $F = 5.78$, 5.15 e 5.34 respectivamente para as reconstruções de Bullard et al (1965), Rabinowitz e LaBrecque (1979) e Rickard e Belbin (1980), todos eles superiores ao valor crítico de 3.98 ao nível de 0.05% de significância.

Por outro lado a aplicação de um teste F aos dados paleomagnéticos do Cretáceo Médio-Superior indicou, tanto para a configuração pré-deriva do modelo α , quanto para a configuração indicada no modelo β valores superiores ao valor crítico de 3.89 ($N = 12$) dentro do nível de 0.05 de significância (respectivamente $F = 10.36$ e $F = 4.41$).

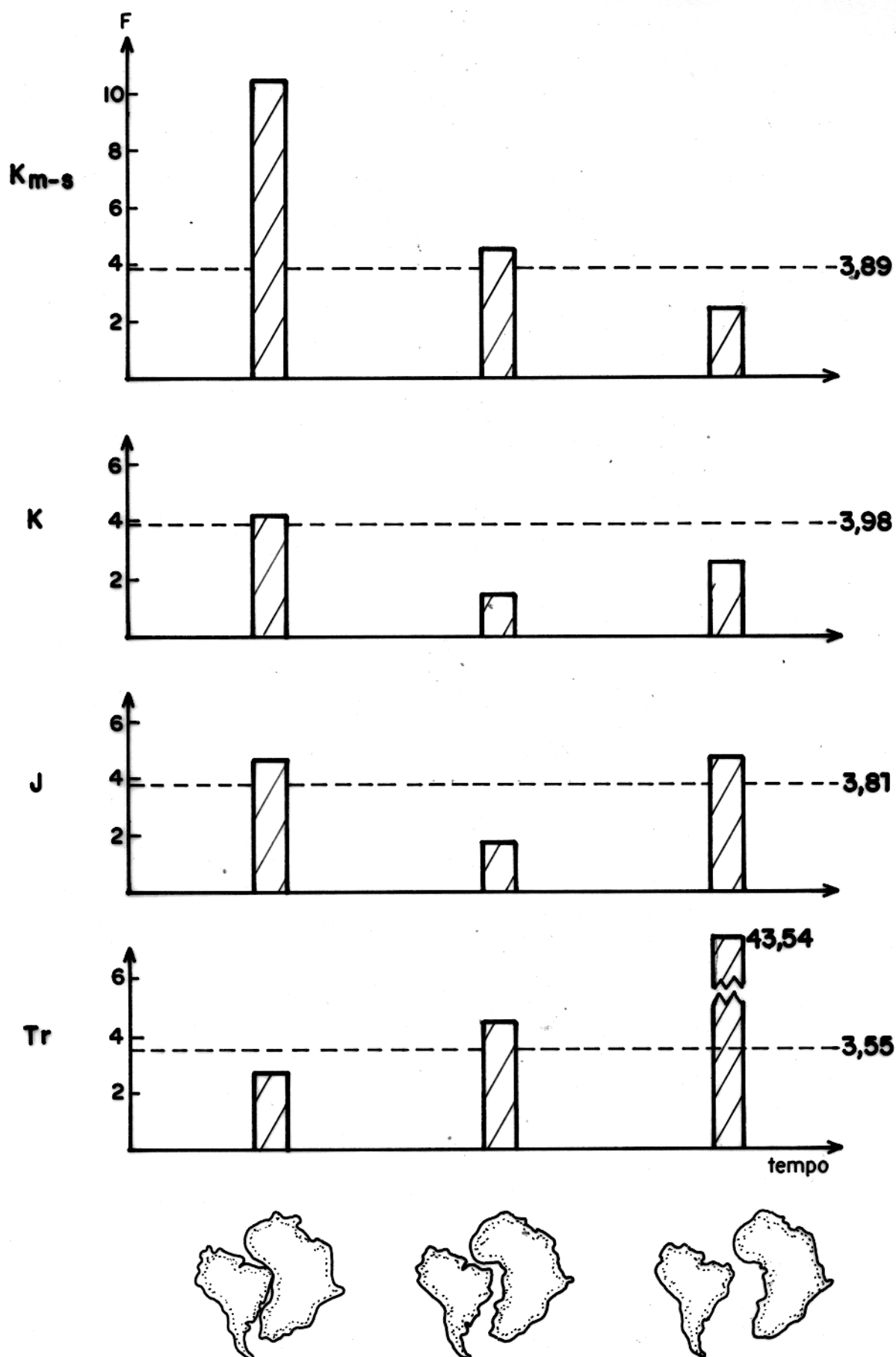


FIG. 31 - RESULTADOS DA APLICAÇÃO DE TESTE F AOS POLOS PALEOMAGNÉTICOS MESOZÓICOS DA AMÉRICA DO SUL E DA ÁFRICA.

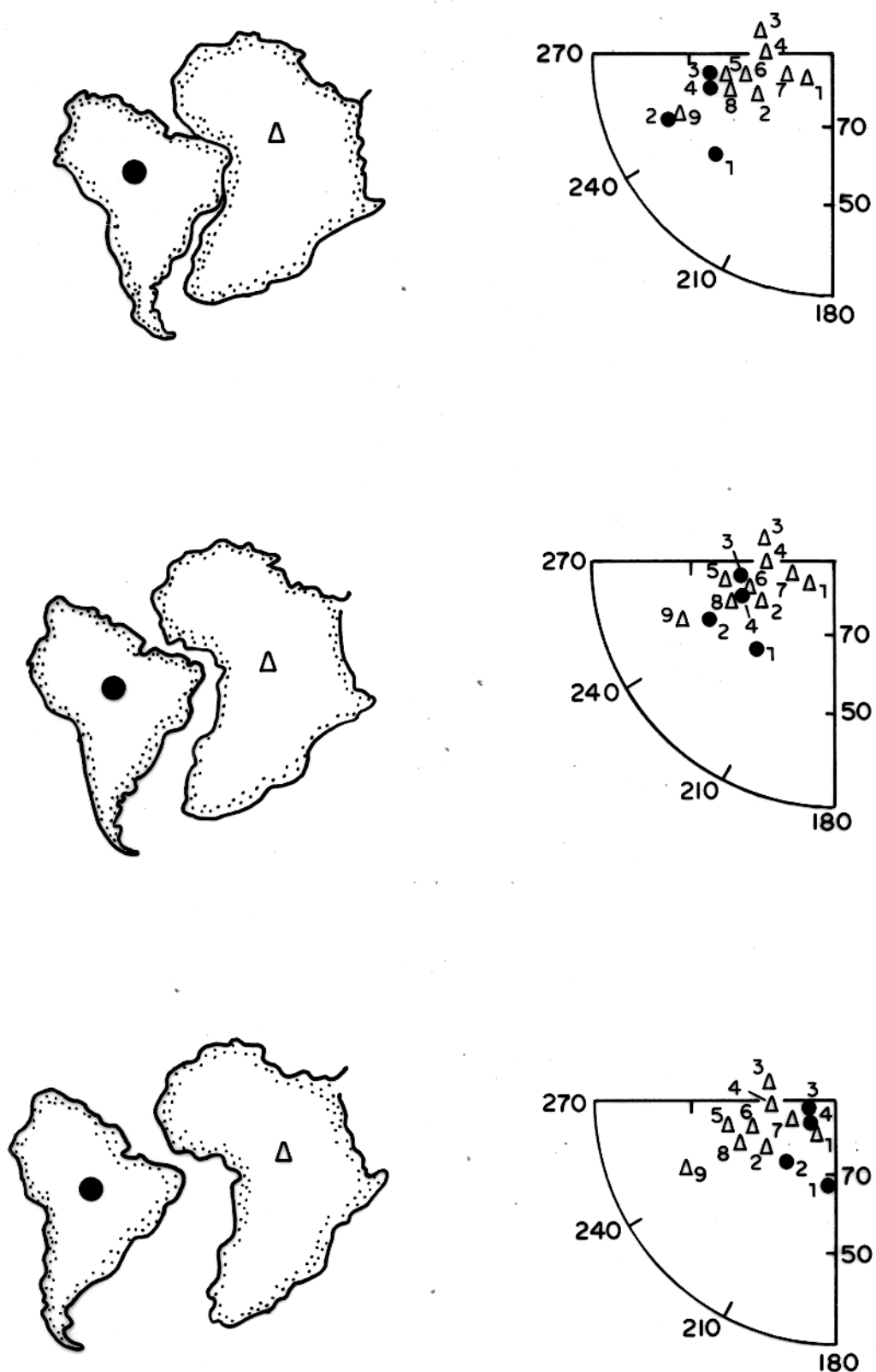


FIG. 32a - COMPARAÇÃO ENTRE OS POLOS PALEOMAGNÉTICOS DO JURÁSSICO DA AMÉRICA DO SUL E DA ÁFRICA SEGUNDO A RECONSTRUÇÃO PRÉ-DERIVA DE MARTIM ET AL (1981); RECONSTRUÇÃO ESTIMADA PARA 110m.a. ATRÁS (Sclater et al, 1977); E RECONSTRUÇÃO ESTIMADA PARA 80m.a. POR FRANCHETEAU (1973).

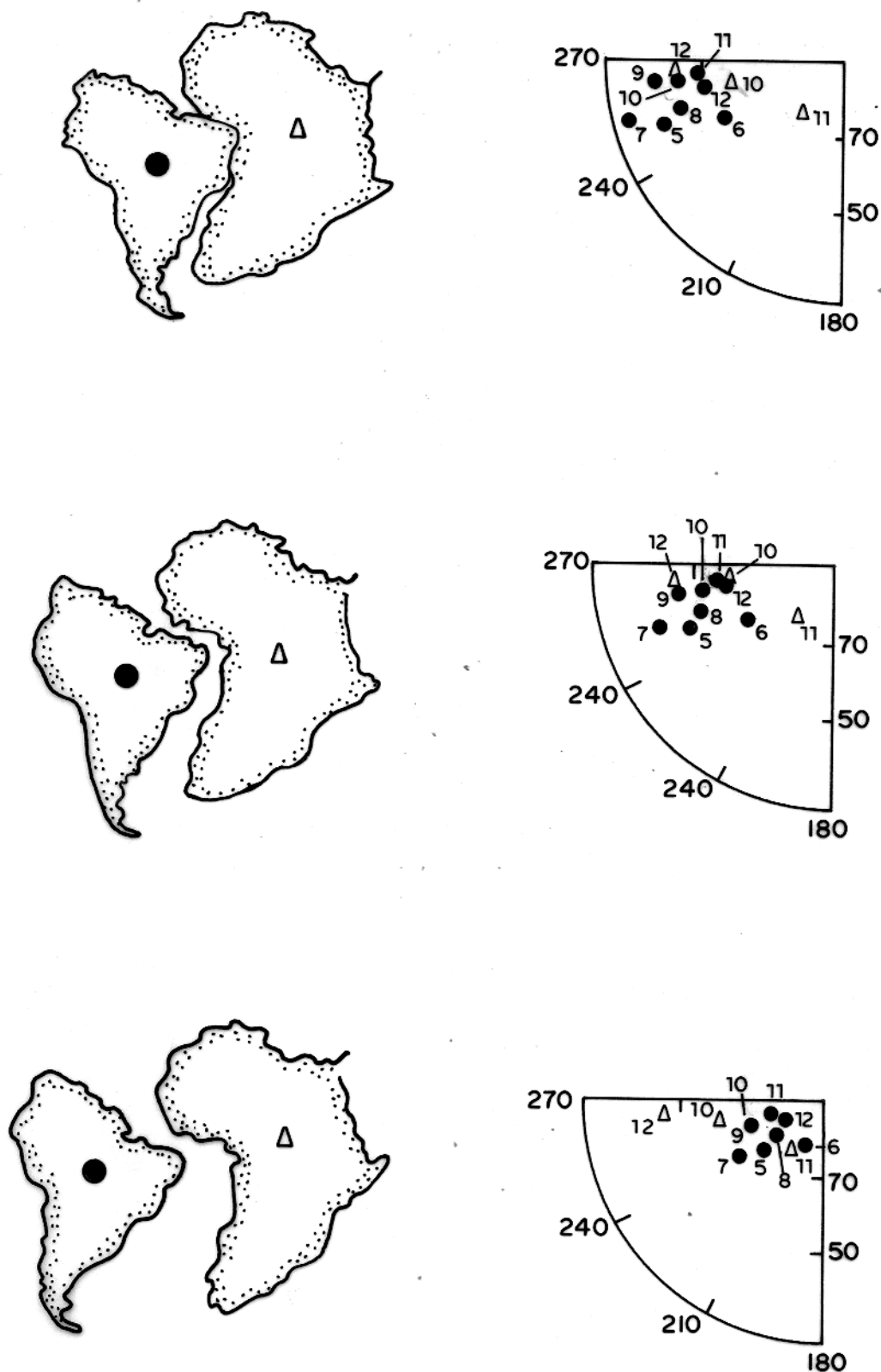


FIG. 32 b - COMPARAÇÃO ENTRE OS POLOS PALEOMAGNÉTICOS DO CRETÁCEO INFERIOR DA AMÉRICA DO SUL E DA ÁFRICA SEGUNDO A RECONSTRUÇÃO PRÉ-DERIVA DE MARTIN ET AL (1981); RECONSTRUÇÃO ESTIMADA PARA 110m.a ATRÁS (Sclater et al, 1977), E RECONSTRUÇÃO ESTIMADA PARA 80m.a POR FRANCHETEAU, (1973).

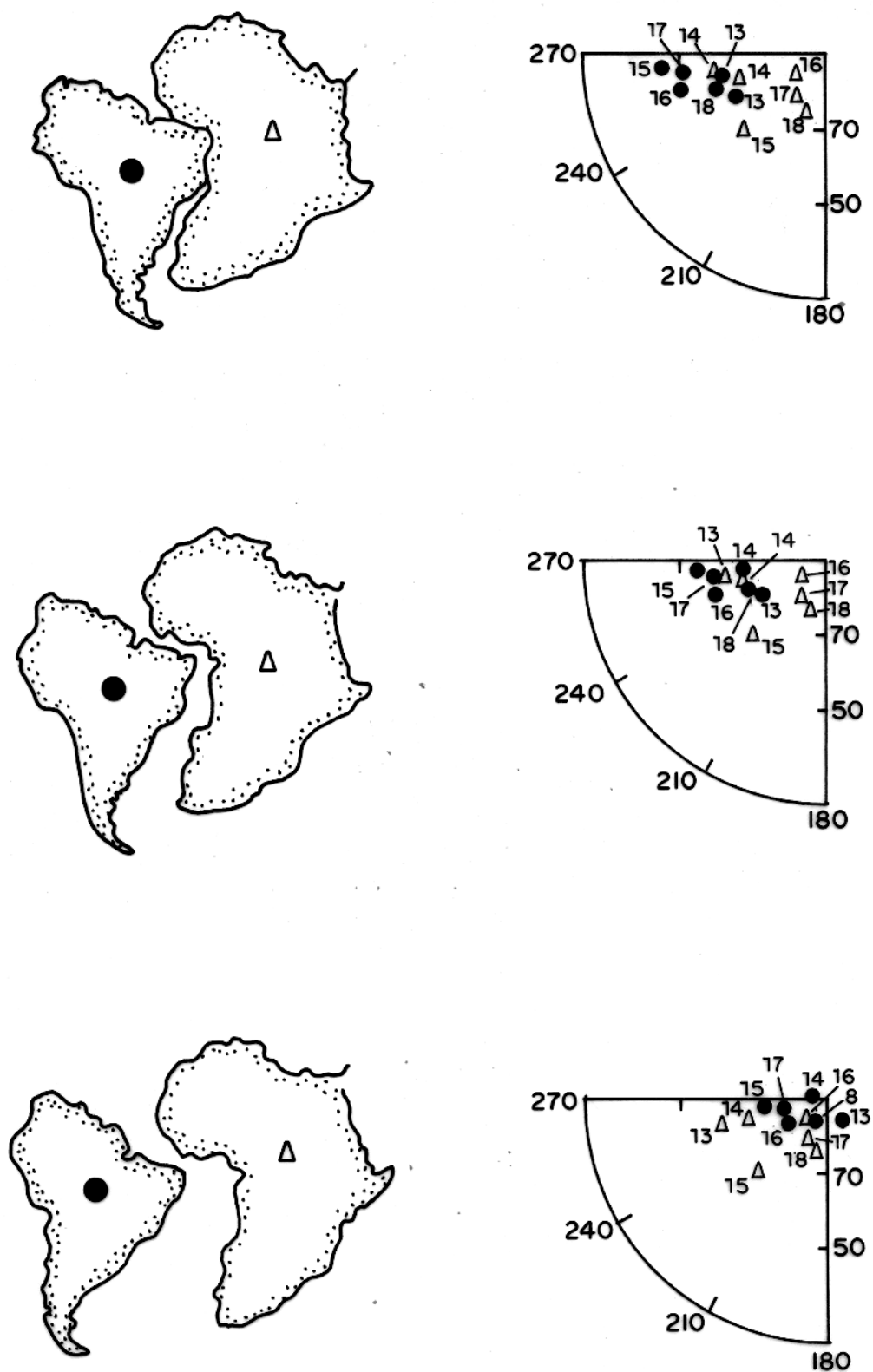


FIG. 32c- COMPARAÇÃO ENTRE OS POLOS PALEOMAGNÉTICOS DO CRETACEO MÉDIO-SUPERIOR DA AMÉRICA DO SUL E DA ÁFRICA SEGUNDO A RECONSTRUÇÃO PRÉ-DERIVA DE MARTIN ET AL (1981); RECONSTRUÇÃO ESTIMADA PARA 110m.a. ATRÁS (Sclater et al, 1977); E RECONSTRUÇÃO ESTIMADA PARA 80 m.a. POR FRANCHETEAU, (1973).

O estudo de uma situação em que o afastamento América do Sul-África é maior, conforme a configuração do modelo γ apresentou os seguintes resultados: $F = 4.40$ para o Jurássico, $F = 2.47$ para o Cretáceo Inferior, e $F = 2.29$ para o Cretáceo Médio-Superior. Os dois últimos valores são inferiores aos respectivos valores críticos, enquanto que o resultado para os paleopolos do Jurássico, nesta última configuração, é superior ao correspondente valor crítico.

O gráfico da figura 31 e a figura 32 ilustram a discussão acima.

Como os resultados para o Jurássico indicaram a existência de uma pequena separação entre os continentes foi aplicado um teste F aos dados do Triássico de modo a se definir melhor a época de abertura do Oceano Atlântico Sul. As reconstruções utilizadas foram as mesmas empregadas nos casos anteriores. Os polos paleomagnéticos utilizados nos cálculos estão indicados nas tabelas 12 e 13. O resultado obtido para a reconstrução pré-deriva do modelo α foi $F = 2.82$, menor do que o valor crítico de 3.55 ao nível de 5% de significância ($N=18$), indicando ser esta situação compatível com aquele período. Para a reconstrução que admite uma pequena separação entre os continentes, modelo β , o valor obtido para o teste ($F = 4.50$) foi superior ao valor crítico indicando inconsistência da mesma com os dados paleomagnéticos do Triássico.

Para a discussão final destes resultados, no que diz respeito à deriva da América do Sul e da África, apresentada mais abaixo, partiu-se da premissa que a superfície da Terra é formada por um mosaico de placas de um modo tal que as mesmas se movimentam como unidades rígidas e sofrem deformações apenas nos seus limites com as outras placas vizinhas. Este é um conceito básico da teoria da tectônica de placas (Marvin, 1973; McElhinny, 1973).

Morgan (1968) apresentou evidências que favorecem a existência de grandes blocos rígidos da crosta e segundo o autor essa rigidez está implícita no conceito da deriva continental. Le Pichon (1968) reconheceu que os deslocamentos dos continentes sobre a superfície da Terra não devem, em geral, envolver distorções em grande escala, exceto ao longo de cinturões de deformação bem localizados. Estudos de Heezen (1962) da fisiografia do soalho

TABELA 12 - Polos paleomagnéticos do Triássico para a América do Sul

IDENTIFICAÇÃO	FORMAÇÃO	IDADE m. a.	POLOS ON °E	RECONSTRUÇÃO PRÉ-DERIVA (1) ON °E	RECONSTRUÇÃO 110 m. a. (2) ON °E	REFERÊNCIAS
1	Puesto Viejo	232 ± 4	76 56	65 247	72 244	Valencio et al (1975)
2	Ischigualasto-Ischichuca	224 ± 5	79 59	62 249	69 247	Valencio et al (1975)
3	Suriname (diques)	227	82 140	50 247	57 243	Veldkamp et al (1971)
4	Amana	225	83 137	50 248	57 244	Irving e Irving (1982)
5	Los Rastros	224	79 59	62 249	69 247	Irving e Irving (1982)
6	Las Cabras	204 ± 3	74 86	60 233	67 226	Valencio e Vilas (1972)
7	Choryollitense	200	81 102	55 244	62 240	Irving e Irving (1982)
8	Venezuela (diques)	199	67 66	69 225	76 212	MacDonald e Opdyke (1974)

(1) Martin et al (1981)

(2) Scattered et al (1977)

TABELA 13. - Polos paleomagnéticos do Triássico para a África

IDENTIFICAÇÃO	FORMAÇÃO	IDADE m.a.	POLOS α_N α_E	REFERÊNCIAS
1	Maji ya-Chumvi	230	67 269	McElhinny e Brock (1975)
2	Cassanje (Angola)	229	54 257	Irving e Irving (1982)
3	Beaufort	228	67 267	Graham et al (1964)
4	Ait Adel	220	72 254	Hailwood (1975)
5	Beni Snassen (basaltos)	219	57 252	Daly e Pozzi (1976)
6	Shawa	209	64 266	Gough e Brock (1964)
7	Argana	205	51 251	Martin et al (1978)
8	Zambia (sedimentos)	202	68 231	Opdyke (1964)
9	Titchka (sedimentos)	Tr _m	58 267	Hailwood (1975)
10	Khenifra	Tr _m	58 248	Daly e Pozzi (1976)

oceânico e de Ewing e Ewing (1967) da distribuição de sedimentos nos oceanos não apresentaram indicações significativas de compressão ou distorção de grandes blocos oceânicos. Gorini (1977) pesquisando o Atlântico Equatorial, desde o golfo de Guiné ao Nordeste brasileiro, encontrou que a separação da América do Sul da África não envolveu apreciável distorção crustal dos dois continentes.

O conceito de movimento de blocos continentais rígidos justifica porque polos paleomagnéticos de mesma idade e de um mesmo continente, determinados para regiões tão afastadas entre si apresentam posições tão próximas (tabelas 9 e 10).

Analisando-se os resultados obtidos pelos testes estatísticos segundo o conceito de deslocamento de placas rígidas, concluiu-se que a América do Sul e a África formavam um só bloco no Triássico.

A comparação entre polos paleomagnéticos do Jurássico e Cretáceo Inferior dos dois continentes, conforme as posições pré-deriva discutidas, indicou uma diferença significativa entre eles, dentro de uma probabilidade de 95%. Usando, entretanto, a reconstrução do modelo β , que apresenta uma pequena separação entre as posições dos continentes, a consistência entre as posições daqueles paleopolos apresentou melhores resultados. Consequentemente os testes com os dados paleomagnéticos destes períodos indicaram que a América do Sul e a África não estavam localizadas segundo as configurações pré-deriva estudadas, mas que as respectivas linhas costeiras no Atlântico Sul estavam separadas algumas centenas de quilômetros a mais, num modo semelhante à reconstrução apresentada no modelo β (mas não necessariamente esta configuração particular).

Admitindo a validade das reconstruções utilizadas e de deslocamentos de blocos continentais rígidos, essa separação entre os continentes pode ser devida a uma rutura inicial ocorrida no Jurássico, que se manteve, então, aproximadamente estacionária até o início do Cretáceo Inferior.

Os polos paleomagnéticos sul americanos e africanos do Cretáceo Médio-Superior diferiram significativamente nas posições pré-deriva segundo o modelo α e para uma pequena separação entre os continentes conforme o modelo β , apresentando resultados

consistentes apenas ao se utilizar a reconstrução do modelo γ , que propõe uma maior separação entre América do Sul e África. Estes resultados são compatíveis com um afastamento rápido e significativo entre os continentes durante o Cretáceo Médio-Superior.

A época de abertura do Atlântico Sul tem sido discutida por numerosos autores. Publicações recentes admitem uma idade de 140 a 130 m.a. (entre Jurássico Superior e Cretáceo Inferior) para o início da separação, com base em evidências geológicas e tectônicas (Le Pichon e Hayes, 1971; Dingle, 1973) em evidências bioestratigráficas (Reyment, 1969; Förster, 1978), em estudos de sedimentos marinhos (Van Andel et al, 1977), em interpretação de anomalias magnéticas (Larson e Ladd, 1973) entre outros (capítulo 1).

Por outro lado as comparações entre os polos paleomagnéticos da América do Sul e da África, segundo as reconstruções discutidas neste capítulo, sugerem que já havia uma pequena separação entre os continentes na época do alojamento das rochas do Cretáceo Inferior e do Jurássico.

É interessante notar que Gidskehaug et al (1975) comparando os polos paleomagnéticos jurássicos de Chon Aike e Hoachanas e cretácicos de Serra Geral e Kaoko (tabelas 9 e 10) atingem resultado semelhante usando a reconstrução de Le Pichon e Hayes (1971) para 112 m.a. (parâmetros de rotação 21.5°N , 14°W , ângulo de rotação 4.6° a partir da posição pré-deriva de Bullard et al (1965)). Ou seja, admitem um pequeno movimento relativo entre América do Sul e África anterior ao posicionamento das rochas relacionadas àqueles paleopolos.

Outros trabalhos em paleomagnetismo sugerem uma época semelhante para o início da rutura (Creer, 1965; Valencio e Vilas, 1969, 1970). Schult e Guerreiro (1979) encontraram o mesmo resultado usando, entretanto, um número menor de polos paleomagnéticos. Schult et al (1981) mostraram que as curvas de deriva polar aparente para a América do Sul e a África concordam substancialmente quando os polos paleomagnéticos destes continentes, para os períodos Jurássico, Cretáceo Inferior e Médio são comparados segundo a reconstrução de Sclater et al (1977) para 110 m.a.

Evidências geofísicas independentes por sua vez também fornecem idade jurássica para a época de formação do oceano Atlântico Sul. Emery et al (1975), analisando dados geofísicos e geo

lógicos da margem continental atlântica oriental, concluíram pela abertura ter ocorrido no Jurássico Superior. Esses autores estudaram a região a sudeste da cadeia de Walvis até o extremo sul do continente africano e correlacionando as anomalias magnéticas com a escala de polaridade de Larson e Pitman (1972) para o Jurássico Superior, determinaram que a separação ocorreu há cerca de 165 m.a. atrás. Quanto às anomalias localizadas na baía do Cabo e estudadas por Larson e Ladd (1973) que por meio delas dataram a rutura inicial do Atlântico Sul do Cretáceo Inferior, foram considerados por Emery et al (1975) como possivelmente ligadas à rutura subsequente entre a África e a Antártica ou da extremidade sul da América do Sul.

Valência et al (1983) comparando dados paleomagnéticos do Paleozóico Superior e do Cretáceo para a América do Sul e a África, sugeriram a ocorrência de movimentos na Gondwana Ocidental durante o Jurássico, ao longo de uma zona estreita que mais tarde se tornaria o limite divergente do Atlântico Sul.

Uma abertura inicial entre América do Sul e África, mas não tão significativa quanto a do modelo α , foi também admitida por Le Pichon (1968). Segundo este autor a fase ativa da deriva entre os continentes africano e americano teria se iniciado no Cretáceo Inferior. Entretanto, é provável que uma rutura inicial tenha se processado no Jurássico com a criação de golfos marinhos de largura limitada muito antes do episódio de afastamento rápido e significativo ter ocorrido (Le Pichon, 1968).

Esta rutura inicial poderia explicar os poucos exemplos de deposição de sedimentos marinhos durante o Jurássico Superior (Colom, 1965; Le Pichon, 1968; Urien et al 1976; Dingle, 1976).

1.0 CONCLUSÕES

O trabalho aqui apresentado foi desenvolvido em duas etapas. Na primeira foram efetuados estudos de magnetismo das rochas e determinados quatro polos paleomagnéticos de idade mesozóica, todos em rochas vulcânicas do Nordeste brasileiro. Para a região de Porto Franco-Estreito foi determinado um polo (85°N , 83°E) de idade jurássica. O polo de Teresina-Picos-Floriano (84°N , 261°E) e o polo encontrado para os diques do Rio Grande do Norte (81°N , 95°E) são do período Cretáceo Inferior. A região do Cabo de Santo Agostinho forneceu um polo (88°N , 135°E) de idade cretácica superior.

A análise dos minerais magnéticos portadores da remanência, efetuada por curvas termomagnéticas ou por difração de Raio-X, indicou, na maior parte das ocorrências, a presença de titanomagnetita pobre em titânio. A presença de maguemita e algumas vezes hematita, na maior parte das vezes resultado de intemperismo, não anulou a magnetização termoremanente associada à época de formação da rocha, que foi determinada após as técnicas de desmagnetização aplicadas aos espécimes. Pelas curvas termomagnéticas obteve-se para a maioria das amostras, uma temperatura de Curie entre 500 e 600°C . Os casos mais frequentes indicaram a ocorrência de titanomagnetita exsolvida, em que foram observadas a presença de uma fase próxima à magnetita e outra fase rica em titânio, próxima à ilmenita, resultado de oxidação de alta temperatura.

Na segunda etapa os polos paleomagnéticos deste trabalho, juntamente com outros paleopolos de idade mesozóica para a América do Sul e a África e encontrados na literatura foram utilizados para se determinar a época de formação do Oceano Atlântico Sul.

Os polos paleomagnéticos médios para a América do Sul para os períodos Triássico, Jurássico, Cretáceo Inferior e Cretáceo Médio-Superior foram comparados, por meio de um teste F, aos polos paleomagnéticos médios da África, de mesma idade dos primeiros, segundo reconstruções para posições pré-deriva e para configurações que simulam um afastamento entre os continentes.

A análise dos resultados obtidos pelos testes estatísti

cos segundo o conceito de deslocamentos de blocos continentais rígidos, levou à conclusão que a América do Sul e a África formaram um único bloco no Triássico.

Os dados do Jurássico indicaram que havia uma pequena separação entre os continentes naquela época, provavelmente causada por um primeiro evento de rutura e essa abertura se manteve estacionária até o início do Cretáceo Inferior, conforme o resultado dos testes para este período.

Os dados do Cretáceo Médio-Superior indicaram que nessa ocasião um oceano largo já estava totalmente estabelecido entre a África e a América do Sul.

O procedimento usual para se determinar, por paleomagnetismo, a época em que dois continentes começaram a se separar tem sido a comparação entre as curvas de deriva polar aparente dos dois continentes em questão. O ponto em que as curvas se tornam distintas, tendo sido as mesmas traçadas segundo uma configuração pré-deriva, indica o início do afastamento. Isto requer um conhecimento muito preciso da idade dos polos paleomagnéticos utilizados de modo a colocá-los corretamente em ordem cronológica, além de que os resultados são continuamente modificados com a introdução de novos dados.

A metodologia que emprega testes estatísticos como foi feito neste trabalho, é menos suscetível à precisão das datações quando se trata de definir o período em que ocorreu a abertura. Neste caso é permitido uma margem maior de erro na determinação da idade das rochas estudadas, desde que bem delimitado o período geológico a que as elas pertencem. Outra vantagem é que os resultados não variam muito ao se utilizar novos dados paleomagnéticos, se os mesmos não se afastarem muito da média e particularmente da moda empregada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADE-HALL, J.M.; WILSON, R.L. SMITH, P.J. - 1965 - The petrology, Curie points and natural magnetizations of basic lavas. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 9: 323-336.
- AGUIAR, G.A. - 1969 - Bacia do Maranhão, geologia e possibilidades de petróleo - Relatório Técnico Interno, n° 371. Belém, Petrobrás-Renor p. 371.
- AGUIAR, G.A. - 1971 - Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, set. v. 3, p. 113-122.
- AGUIAR, G.A.; NAHASS, S. - 1969 - General geologic map of Maranhão Basin. Belém, Petrobrás-Renor-Direx. Report. n. 371, Escala 1:1000.000.
- ALENCAR, B.V.; PACCA, I.I.G. - 1981 - Paleomagnetismo da Formação Piauí da Bacia do Parnaíba: influência de rochas vulcânicas na região de Floriano. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 10, Recife, nov. p. 213-231.
- ALLARD, G.O.; HURST, V.J. - 1969 - Brazil - Gabon geologic link supports continental drift. Science. 163: 528.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1969 - Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, out. v. 1, p. 29-46.
- AMARAL, A.J.R.; ALBUQUERQUE MENOR, E. - 1979 - A sequência vulcano sedimentar cretácea da região de SUAPE (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, nov. Bol. n° 7. p. 251-269.
- AMARAL, C.A.B.; VICALVI, M.A.; BARRETO, L.M.; SANTANA, C.I. - 1972 - Recursos minerais da margem continental brasileira. In: Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia. Belém. V. 2, p. 289-299.
- ASMUS, H.E. - 1975 - Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da Margem Continental Brasileira. Revista Brasileira de Geociências, 5(3): 160-175.
- BAAG, C.; HELSLEY, C.E. - 1974 - Geomagnetic secular variation Model E. Journal of Geophysical Research. 79(32): 4918-4922.
- BARDON, C.; BOSSERT, A.; HAMZEH, R.; ROLLEY, J.P.; WESTPHAL, M. - 1973 - Etude paleomagnetique de formations volcaniques du Cretace inferieur dans l'Atlas de Beni Mellal (Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. D. 277: 2141-2444.

- BEURLEN, K. - 1967 - Geologia da região de Mossoró. Rio de Janeiro, Pongetti. 173 p.
- BORBA, G.S. - 1977 - Petroquímica de rochas vulcânicas da região do Cabo, Pernambuco. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande (Pb), nov. Bol. nº 6. p. 479-488.
- BORBA, G.S. - 1978 - Aspectos petrogenéticos dos vulcanitos - Cabo-Pernambuco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, nov. v. 3, p. 1226-1229.
- BRIDEN, J.C. - 1967 - A new paleomagnetic result from Lower Cretaceous of East-Central Africa. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 12: 375-380.
- BRIDEN, J.C.; HENTHORN, D.I.; REX, D.C. - 1971 - Palaeomagnetic and radiometric evidence for the age of the Freetown igneous complex, Sierra Leone. Earth and Planetary Science Letters. 12: 385-391.
- BROCK, A. - 1968 - Drifting and rifting: a comment on the Tertiary rotation of Africa. Nature. 219: 599-600.
- BROCK, A. - 1971 - An experimental study of palaeosecular variation. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 24: 303-317.
- BULLARD, E.; EVERETT, J.E.; SMITH, A.G. - 1965 - "The fit of the continents around the Atlantic". Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A. 1088(258): 41-51.
- CALDASSO, A. L. S.; HAMA, M. - 1978 - Posicionamento Estratigráfico das rochas básicas da Bacia do Parnaíba. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, nov. v. 2, p. 267-581.
- CAMPOS, C.W.M.; PONTE, F.C.; MIURA, K. - 1974 - Geology of the Brazilian Continental Margin. In: Burk, C.A.; Drake, C.L. The geology of continental margins. New York, Springer-Verlag. p. 447-461.
- COLOM, G. - 1955 - Jurassic - Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and the Atlantic area. Journal Micropaleontology. 1: 109.
- CONDIE, K.C. - 1976 - Plate tectonics and crustal evolution. New York, Pergaman Press. 288 p.
- CORDANI, U.G. - 1970 - Idade do vulcanismo no oceano Atlântico Sul. Boletim IGA. (1): 9-76.
- COSTA, A.C.; MENDES, V.A.; ROCHA, D.E.G.A. - 1979 - Síntese preliminar da geologia do Projeto Extremo Nordeste do Brasil. In:

- Simpósio de Geologia do Nordeste, 9, Natal, nov., Bol. nº 7. p. 421-443.
- COX, A. - 1962 - Analysis of present geomagnetic field for comparison with paleomagnetic results. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*. 13: 101-112.
- COX, A. - 1969 - Confidence limits for the precision parameter k . *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 17: 545-549.
- COX, A. - 1970 - Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 20(3): 253-269.
- CREER, K.M. - 1962.a - An analysis of the geomagnetic field using palaeomagnetic methods. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*. 13: 113-119.
- CREER, K.M. - 1962.b - The dispersion of the geomagnetic field due to secular variation and its determination for remote times from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research*. 67(9): 3461-3476.
- CREER, K.M. - 1962.c - Palaeomagnetism of the Serra Geral Formation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 7: 1-22.
- CREER, K.M. - 1965 - Paleomagnetic data from the Gondwanic continents. *Philosophical Transactions Royal Society of London. Ser. A*. 258: 27-40.
- CREER, K.M.; IRVING, E.; NAIRN, A.E.M. - 1959 - Palaeomagnetism of the Great Whin Sill. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 2: 306-323.
- CREER, K.M.; VALENCIO, D.A. - 1969 - Palaeomagnetic and rock magnetic studies on the Cenozoic basalts from Western Argentina. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 19: 113-146.
- DALRYMPLE, G.B.; GROMMÉ, C.S.; WHITE, R.W. - 1975 - Potassium - argon age and palaeomagnetism of diabase dikes in Liberia: initiation of Central Atlantic rifting. *Geological Society of America Bulletin*. 86: 399-411.
- DALY, L.; POZZI, J.P. - 1976 - Résultats paleomagnétiques du Permian Inférieur et du Trias marocain; comparaison avec les données Africaines et Sud Américaines. *Earth and Planetary Science Letters*. 29: 71-80.

- DINGLE, R.V. - 1973 - Mesozoic palaeogeography of the Southern Cape, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*. 13: 203-213.
- DINGLE, R.V. - 1976 - A review of the sedimentary history of some post-Permian continental margins of Atlantic-type. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 48: 67-80 (suplemento).
- EL SHAZLY, E.M.; KRS, M. - 1973 - Palaeogeography and palaeomagnetism of Nubian sandstone, Eastern Desert of Egypt. *Geological Rundsch*. 62: 212-225.
- EMERY, K.O.; UCHUPI, E.; BOWIN, C.O.; PHILLIPS, J.; SIMPSON, E. S.W. - 1975 - Continental margin off Western Africa: Cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South-West Africa). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 59(1): 3-59.
- EMERY, K.O.; UCHUPI, E.; PHILLIPS, J.; BOWIN, C.; MASCLE, J. - 1975.b - Continental margin off Western Africa: Angola to Sierra Leone. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 59(12): 2209-2265.
- EWING, J.; EWING, M. - 1967 - Sediment distribution on the midocean ridges with respect to spreading of the sea floor. *Science*. 156: 1590.
- FISHER, R.A. - 1953 - Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London*. 217: 295-305.
- FÖRSTER, R. - 1978 - Evidence for an open seaway between northern and southern proto-Atlantic in Albian times. *Nature*. 272: 158-159.
- FRAKES, L.A.; CROWELL, J.C. - 1968 - Late Paleozoic Glacial facies and the origin of the South Atlantic basin. *Nature*. 217: 837-838.
- FRANCHETEAU, J. - 1973 - Plate tectonics model of opening of the Atlantic Ocean south of the Azores. In: Tarling, D.H.; Runcorn, S.K. Ed. *Implications of continental drift to the Earth Sciences*. London, Academic Press. v. 1, p. 197-202.
- FRANCISCONI, O.; KOWSMANN, R.O. - 1976 - Preliminary structural study of the South Brazilian continental margin. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 48: 89-100 (suplemento).
- FUNNELL, B.M.; SMITH, A.G. - 1968 - Opening of the Atlantic Ocean. *Nature*. 219: 1328-1333.
- GIDSKEHAUG, A.; CREER, K.M.; MITCHELL, J.G. - 1975 - Palaeomagnetism

- and K-Ar ages of the South-West African basalts and their bearing on the time of initial rifting of the South Atlantic Ocean. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 42: 1-20.
- GORINI, M.A. - 1977 - The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil. *Dissertação de doutorado. Columbia, Faculty of Pure Science - Columbia University*. 208 p.
- GOUGH, D.I.; BROCK, A.; JONES, D.L.; OPDYKE, N.D. - 1964 - The paleomagnetism of the Ring Complexes at Marangudzi and the Mateke Hills. *Journal of Geophysical Research*. 69: 2499-2507.
- GOUGH, D.I.; OPDYKE, N.O. - 1963 - The palaeomagnetism of the Lupata alkaline volcanics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 7: 457-468.
- GRAHAM, K.W.T.; HELSLEY, C.E.; HALES, A.L. - 1964 - Determination of the relative positions of continents from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research*. 69: 3895-3900.
- GUERREIRO, S.D.C.; GUERREIRO, M.H.S. - 1983 - Estudos paleomagnéticos de rochas vulcânicas de idade Jurássico-Cretáceo da região de Monte Alegre-Alenquer. Pará. In: *Reunião Anual da Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência*, 35. Resumos: Belém, jul. p. 554.
- GUERREIRO, S.D.C.; SCHULT, A. - 1983 - Paleomagnetismo de um enxame de diques toleíticos de idade meso-cenozóica localizados no Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geofísica*. 1: 89-98.
- HAILWOOD, E.A. - 1975 - The palaeomagnetism of Triassic and Cretaceous rocks from Morocco. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 41: 219-235.
- HARGRAVES, R.B.; ONSTOTT, T.C. - 1980 - Paleomagnetic results from some Southern African kimberlites, and their tectonic significance. *Journal of Geophysical Research*. 85: 3587-3596.
- HASUI, Y.; HANNIES, W.T.; IWANUCH, W. - 1976 - Idade do magmatismo básico mesozóico do Brasil Central. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, resumo das comunicações. Belo Horizonte, nov., v. 4, p. 9-11.
- HEEZEN, B.C. - 1962 - The deep-sea floor. In Runcorn, S.K. *Continental drift*. New York, Academic Press. p. 235-288.
- HICKEN, A.; IRVING, E.; LAW, L.W.; HASTIE, J. - 1972 - *Catalogue*

- of Palaeomagnetic directions and poles (first issue). Ottawa, Department of Energy, Mines and Resources. v. 45, n° 1.
- IRVING, E. - 1964 - Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. Nova York, John Wiley & Sons. 399 p.
- IRVING, E. - 1977 - Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*. 270: 304-309.
- IRVING, E.; IRVING, G.A. - 1982 - Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana. *Geophysical Surveys*. 5: 141-188.
- IRVING, E.; WARD, M.A. - 1964 - A statistical model of the geomagnetic field. *Pure and applied Geophysics*. 57: 47-52.
- JOHNSON, H.P.; MERRILL, R.T. - 1974 - Low temperature oxidation of a single-domain magnetite. *Journal of Geophysical Research*. 79(35): 5533-5534.
- LADD, J.W. - 1976 - Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geological Society of America Bulletin*. 87: 969-976.
- LARSON, R.L.; HILDE, T.W. - 1975 - A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. *Journal of Geophysical Research*. 80(17): 2586-2594.
- LARSON, R.L.; LADD, J.W. - 1973 - Evidence for the opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous. *Nature*. 246: 209-212.
- LARSON, E.; OZIMA, M.; OZIMA, M.; NAGATA, T.; STRANGWAY, D. - 1969 - Stability of remanent magnetization of igneous rocks. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 17(3): 263-292.
- LARSON, R.L.; PITMAN, W.C. - 1972 - World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. *Geological Society of America Bulletin*. 83: 3645-3662.
- LEGRAND, J.M.; FIGUEIREDO FILHO, D.A. - 1979 - Reavaliação dos dados isotópicas da província magmática do Cabo, com base nos estudos petrográficos do granito do Cabo. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal (RN), nov., Bol. n° 7. p. 111-117.
- LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; SADOWSKI, G.R.; ISOTTA, C.A.L. - 1967 - Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da Bacia do Paraná. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*. 15(4): 79-91.

- LE PICHON, X - 1968 - Sea floor spreading and continental drift
Journal of Geophysical Research. 73: 3661-3697.
- LE PICHON, X.; HAYES, D.E. - 1971 - Marginal offsets, fracture
zones and the early opening of the South Atlantic. Journal
of Geophysical Research. 76(26): 6283-6293.
- LEYDEN, R. - 1976 - Salt distribution and crustal models for the
Eastern Brazilian margin. Anais da Academia Brasileira de Ci-
ências. 48 (suplemento).
- LINARES, E.; VALENCIO, D.A. - 1975 - Palaeomagnetism and K-Ar
ages of some trachybasaltic dikes from Rio de los Molinos,
Province of Cordoba, Argentina. Journal of Geophysical
Research. 80: 3315-3321.
- LUDWING, W.J.; KRASHENINNIKOV, V.; BASOV, I.A.; BAYER, U.;
BLOEMENDAL, J.; BORNHOLD, B.; CIESIELSKI, P.; GOLDSTEIN,
E.H.; ROBERT, C.; SALLOWAY, J.C.; USHER, J.L.; VON DER DICK,
H.; WEAVER, F.M.; WISE JR., S.W. - 1980 - Tertiary and
Cretaceous paleoenvironments in the southwest Atlantic Ocean:
Preliminary results of Deep Sea Drilling Project leg 71.
Geological Society of America Bulletin. 91(II): 655-664.
- MacDONALD, W.D.; OPDYKE, N.D. - 1974 - Triassic paleomagnetism
of Northern South America. American Association of Petroleum
Geologists Bulletin. 58: 208-215.
- MARSHALL, M.; COX, A. - 1972 - Magnetic changes in pillow
basalts due to sea floor weathering. Journal of Geophysical
Research. 77: 6459-6469.
- MARTIN, A.K.; HARTINADY, C.J.H.; GOODLAD, S.W. - 1981 - A revised
fit of South America and South Central Africa. Earth
Planetary Science Letters. 54: 293-305.
- MARVIN, U.B. - 1973 - Continental drift. The evolution of a
concept. Washington, Smithsonian Institution Press, 239 p.
- MAXWELL, A.E.; VON HERZEN, R.P.; HSU, K.J.; ANDREWS, T.S.;
PERCIVAL, S.F.; MILOW, E.D.; BOYCE, R.E. - 1970 - Deep sea
drilling in the South Atlantic. Science, 168: 1047.
- McELHINNY, M.W. - 1973 - Palaeomagnetism and plate tectonics.
Grã Bretanha, Cambridge University Press. 358 p.
- McELHINNY, M.W.; BROCK, A. - 1975 - A new palaeomagnetic result
from East Africa and estimates of the Mesozoic palaeoradius.
Earth and Planetary Science Letters. 27: 321-328.
- McELHINNY, M.W.; JONES, D.C. - 1965 - Palaeomagnetic measurements

- on some Karroo dolerites from Rhodesia. *Nature*. 206: 921-922.
- McFADDEN, P.L. - 1980 - Testing a palaeomagnetic study for the averaging of secular variations. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 61: 183-192.
- McFADDEN, P.L.; JONES, D.L. - 1977 - The palaeomagnetism of some Upper Cretaceous kimberlite occurrences in South Africa. *Earth Planetary Science Letters*. 34: 125-135.
- MELLO, A.A.; SIQUEIRA, L.P. - 1972 - Levantamento geológico da faixa costeira sul de Pernambuco. Recife, MME/CNEN/UFPe. 26 p.
- MESNER, J.C.; WOOLDRIDGE, L. C.P. - 1964 - Maranhão paleozoic basin and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil - 1964 - *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. 48(9): 1475-1512.
- MORGAN, W.J. - 1968 - Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*. 73: 1959-1982.
- NAGATA, T. - 1961 - *Rock Magnetism*. Tokio, Maruzen. 350 p. Edição revisada.
- NUNES, A.B.; LIMA, R.F.; NEGREIROS B FILHO, C. - 1973 - Geologia da folha SB 23 Teresina e parte da folha SB 24 Jaguaribe. In: Projeto Radam, Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral. v. 2, p. 1-32.
- OLIVEIRA, A.A.; VIEIRA, A.T.; GALINDO, A.C.; PEREIRA, A.C.; VASCONCELOS, A.M.; SOARES FILHO, A.R.; MOURA, B.; SATO, E.Y.; OLIVEIRA A.; SILVA, E. H.R.; FONSECA, E.G.; LINS, F.A.P.L.; FORTES, F.P.; SILVA, F.P.; BENEVIDES, H.C.; LEITE, J.F.; RIBEIRO, J.A.; SOUZA QUINHO, J.; AQUINO ANGELIM, L.A. - 1978 - Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Recife, DNPM/CPRM. 16 v.
- OPDYKE, N.D. - 1964 - The paleomagnetism of some Triassic red beds from Northern Rhodesia. *Journal of Geophysical Research*. 69: 2495-2497.
- OPDYKE, N.D.; MacDONALD, W.D. - 1973 - Palaeomagnetism of Late Cretaceous Poços de Caldas alkaline complex, Southern Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*. 18: 37-44.
- O'REILLY, W. - 1976 - Magnetic minerals in the crust of the Earth. *Rep. Prog. Phys.* 39: 857-908.
- OZIMA, M.; LARSON, E.E. - 1970 - Low and high temperature oxidation of titanomagnetite in relation to irreversible changes in the magnetic properties of submarine basalts.

- Journal of Geophysical Research. 75(5): 1003-1017.
- PACCA, I.G.; HIODO, F.Y. - 1976 - Paleomagnetic of Mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in Southern Brazil. In: Anais da Academia Brasileira de Ciências. 48: 207-214. (suplemento)
- PALMER, H.C.; HAYATSU, A.; MacDONALD, W.D. - 1980 - Palaeomagnetic and K-Ar studies of a 6 km thick Cretaceous section from the Chilean Andes. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 62: 133-153.
- PECHERSKY, D.M.; TIKHONOV, L.V.; SHARONOVA, Z.V. - 1981 - Influence of magmatic conditions and alterations in volcanic rocks on titanomagnetite magnetic properties. Reprint. N° 7, Moscow, Institute of Physics of the Earth. 103 p.
- PETERSEN, N. - 1976 - Notes on the variation of magnetization within basalt lava flows and dikes. Pure and Applied Geophysics. 114(2): 177-193.
- PETERSEN, N.; POHL, J.; SCHMIDBAUER, E.; SCHULT, A.; SOFFEL, H.C. - 1979 - Typisierung der Is/T Kuerven von Basalter. (Inédito).
- PETROVA, G.N.; BAGINA, O.L. - 1982 - Magnetization of titanomagnetites from Bulgarian basalts. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 30: 274-280.
- PONTE, F.C.; ASMUS, H.E. - 1976 - The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. In: Anais da Academia Brasileira de Ciências. 48: 215-240 (suplemento).
- RABINOWITZ, P.; LABRECQUE, J. - 1979 - The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. Journal of Geophysical Research. 84(B 11): 5973-6002.
- RAJA, P.K.S.; VISE, J.B. - 1973 - Palaeomagnetism of Tororo Ring Complex, SE Uganda. Earth and Planetary Science Letters. 19: 438-442.
- REYMENT, R.A. - 1969 - Ammonite biostratigraphy, continental drift and oscillatory transgressions. Nature. 224: 137.
- REYMENT, R.A.; BENGTSON, P.; TAIT, E.A. - 1976 - Cretaceous transgressions in Nigeria and Sergipe-Alagoas (Brazil). In: Anais da Academia Brasileira de Ciências. 48: 253-264 (suplemento).
- REZENDE, W.M. - 1971 - O mecanismo de intrusões de diabásio nas bacias paleozóicas do Amazonas e do Maranhão. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, set. v. 3. p. 123-136.

- REZENDE, W.M. - 1972 - Post paleozoic geotectonics of South America related to plate tectonics and continental drift. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, out. v. 3. p. 205-210.
- RICKARD, M.J.; BELBIN, L. - 1980 - A new continental assembly for Pangaea. Tectonophysics. 63: 1-12.
- RODRIGUES, M.F.B. - 1976 - Rochas basálticas do Rio Grande do Norte e Paraíba. Tese de mestrado. São Paulo, Instituto de Geologia da Universidade de São Paulo. 62 p.
- ROLFF, P.A.A. - 1965 - O pico do Cabugi, Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia. Notas Preliminares e Estudos nº 126, 26 p.
- SCHULT, A.; GUERREIRO, S.D.C. - 1979 - Palaeomagnetism of Mesozoic igneous rocks from the Maranhão Basin, Brazil, and the time of opening of the South Atlantic. Earth and Planetary Science Letters. 42: 427-436.
- SCHULT, A.; GUERREIRO, S.D.C. - 1980 - Palaeomagnetism of Upper Cretaceous volcanic rocks from Cabo de Santo Agostinho, Brazil. Earth and Planetary Science Letters. 50: 311-315.
- SCHULT, A.; HUSSAIN, A.G.; SOFFEL, H.C. - 1981 - Palaeomagnetism of Upper Cretaceous volcanic and Nubian sandstones of Wadi Natash, SE Egypt and implications for the polar wander path for Africa in the Mesozoic. Journal of Geophysics. 50: 16-22.
- SCHULT, A.; SOFFEL, H.C.; HUSSAIN, A.G. - 1978 - Palaeomagnetism of Cretaceous Nubian Sandstone, Egypt. Journal of Geophysics. 44: 333-340.
- SCLATER, J.G.; HELLINGER, S.; TAPSCOTT, C. - 1977 - The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. The Journal of Geology. 85(5): 509-552.
- SIAL, A.N. - 1973 - The origin of the calc-alkaline suite of Cabo Santo Agostinho, Pernambuco, Brazil. In: Congresso Latino Americano de Geologia, 2. p. 1-7.
- SIAL, A.N. - 1975.a - Temperatura de cristalização e fugacidade de oxigênio em alguns diabásios mesozóicos do Nordeste Oriental do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 7. Fortaleza, nov. Bol. nº 5. p. 159-171.
- SIAL, A.N. - 1975.b - Petrologia e significado tectônico dos diabásios mesozóicos do Rio Grande do Norte e Paraíba. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, Fortaleza, nov. Bol nº 5 p.

207-221.

- SIAL, A.N. - 1975.c - Petrologia e química mineral dos basaltos mesozóicos de Porto Franco e Grajau, Maranhão. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, Fortaleza, nov. Bol. n° 5. p. 223-241.
- SIAL, A.N. - 1976.a - The post-paleozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. In: Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48: 299-311.
- SIAL, A.N. - 1976.b - The magmatic province of Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco: a Brazilian record of the Ascension plume activity in the past. In: Congresso Latino Americano de Geologia, 3, Acapulco. p. 100 (Abstract).
- SIAL, A.N.; LONG, L.E.; PESSOA, D.A.R.; KAWASHITA, K. - 1981 - Potassium-argon ages strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, Northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências. 53(1): 115-122.
- SIAL, A.N.; PESSOA, D.R.; KAWASHITA, K. - 1976 - New potassium-argon ages, strontium isotope ratio measurement and chemistry of Mesozoic basalts, state of Maranhão, Northeast Brazil. Boletim Mineralógico n° 4, p. 59-72.
- SIBUET, J.C.; MASCLE, J. - 1978 - Plate kinematic implications of Atlantic Equatorial fracture zone trends. Journal of Geophysical Research. 83(B7): 3401-3421.
- SIEDNER, G.; MITCHELL, J.G. - 1976 - Episodic Mesozoic volcanism in Namibia and Brazil: a K-Ar isochron study bearing on the opening of the South Atlantic. Earth and Planetary Science Letters. 30: 292-302.
- SMITH, A.G.; HALLAM, A. - 1970 - The fit of the Southern continents. Nature. 225: 139-144.
- STACEY, F.D. - 1962 - A generalized theory of thermoremanence covering the transition from single-domain to multi-domain magnetic grains. Philosophical Magazine. 7: 1887.
- STACEY, F.D.; BANERJEE, S.K. - 1974 - The physical principles of rock magnetism. Amsterdam, Elsevier. 195 p.
- STEINER, M.B. - 1980 - Investigation of the geomagnetic field polarity during the Jurassic. Journal of Geophysical Research. 85(B7): 3572-3586.
- TARLING, D.H. - 1971 - Principles and applications of Palaeomagnetism. Londres, Chapman and Hall.. 165 p.
- THELLIER, E. - 1937 - Aimantation des terres cuites, application

à la recherche de l'intensité du champ magnétique terrestre dans la passé. *Compte Rendu Academie Scientifique du Paris*, 204: 184-186.

THELLIER, E.; RIMBERT, F. - 1954 - Sur l'analyse d'aimantations fossiles par action de champs magnétiques alternatifs. *Compte Rendu Academie Scientifique du Paris*, 239: 1399-1401.

THELLIER, E.; RIMBERT, F. - 1955 - Sur l'utilisation en paleo magnetisme, de la désaimantation par champs alternatif. *Compte Rendu Academie Scientifique du Paris*, 240: 1404-1406.

THOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U.G.; MARINO, O. - 1974 - Idades Po tássio-argônio de rochas basálticas da Bacia Amazônica e sua significação tectônica regional. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre, nov. v. 6, p. 273-278.

URIEN, C.M.; MARTIN, L.R.; ZAMBRANO, J.J. - 1976 - The geology and tectonic framework of Southern Brazil, Uruguai and Northern Argentina continental margin: their behavior during the South Atlantic opening. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 48: 365-376. (suplemento).

VALENCIO, D.A.; MENDIA, J.E.; GIUDICI, A.; GASCON, J.O. - 1977 - Palaeomagnetism of the Cretaceous Pirgua Subgroup (Argentina) and the age of the opening of the South Atlantic. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 51: 47-58.

VALENCIO, D.A.; VILAS, J.F. - 1969 - Age of separation of South America and Africa. *Nature*. 223: 1353-1354.

VALENCIO, D.A.; VILAS, J.F. - 1970 - Palaeomagnetism of some Middle Jurassic lavas from south-east Argentina. *Nature*. 225: 262-264.

VALENCIO, D.A.; VILAS, J.F. - 1972 - Palaeomagnetism of Late Palaeozoic and Early Mesozoic rocks of South America. *Earth and Planetary Science Letters*. 15: 75-85.

VALENCIO, D.A.; VILAS, J.F. - 1976 - Sequence of the continental movements occurred prior to and after the formation of the South Atlantic. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 48: 377-386. (suplemento).

VALENCIO, D.A.; VILAS, J.F.; PACCA, I.G. - 1983 - The significance of the palaeomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: predrift movements, hairpins and magneto stratigraphy. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 73(1): 135-151.

VAN ANDEL, T.H.; THIEDE, J.; SCLATER, J.G.; HAY, W.W. - 1977 -

Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. The Journal of Geology. 85(6) 651-698.

VANDOROS, P.; CORDANI, U.G.; MATZKO, J.J. - 1966 - Idades absolutas das rochas ígneas da região do Cabo, Pernambuco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 20, Rio de Janeiro. v. 1, p. 64-66.

VANDOROS, P.; VALARELLI, J.V. - 1976 - Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, nov. Resumo das Comunicações. p 19.

VAN HINTE, J.E. - 1976.a - A Jurassic time scale. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 60(4):489-497.

VAN HINTE, J.E. - 1976.b - A Cretaceous time scale. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 60(4):498-516.

VAN ZIJL, J.S.V.; GRAHAM, S.W.T.; HALES, A.L. - 1962.b - The paleomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. Part I. 7:23-39.

VAN ZIJL, J.S.V.; GRAHAM, S.W.T.; HALES, A.L. - 1962.b - The paleomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. Part II. 7:169-182.

VELDKAMP, J.; MULDER, F.G.; ZIJDERVELD, J.D.A. - 1971 - Paleomagnetism of Surinames dolerites. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 4: 370-380.

VILLAS, J.F. - 1974 - Paleomagnetism of some igneous rock of the Middle Jurassic Chon Aike formation from Estancia La Reconquista, Province of Santa Cruz, Argentina. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 39: 511-522.

VILLAS, J.F. - 1976 - Paleomagnetism of the Lower Cretaceous Sierra de los Condores Group, Córdoba Province Argentina. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 46: 295 - 305. v. 2, p. 693 - 712.

VOGT, P.R. - 1973 - Early events in the opening of the North Atlantic. In: Tarling, D. H.; Runcorn, S. K. Ed. Implications of continental drift to the Earth Sciences. London, Academic Press. v. 2, p. 693 - 712.

WATSON, G.S. - 1956 - Analysis of dispersion on a sphere. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. Geophysical Supplement. 7 (4): 153-159.

WATSON, G.S.; IRVING, E. - 1957 - Statistical methods in rock magnetism. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. Geophysical Supplement. 7 (61): 289-300.

WEGENER, A. - 1915 - Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig, Germany, Friedrich Vieweg & Sohns. 270 p.

WESTPHAL, M.; MONTIGNY, R.; THUIZAT, R.; BARDON, C.; BOSSERT, A.; HAMZEH, R.; ROLLEY, J.P. - 1979 - Paleomagnetism et datation du volcanisme Permian, Triassique et Cretace du Maroc. Canadian Journal of the Earth Sciences. 16: 2150-2164.

WRIGHT, J.B. - 1971 - Comments on "Timing of break-up of the continents round the Atlantic as determined by paleomagnetism", by E.E. Larson and L. La Fontain. Earth and Planetary Sciences Letters. 8 (1970): 341-344. Earth and Planetary Sciences Letters. 10 (2): 271-272.

ZIJDERVERELD, J.D.A. - 1967 - A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson, D.M., Creer, K.M., Runcorn, S.K. Ed. Methods in paleomagnetism. New York, Elsevier. p. 254-286.